ТОМ

ЧИТИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
А. В. СИДОРЕНКО

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

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1969

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

■

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

■

ЧИТИНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XXI

ЧИТИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

РЕДАКТОР
Н И. ТОЛСТИХИН

ЗАМЕСТИТЕЛЬ РЕДАКТОРА
Н А. МАРИНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1969

УДК 551 49(571.55)

Гидрогеология СССР, том XXI, Читинская область,
Н С Богомолов, Л М. Орлова и др М , «Недра» 1969 , 444 стр

На основании исследований последних лет освещаются гидрогеологические и инженерно-геологические условия Читинской области

Гидрогеологическая характеристика территории приведена на геологоструктурной основе Межгорные впадины являются артезианскими бассейнами, в которых аккумулируются запасы межпластовых подземных вод, а обрамляющие их высоты служат внешними областями питания этих бассейнов

В составе межгорных артезианских бассейнов на территории Читинской области выделяются байкальский, алданский, забайкальский и монгольский типы В широкоразвитых трещиноватых породах массивов изверженных и метаморфических пород формируются преимущественно грунтовые ненапорные воды и трещинно-жильные, напорные подземные воды

Выделяются Байкало-Чарская и Даурская гидрогеологические складчатые области, образующие вместе с Патомо-Витимской складчатой областью Восточно-Сибирскую гидрогеологическую сложную складчатую область

Во всех этих районах выделены водоносные горизонты и комплексы и приводятся данные о распространении и составе водовмещающих пород сведения о глубине залегания подземных вод и напорах, состав водоупорных пород, влияния многолетнемерзлой зоны, данные о дебитах водопунктов, химическом составе подземных вод, характеризуются условия питания и разгрузки Специальный раздел посвящен описанию разнообразных минеральных вод

Инженерно геологические условия строительства для всей территории области в отношении несущих свойств грунтов являются благоприятными, но необходимо учитывать сложный рельеф местности, сейсмичность области, наличие зоны многолетнемерзлых пород и связанные с этим явления и процессы

Приведенное в XXI томе обобщение материалов по подземным водам и инженерной геологии Читинской области позволяет установить ряд общих закономерностей в распределении и формировании подземных вод и инженерно геологических условий ее территории а также выявить значение подземных вод в решении практических задач связанных с водоснабжением различных объектов промышленности и сельского хозяйства

В заключении тома перечислены очередные практические задачи и теоретические проблемы, стоящие перед гидрогеологической службой

Таблиц 154 иллюстраций 29 библ назв 262

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГИДРОГЕОЛОГИИ СССР»

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXI ТОМА

ЕФИМОВ А И
МАРИНОВ Н А
ШОЛКИН К Д
ПОПОВ В Н
ТИТОВ Н А.
ТОЛСТИХИН Н И

ОГЛАВЛЕНИЕ

		Стр
Введение		7
Глава I	Общие сведения **История гидрогеологических и инженерно-геологических исследований.** *Л М Орлова*	9
Глава II	**Факторы, определяющие распространение и формирование подземных вод**	19
	Природные факторы	19
	Геоморфология, почвы и растительность *Л М Орлова, Н Н Гераков*	19
	Климат *И. М Осокин, А И Сизиков*	26
	Гидрография *А И Сизиков, Н С Богомолов*	33
	Мерзлая зона Земли (криозона) *Н А Маринов, Л М Орлова*	45
	Геологическое строение *В В Старченко*	81
	Деятельность человека *Н С Богомолов*	97
Глава III	**Подземные воды**	100
	Гидрогеологическое районирование *Н И Толстихин, Л М Орлова*	101
	Подземные воды фундамента	116
	Гидрогеологическая формация разновозрастных интрузивных пород *Н С Богомолов, В М Степанов, А А Шпак*	116
	Гидрогеологическая формация докембрийских метаморфических образований *А А Шпак*	144
	Гидрогеологическая формация карбонатных пород протерозоя *Л М Орлова*	146
	Водоносный комплекс карбонатных и терригенных нижнепалеозойских отложений *Л М Орлова*	147
	Гидрогеологическая формация нижне и среднепалеозойских метаморфических песчано сланцевых отложений *Н С Богомолов*	154
	Гидрогеологическая формация верхнекаменноугольных, пермских и нижнетриасовых отложений *Н С Богомолов*	177
	Гидрогеологическая формация мезозойских терригенных отложений *Л М Орлова*	188
	Гидрогеологическая формация докайнозойских вулканогенных пород *Н С Богомолов*	196
	Подземные воды чехла *Н С Богомолов*	204
	Водоносный комплекс нижнекембрийских отложений *Л М Орлова*	204
	Гидрогеологическая формация верхнеюрских — нижнемеловых и нижнемеловых континентальных отложений *Л М Орлова, А Н Скляревская, В М Степанов, Н А Маринов, Н С Богомолов*	205
	Гидрогеологическая формация палеогеновых и неогеновых терригенных отложений *Н С Богомолов*	245

Стр

Водоносный комплекс неоген нижнечетвертичных отложений *Н С Богомолов* 247

Водоносный горизонт нижне среднечетвертичных отложений *Н С Богомолов* 256

Водоносный комплекс современных четвертичных отложений *Н С Богомолов* 264

Водоносный комплекс кайнозойских эффузивов *Н С Богомолов* 280

Глава IV **Основные закономерности распространения и формирования подземных вод региональной и локальной трещиноватости** *Н С Богомолов* 287

Трещинные воды зоны выветривания 287

Воды региональной тектонической трещиноватости 296

Воды генеральных тектонических разрывов — локальные 314

Глава V **Формирование химического состава подземных вод** *Н А Маринов, В М Степанов* 328

Глава VI **Природные минеральные воды** *Л М Орлова, Н И Толстихин* 335

Лечебные и питьевые подземные минеральные воды 335

Поверхностные минеральные лечебные воды и грязи 381

Подземные воды перспективные для промышленного использования 382

Использование минеральных термальных и промышленных вод в народном хозяйстве 383

Краткие сведения о курортах и здравницах области 384

Глава VII **Существующее и возможное использование подземных вод для целей водоснабжения.** *В Д Вараксина* 390

Глава VIII **Гидрогеология месторождений полезных ископаемых** *А В Сребрякова, Л М Орлова А Н Скляревская Л Л Богданова* 396

Глава IX **Инженерно-геологическая характеристика территории** *В П Портнова* 411

Сибирская платформа 412

Восточно Сибирская складчатая страна 413

Заключение *Н А Маринов, Н И Толстихин* 430

Литература 434

Приложение (Гидрогеологическая карта и обзорная инженерно геологическая карта Читинской области)

ВВЕДЕНИЕ

В Читинской области на протяжении многих лет выполнялись гидрогеологические и инженерно-геологические исследования. Наиболее широкое развитие они получили в послевоенные годы в связи с ростом различных отраслей народного хозяйства. В процессе этих работ был собран большой фактический материал по обводненности горных пород, развитых на территории, по химическому составу подземных вод, особенностям распределения и формирования их ресурсов и эксплуатационным запасам. Кроме того, были открыты и разведаны многие минеральные источники, на базе которых построены благоустроенные курорты, разрешены вопросы водоснабжения, изучены гидрогеологические и инженерно-геологические условия различных месторождений полезных ископаемых, инженерно-геологические условия многочисленных строительных площадок, дорожных магистралей и т. д.

Однако лишь в самые последние годы были сделаны попытки обобщить накопленный материал по подземным водам. Результатом этого явилось составление гидрогеологической карты области масштаба 1 : 2 500 000, а также сводки по минеральным водам и оценке эксплуатационных запасов пресных подземных вод. Большинство фондовых и архивных данных о подземных водах и особенно по инженерной геологии оставались не обобщенными.

Начиная с 1961 г., Читинское геологическое управление приступило к обобщению материалов по гидрогеологии и инженерной геологии с целью составления монографического описания гидрогеологии Читинской области — тома XXI «Гидрогеология СССР».

В работе по составлению XXI тома приняли участие сотрудники Читинского геологического управления, а также сотрудники высших учебных заведений и научно-исследовательских институтов (Н. И. Толстихин — Ленинградский горный институт им. Г. В. Плеханова, Н. А. Маринов — Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) и работники Главгеолразведки — В. М. Степанов и Л. Л. Богданова, И. М. Осокин и А. И. Сизиков — Читинский государственный педагогический институт).

При составлении настоящего тома были использованы результаты гидрогеологических и инженерно-геологических, а также тематических исследований, выполненных на территории Читинской области по состоянию на 1963 г. включительно. Кроме того, были широко привлечены материалы геологических съемок и результаты геологоразведочных работ, по которым имеются сведения о подземных водах и инженерной геологии, а также данные геофизических исследований, особенно по межгорным котловинам.

Работа над составлением тома показала также, что отдельные районы описываемой территории изучены еще очень слабо. Это относится главным образом к северным, экономически недостаточно освоенным областям. Однако и в южных районах, с относительно развитой экономикой, имеются существенные пробелы в изучении подземных вод. Так, например, следует признать совершенно недостаточной сеть глубоких опорных скважин, слабую изученность режима подземных вод различных водоносных горизонтов и комплексов, а также недостаточную изученность подземных минеральных вод.

Рукопись XXI тома рассматривалась на Научно-техническом совете Читинского геологического управления и была утверждена к изданию главной редколлегией монографии «Гидрогеология СССР».

В процессе рецензирования, обсуждения тома во ВСЕГИНГЕО и утверждения его к печати весьма ценные советы по существу и форме изложения были сделаны Е. А. Басковым, Г. Б. Пальшиным, Е. П. Кенесариным, А. Г. Портновым, И. М. Цыпиной, Л. А. Яроцким.

Учитывая, что данная работа является первой попыткой создания подобного рода сводки, авторы не исключают возможных недостатков ее и все критические замечания со стороны специалистов примут с благодарностью.

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В истории гидрогеологического исследования Читинской области выделяется два этапа: дореволюционный и послереволюционный.

Дореволюционный этап характеризуется главным образом сбором сведений о подземных водах и минеральных источниках области. Эти исследования, связанные в основном со строительством Транссибирской ж.-д. магистрали, проводились В. А. Обручевым, А. П. Герасимовым и А. Гедройцем.

Наиболее ранней работой первого периода является вышедшая в 1897 г. книга М. Сергеева, посвященная характеристике геологического строения и гидрогеологических условий Забайкальского участка дороги. В ней приводятся некоторые соображения об источниках питания подземных вод, глубине их залегания и даны рекомендации по водоснабжению будущих железнодорожных станций. Другая работа аналогичного направления, но касающаяся западной части Амурской ж. д., была опубликована в 1916 г. А. В. Львовым. В ней дано подробное описание гидрогеологических условий и «вечной» мерзлоты (распространение, глубина залегания, мощность, режим), выполненное на базе обобщения материалов, собранных во время изысканий и постройки железной дороги.

Некоторые минеральные источники Забайкалья, в том числе и Читинской области, были охарактеризованы в первых сводных работах И. А. Багашева (1905) и В. А. Обручева (1914). Этими работами заканчивается первый этап гидрогеологического исследования Читинской области. В результате этих работ были получены первые сведения о гидрогеологии области, геологических условиях выхода на поверхность пресных и минеральных подземных вод, их генезисе, химическом и газовом составе, даны рекомендации по каптажу ямаровских минеральных источников.

Начало второго этапа, продолжавшегося примерно до 1930 г., характеризуется главным образом исследованиями минеральных источников области. В вышедшей в 1920 г. сводке А. П. Герасимова: «Минеральные воды России» дается описание минеральных источников Дарасунского, Ямаровского и Ямкуна. Исследованию Ямаровского источника в это время посвятили свои работы П. Д. Рязанов и А. В. Арсентьев (1924). Я А. Макеров (1924—1926) опубликовал результаты работ, выполненных на дарасунских минеральных источниках.

В 1929 г. А. И. Дзенс-Литовский изучал Доронинское содовое озеро. Он высказал предположение, что образование соды в нем связано с химическим выветриванием песков и галечников, а также с почвообразовательными процессами.

В 1928—1929 гг. по поручению Геологического комитета Н. И. Толстихин, А. С. Скробов и В. Н. Данилович занимались исследованиями минеральных источников в бассейнах рек Урова, Газимура, Унды, Куренги и Шилки. В 1929—1930 гг. дарасунские минеральные источники изучались А. И. Силиным-Бекчуриным.

В результате всех этих работ были получены весьма ценные сведения об особенностях формирования минеральных вод названных источников, их температуре, химическом и газовом составе, радиоактивности, дебите, а по некоторым из них получены данные о микрокомпонентах. Среди пресных подземных вод Забайкалья, приуроченных к участкам распространения мерзлой зоны, были выделены надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды.

В следующее десятилетие этого этапа работы по изучению минеральных вод осуществлялись Е. А. Пресняковым, А. И. Ефимовым, Ю. П. Деньгиным, И. И. Кобозевым, Е. Н. Щукиной, М. И. Александровой, А. Д. Калининым и Н. И. Толстихиным.

Наряду с работами по изучению минеральных вод важное значение приобретают гидрогеологические исследования в целях водоснабжения. Такие работы были выполнены в районе Шерловогорского рудника и Хапчерангинского комбината (Бондаренко, 1931; Шумилов, 1932; Комиссаров, 1931—1933; Ефимов, 1931—1933; Лопарев, 1933; Говоров, 1933—1934; Эрганов и Толстихин, 1934—1935 и др.). Сложные гидрогеологические условия и аридность климата в районе проведения работ обусловили необходимость проведения более широких гидрогеологических исследований. Таким образом, этими работами было положено начало систематическим среднемасштабным гидрогеологическим съемкам, которые осуществлялись в это время Восточно-Сибирским геологоразведочным трестом и трестом Спецгео. Такие работы в 1931—1933 гг. были выполнены С. В. Комиссаровым в Агинском аймаке, в районе ст. Даурия и по правобережью Борзи, в 1930 г. Н. И. Толстихиным, Н. С. Ильиной, Е. Н. Щукиной и М. И. Александровой в бассейнах рек Ингоды, Унды и Куренги, Е. Е. Осиповой в бассейне р. Аргуни, в 1931 г. Ф. И. Смирновым в Александрово-Заводском районе и т. д. Однако следует заметить, что съемки проводились на недостаточно подготовленной геологической основе и на схематических топографических картах. Поэтому они не выдерживают современных требований, предъявляемых к гидрогеологическим картам, и не отвечают заданному масштабу.

В 1933 г. с целью изучения режима шахтных и рудничных вод в Ямкуне была организована мерзлотно-гидрогеологическая станция. К сожалению, она просуществовала лишь до 1935 г. и поэтому (непродолжительный срок работы) не смогла выполнить полностью намеченную программу исследований.

В период с 1931 по 1935 г. были опубликованы работы Ю. П. Деньгина, Н. И. Толстихина и А. И. Силина-Бекчурина. Первая из них посвящена описанию минеральных вод Центрального Забайкалья. Работы Н. И. Толстихина освещают основные черты гидрогеологии Забайкалья, состав газов некоторых минеральных источников его с выводами об их генезисе и условиях выхода на поверхность. Кроме того, в них рассмотрены вопросы режима, классификации и генезиса минеральных вод. Среди последних были выделены байкало-баргузинские азотные термы и даурский тип холодных углекислых вод. Работа А. И. Силина-Бекчурина посвящена результатам его исследований, выполненных несколько ранее в районе курорта Дарасун.

Более широкий размах гидрогеологические и комплексные геолого-гидрогеологические съемки среднего масштаба приобрели с 1935 по 1942 г. Ими была покрыта вся юго-восточная часть Читинской области.

В выполнении работ принимали участие Н. Л. Кудрявцева, В. А. Лысенко, Е. Л. Муравьев, К. А. Беляев, Ц. Я. Мирская, В. И. Миртов, Н. А. Маринов, Д. С. Соколов, Е. Я. Стрелковский и др. В результате этих работ для указанной территории были составлены геологические и почвенные карты, позволившие выявить основные закономерности распространения, питания и формирования химического состава подземных вод и дать рекомендации по их практическому использованию. Материалы этих съемок были обобщены группой геологов под руководством Н. Л. Кудрявцевой в сводной работе по геологии и гидрогеологии юго-восточного Забайкалья (Кудрявцева, 1942).

Помимо названных работ в этот период проводятся гидрогеологические работы по изучению минеральных вод и по разведке месторождений полезных ископаемых, главных образом углей.

Изучение минеральных вод проводилось на курортах Дарасун, Олентуй (Шумилов, 1934—1935; Кобозев, 1937; Валединский, 1939), Молоковка и Шиванда (Баранов и Ляшонок, 1936—1937). В 1938 г. Н. И. Толстихиным и Е. Е. Свистуновой была издана работа «Минеральные воды Забайкалья», представляющая первую за Советский период сводку по минеральным водам области, кратко освещающую условия распространения и выхода на поверхность минеральных вод, их химический и газовый состав. Гидрогеологические исследования в связи с разведочными работами осуществлялись М. Ф. Рябоконем (1936—1937), Н. А. Титовым, В. И. Жереховым (1937), С. Н. Попенко (1938—1939), Прохоровым (1941) — на Букачачинском угольном месторождении, Г. И. Панфиловым (1938—1939) — на Арбагарском, А. С. Струговым (1937—1938) — на Оловском, М. Ф. Ждановым (1938) — на Тарбагатайском, Н Г. Компанийцем (1939) — на Делюнском, Ф. Ф. Оттеном, В. П. Плотниковым (1939) — на Черновском и А. Е. Плотниковым (1940) — на Кузнецовском Увале.

В процессе разведки месторождений был получен обширный материал по характеристике водоносности выполняющих депрессии мезозойских осадочных пород, к которым приурочены названные месторождения. В течение 1936—1942 гг. проводились также гидрогеологические исследования в районе некоторых рудных месторождений с целью изыскания источников водоснабжения для построенных на них горнорудных предприятий. Такие исследования были выполнены на Хапчерангинском оловокомбинате (Эрганов, Толстихин, 1934—1935; Малковский, 1935—1936 и Масленников, 1939), Белухинском вольфрамовом месторождении (Кисаров, 1937), в районе комбината Дарасунзолото (Пушко, 1939—1940), на Шерловогорском оловокомбинате (Иттер, Перельштейн, 1940—1942) и др. В итоге проведенных работ была изучена водоносность главным образом аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений, выполняющих долины в районе перечисленных месторождений. Были рекомендованы также участки для строительства водозаборов подземных вод.

В предвоенный период вышла в свет работа И. Я. Баранова (1940), в которой предложена классификация подземных вод южной окраины области развития многолетнемерзлых пород, характеристика их режима, а также различных гидромерзлотных проявлений.

Годы Великой Отечественной войны и некоторый период (до 1948 г.) после окончания войны характеризуются общим спадом гидрогеологических исследований в Читинской области. Гидрогеологические работы в это время проводятся преимущественно в районе месторождений полезных ископаемых с целью водоснабжения горнодобывающих предприятий. Такие работы для Этыкинского прииска в 1942—1943 гг. проводились Ц. Дондобэ и К. Н. Шавриной, а в 1945—1946 гг. В. Н. Пушко,

на Хапчерангинском оловокомбинате — В. Александровым (1942), на Костромихинском и Амуджиканском молибденовых месторождениях — П. И. Трофимуком (1942), на Букукинском и Белухинском вольфрамовых месторождениях — М. Т. Прадед, И. А. Лившицем и Ц. Дондобэ (1944—1945), на Шахтаминском — П. С. Яцура (1945), Антоновогорском — П. А. Серым (1946) и др. Комплексная гидрогеологическая съемка в этот период проводилась Н. Л. Кудрявцевой. Сводка по минеральным водам Восточного и частично Центрального Забайкалья составлена В. А. Кротовой (1944).

Помимо этих работ, в 1943—1945 гг. осуществлялись мероприятия по обобщению материалов по подземным водам с составлением мелкомасштабных сводных гидрогеологических карт. Работы проводились под руководством Н. И. Толстихина, Л. М. Орловой, Л. К. Лебедевой, Н. А. Титовым и др. Авторы составили гидрогеологические карты по листам М-49 и М-50, т. е. по наиболее изученной в гидрогеологическом отношении части Читинской области, включающей Центральное и Восточное Забайкалье.

Из числа опубликованных в этот период работ необходимо назвать сводку М. П. Михайлова и Н. И. Толстихина (1946), посвященную минеральным источникам и грязевым озерам Восточной Сибири. В состав этой работы вошло также описание минеральных источников и озер Читинской области. Изучением их в этот период занимались А. В. Бутенко и И. Ф Щепетунин (1943).

Последний период (с 1948 г. по настоящее время) характеризуется значительным расширением гидрогеологических работ самого различного целевого назначения и содержания. В это время возобновляется производство среднемасштабных гидрогеологических съемок, продолжаются работы по изучению гидрогеологии месторождений полезных ископаемых, по поискам и разведкам подземных вод для водоснабжения городов, промышленных и сельскохозяйственных объектов, по изучению минеральных источников, режиму подземных вод и тематическим исследованиям.

Гидрогеологическая съемка среднего масштаба проводилась в районе курортов Молоковка и Шиванда, а также Карповского минерального источника, расположенного в окрестностях г. Читы. Назначением ее являлось получение данных для дальнейшего проектирования разведочных работ, связанных с расширением гидроминеральной базы курортов (Орлова, Широбоков, Устюжанина, 1950). В результате выполненных исследований установлена приуроченность выходов холодных углекислых минеральных вод к зонам крупных тектонических нарушений и выделены участки, перспективные для поисково-разведочных работ на минеральные воды. В 1949—1950 гг. Г. С. Тентелюк занимался изучением минеральных озер.

Гидрогеологическая среднемасштабная съемка начала планомерно проводиться Читинским геологическим управлением с целью улучшения состояния существующего водоснабжения животноводческих колхозов и совхозов. В 1951—1955 гг. она проводилась на площади Агинского национального округа, где расположена основная часть животноводческих колхозов и совхозов области (А. В. Устюжанина, Н. В. Кужелева, Н. С. Богомолов). В 1956—1961 гг. задачи съемки значительно расширились в связи с необходимостью выявления источников водоснабжения не только для сельского хозяйства, но и других объектов, а также проведения гидрохимических исследований с целью поисков рудных месторождений. За эти годы гидрогеологической съемкой была покрыта площадь более 25 тыс. $км^2$, расположенная в пределах бассейнов рек Ингоды и Шилки (Портнов, 1958; Богомолов и Овчаренко, 1958; Богомо-

лов, 1959; Богомолов, Будзинский, Коржов, 1960, 1961), Унды (Орлова и Яненко; 1957—1958), Газимура и Аргуни (Овчаренко, 1959; Овчаренко, Цыганок, 1960; Овчаренко, Коржов, Самойленко, 1961), а также р. Нерчи (Осадчий, Портнов, Богомолов, 1957). Кроме того, гидрохимические исследования в поисковых целях проводились П. А. Удодовым и И. П. Онуфриенком, С. П. Албулом, С. Д. Капрановым, Р. С. Кононовой и др.

Большой фактический материал по характеристике подземных вод получен за последние годы в результате работ, выполненных при разведке месторождений полезных ископаемых. Трещинные и трещинно-жильные воды магматических и метаморфических пород и трещинно-карстовые воды карбонатных пород кембрия изучались в районе и на участках Акатуевского и Спасского полиметаллических и других месторождений, а трещинно-пластовые и пластовые воды осадочных пород верхнеюрского и нижнемелового возраста — при разведке Черновского, Харанорского, Иргенского, Кутинского и других буроугольных месторождений, приуроченных к межгорным впадинам области. Следует отметить обобщающие работы И. Я. Зарубинского по гидрогеологии угольных месторождений.

Поиски и разведка подземных вод проводились для водоснабжения существующих и проектируемых промышленных и горнорудных предприятий, городов и населенных пунктов.

Следует указать также на большое число буровых на воду скважин, пройденных конторой «Бурвод» в различных районах области в период с 1940 г. по настоящее время. К сожалению, часто неудовлетворительная документация этих скважин не позволяет их использовать для характеристики водоносности вскрытых ими комплексов пород.

Работы по изучению минеральных вод осуществлялись в 1953 г. Государственным центральным научно-исследовательским институтом курортологии и физиотерапии Министерства здравоохранения РСФСР. В 1949—1953 гг. партиями «Союзкаптажминвод» были проведены разведочные и каптажные работы на курортах Дарасун, Ургучан, Шиванда Кука и на Карповском минеральном источнике.

Эти работы значительно увеличили ресурсы лечебных минеральных вод курортов и позволили дать более полную характеристику их химического и газового состава. В 1959 г. работы по изучению минеральных вод продолжались Сибирской каптажной партией конторы «Геоминвод» Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии Министерства здравоохранения РСФСР. В период 1957—1962 гг. этими организациями были продолжены детальные гидрогеологические исследования на курортах Дарасун, Ургучан, Кука, Шиванда и Молоковка.

Наряду с вышеуказанными работами изучением углекислых вод и газов Читинской области в эти же годы занимались Г. И. Хныров, Н. Н. Куликова, В. П. Новик-Качан и др.

В 1957 г. Читинским геологическим управлением были начаты наблюдения за режимом подземных вод г. Читы и ее окрестностей. С этой целью в составе Читинского геологического управления была организована гидрогеологическая станция. Первоначально наблюдения проводились только по эксплуатационным скважинам г. Читы, а в дальнейшем по расширенной наблюдательной сети. Ближайшей задачей этих работ является выяснение условий питания и формирования химического состава и ресурсов подземных вод Читинского артезианского бассейна с количественной оценкой последних.

Как уже отмечалось выше, характеризуемый период отличается широким развитием тематических работ, связанных с обобщением мате-

риалов по подземным водам и инженерной геологии как по области в целом, так и по отдельным крупным ее регионам Так, в 1953 г В П Боровицкий составляет сводку по гидрогеологии и инженерной геологии г Читы, в которой впервые систематизируется большой фактический материал по подземным водам и инженерно-геологическим условиям строительства в городе и его ближайших окрестностях В опубликованной гидрохимической карте Сибири и Дальнего Востока территория Читинской области была отнесена к зоне пресных кислородно-азотных вод, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого состава

В 1955—1956 гг гидрогеологами Читинского геологического управления Л М Орловой, Л П Яненко и А Г. Портновым была составлена сводная гидрогеологическая карта условий сельскохозяйственного водоснабжения Восточного Забайкалья с пояснительной запиской, необходимые для решения практических задач, связанных с водоснабжением сельского хозяйства

В 1958—1960 гг под руководством Н И Толстихина и В Г Ткачук осуществляется обобщение материалов по минеральным водам области Эти материалы вошли в состав двухтомной монографии «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» Первый том, опубликованный в 1961 г, содержит общее описание минеральных вод (Н И Толстихин, Л М Орлова, В М Степанов), а второй (1962 г) — каталоги минеральных источников и озер

Дальнейшее развитие научно-исследовательских тематических работ, начиная с 1959 г, осуществляется Читинским геологическим управлением под научно-методическим руководством ВСЕГИНГЕО и частично ВСЕГЕИ

В 1961 г вышла в свет гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 2500000, составленная сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством И К Зайцева, на которой в пределах Читинской области показаны основные водоносные комплексы и главнейшие гидрогеологические районы

В 1961 г Л М Орловой и А Н Скляревской завершено составление гидрогеологической карты Читинской области масштаба 1 2500000, являющейся составной частью одноименной карты того же масштаба, составленной для территории всего СССР по методике и под руководством ВСЕГИНГЕО

В 1961 г было проведено обобщение материалов по промышленным подземным водам области (Л И Супрун), составлены прогнозные среднемасштабные гидрогеологические карты условий сельскохозяйственного водоснабжения отдельных районов (Л М Орлова, А В Устюжанина, А Н Скляревская и др), подготовлен первый выпуск кадастра буровых на воду скважин (А В Устюжанина, В Д Вараксина и др), закончены работы по сбору и обобщению материалов по эксплуатационным ресурсам пресных подземных вод и составлена карта этих ресурсов (А Г. Портнов, Л И Супрун)

Однако несмотря на значительный объем гидрогеологических работ, выполненных на территории Читинской области, гидрогеологическая изученность ее все еще остается слабой и неравномерной

Гидрогеологическими среднемасштабными съемками покрыта южная часть области По некоторым площадям она не является кондиционной и требует дополнительных работ Северная часть области в гидрогеологическом отношении представляет собой «белое пятно» О подземных водах этой территории имеются лишь незначительные сведения, собранные при проведении геологических съемок

Опорное бурение для гидрогеологических целей на территории Читинской области не проводилось Имеющиеся глубокие скважины

(300—880 *м*), как правило, проходились в межгорных впадинах с целью изучения стратиграфии мезозойских отложений или разведки связанных с ними угольных месторождений.

Общее число скважин, имеющих сведения по водоносным горизонтам, невелико. Достаточно указать, что из известных на территории Читинской области 80 мезозойских впадин бурение глубоких скважин проводилось лишь в девятнадцати.

В 1936 г в связи с изучением гидрогеологических условий Букачачинского каменноугольного месторождения на его участке были пройдены две разведочные скважины глубиной 500 и 543,5 *м*. Они установили глубину залегания, мощность и характер многолетнемерзлой зоны, разрез мезозойских осадочных пород и их водоносность. Обе скважины не дошли до пород фундамента впадины. В период Великой Отечественной войны в связи с возросшей потребностью в энергетическом угле были проведены разведочные работы на Харанорском угольном месторождении. С этой целью здесь была заложена структурная скважина проектной глубиной 1500 *м* (Трансбурвод). В 1943 г. бурение скважины было закончено на глубине 702 *м*, так как мощность мезозойских отложений оказалась меньше, чем предполагалось. В основании этих отложений вскрыты породы осадочно-вулканогенной толщи верхней юры, представляющей верхний структурный ярус фундамента впадины. Скважиной установлены четыре водоносные зоны. Три верхние зоны трещинно-пластовых вод, приуроченные к песчаникам, глинистым сланцам и прослоям бурых углей нижнего мела, вскрыты в интервале от 20 до 540 *м*. Нижняя (IV) зона трещинных вод установлена в конгломератах и подстилающих их порфиритах верхней юры; пройденная мощность их составляет около 120 *м*. Находящиеся в них подземные воды остались неизученными. Значительное число скважин в разные годы было пробурено в пределах Читино-Ингодинской впадины в связи с поисками и разведкой буроугольных месторождений и необходимостью решения вопросов водоснабжения железнодорожных станций, населенных пунктов и промышленных объектов. Так, для водоснабжения ст. Черновская в 1905—1907 гг. была пробурена скважина глубиной 248,7 *м*, эксплуатировавшаяся в течение нескольких десятилетий. В этой же впадине на участке Черновского буроугольного месторождения различными организациями было пробурено много разведочных скважин глубиной до 460 *м*, но сведения о подземных водах по ним отсутствуют.

После 1956 г. в связи с проведением Читинским геологическим управлением геологической съемки среднего масштаба в пределах Читино-Ингодинской впадины с целью изучения стратиграфии мезозойских отложений был пробурен ряд скважин глубиной от 400—500 до 880 *м* (Барабашев, Фомин, Кузнецов, Новиков и др., 1956—1958). Наибольший интерес среди них представляет структурная скважина, пройденная в северо-восточной части впадины, в районе с. Шишкино глубиной 880 *м*. Она установила очень сложный состав мезозойских терригенных отложений, представленных переслаиванием аргиллитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. На глубине 212 *м*, в слое слабосцементированных песчаников мощностью 37 *м* ею были вскрыты напорные трещинно-пластовые воды, причем уровень их установился выше поверхности земли, а вода имела температуру всего лишь 0,1° С.

При проходке песчаников на глубине 250 *м* наблюдалось выделение метанового газа, дебит которого составлял 1 *л/мин*. Более глубокие водоносные горизонты этой скважины не опробованы.

В 1959—1960 гг. в районе оз. Кенон Читинским геологическим управлением были пробурены поисково-разведочные на воду скважины глубиной до 350 *м*. Они вскрыли в мезозойских отложениях три водоносные

зоны, приуроченные к трещиноватым песчаникам. Водоупорными породами служат плотные аргиллиты. Трещинно-пластовые воды этих зон высоконапорные, удельный дебит скважин превышает 3,5 *л/сек.*

В 1961 г. в процессе разведки Читкандинского каменноугольного месторождения, приуроченного к северо-западному крылу Верхне-Каларской (Читкандинской) впадины, были пройдены скважины глубиной до 400 *м.* Они установили мощность юрских осадочных пород и вскрыли подстилающие их карбонатные породы нижнего кембрия. Мощность многолетнемерзлой зоны по этим скважинам определена в 300 *м.* Ниже ее залегают трещинно-пластовые высоконапорные воды.

В том же 1961 г. было начато изучение Чарской впадины — самой крупной из северных впадин области. Здесь проводится бурение структурной скважины глубиной до 1500 *м* с целью выяснения мощности и стратиграфии осадочных отложений, а также их угленосности.

Инженерная геология в дореволюционный период в современном понятии не существовала. Поэтому работы данной рубрикации выделять нельзя. Однако следует отметить, что довольно обширные для того периода данные по характеристике пород, как основания для возведения железнодорожного полотна, строительства станций, мостов и других сооружений в условиях вечной мерзлоты были получены в процессе строительства Сибирской железной дороги. Эти данные подробно изложены в указанных выше работах М. С. Сергеева, В. А. Обручева и А. В. Львова.

Инженерно-геологические исследования на территории Читинской области в небольшом объеме начали проводиться в тридцатых годах нашего столетия К ним относятся рекогносцировочные работы по проектированию трассы Сретенск — Кличка (Обидин, 1931) и изучению несущих свойств на площадках различных промышленных и горнорудных объектов (Ломтадзе, 1937; Ломтадзе и Деев, 1937; Ломтадзе и Шарапов, 1937; Карпухина, 1937; Попенко 1938—1939; Компаниец, 1939; Пальшин, 1939).

Региональные инженерно-геологические исследования в этот период проводились в комплексе со среднемасштабной гидрогеологической съёмкой по юго-восточной части территории области. В результате этих работ были составлены среднемасштабные инженерно-геологические карты, позволяющие оценить условия строительства различных объектов. Основными их авторами были Е. Я. Стрелковский, 1934—1935; Е. Л. Муравьев, 1935; К. Я. Беляев, 1936; Г. Н. Евдюков и Б. М. Сидельников, 1936; В. И. Миртов, В. В. Батурин и др., 1936; Д. Д. Савченко, Е. Я. Стрелковский, 1936; А. А. Чаадаева, Г. А. Андриенко и др., 1936—1937; Н. А. Маринов, С. А. Щербаков и др., 1937; В. И. Миртов, В. К. Соболев и др., 1937; К. А. Беляев, К. А. Федякина и др., 1937; Н. А. Маринов, С. М. Сидельников и др., 1939; Н. А. Маринов и Д. Д. Савченко, 1939; А. А. Смирнов и П. И. Бабинцев, 1939—1940 и др.

В 1940 г. региональные инженерно-геологические исследования проводились в районе г. Читы с целью изучения условий строительства (Д. К. Александров).

В период с 1941 по 1950 г. инженерно-геологические исследования осуществлялись в небольшом объеме в различных районах территории области. По своему целевому назначению они подразделялись на изыскания под сооружения (промышленные и коммунальные), изыскания для железнодорожных и автомобильных трасс и исследования, связанные с изучением многолетней мерзлоты для различного типа строительства.

В годы Великой Отечественной войны инженерно-геологические исследования проводились различными организациями, в том числе

Забайкальской комплексной экспедицией Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР и Забайкальской научно-исследовательской мерзлотной станцией.

В 1941—1944 гг. исследования проводились на целом ряде строительных площадок в районе г. Читы. Эти работы отвечали требованиям инженерного мерзлотоведения (С. П. Качурин, А. И. Ефимов, А. С. Климашкин, А. М. Пчелинцев, А. Е. Федосов, Н. И. Салтыков).

Материалы мерзлотных и инженерно-геологических исследований были использованы для составления в 1944 г. методических указаний по возведению фундаментов в условиях Забайкалья, а позднее, в 1950 г. в обобщающих статьях ряда авторов, по характеристике условий районирования различных типов зоны многолетней мерзлоты и определяющих ее естественноисторических факторов (Н. И. Салтыков, С. П. Качурин и др.). В 1945 г. группой научных сотрудников Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР (Е. Ф. Гулин, С. П. Качурин и А. И. Попов) была составлена мелкомасштабная карта районирования зоны многолетней мерзлоты территории Советского Союза. На этой карте и в краткой пояснительной записке к ней дана характеристика типов, сплошности и мощности зоны многолетней мерзлоты.

В течение 1945—1951 гг. инженерно-геологические исследования проводились в комплексе с маршрутной гидрогеологической съемкой на строительных площадках эксплуатирующихся и проектируемых горнорудных предприятий.

В 1953 г. В. П. Боровицким впервые был обобщен помимо гидрогеологического весь имеющийся материал по инженерно-геологическим условиям г. Читы. Эта работа до настоящего времени имеет большое практическое значение.

В 1955—1959 гг. инженерно-геологические исследования проводились в связи с проектированием и строительством промышленных горнорудных предприятий и жилых поселков (Джондриери, 1955; Донская и Горибян, 1956; Суворова, 1957; Балабан, 1957; Гоголева, 1958; Греков, 1958), составлением проектного задания строительства Читинской ГРЭС (Лоскутов и Демидова, 1958 и др.), а также проектированием и строительством завода сборных железобетонных конструкций в г. Чите (Алексеева, 1957).

В 1957 г. Амурской экспедицией геологического факультета МГУ проводились инженерно-геологические и мерзлотные исследования в бассейне верхнего Амура. В итоге этих работ был составлен комплекс среднемасштабных инженерно-геологических мерзлотных карт, а также дана подробная характеристика грунтов на участках проектируемых створов зоны многолетней мерзлоты и намечены мероприятия по изменению ее режима в связи с предполагаемым гидротехническим строительством.

В 1959 г. Читинским геологическим управлением были начаты региональные детальные и среднемасштабные комплексные инженерно-гидрогеологические съемки в районе г. Читы (Шпак, Скляревский и др., 1961; Тихоненко, Шеко и др., 1963). В итоге этих работ в течение 1959—1963 гг. были выявлены общие закономерности распространения многолетнемерзлой зоны, разработаны принципы инженерно-геологической оценки территории, применительно к промышленному и гражданскому строительству, а также дана характеристика инженерно-геологических свойств мезозойских и четвертичных пород.

В 1960 г. была опубликована работа В. П. Солоненко (СО АН СССР) «Инженерно-геологическое районирование центральной части Восточной Сибири», в которой дано описание главнейших факторов, положенных в основу инженерно-геологического районирования.

В 1961 г. по заявке местных организаций проводились инженерно-геологические и гидрогеологические рекогносцировочные обследования территории г. Нерчинска и долины р. Нерчи для составления комплексной схемы инженерной защиты города (И. Д. Арештович). Эта схема включает такие рекомендации, как организация поверхностного стока, проходка магистральных канав по склонам сопок и падей и др.

В 1960—1962 гг. экспедицией Института земной коры СО АН СССР проводились сейсмические и сейсмологические исследования в отдельных районах Байкало-Чарской складчатой области в связи с намечающимся их промышленным освоением (В. П. Солоненко, К. В. Пшенников, Р. А. Курушин и др.). Материалы этих исследований позволили дать общую характеристику сейсмичности изученного района, эпицентральных зон и предварительную схему сейсмического районирования, а также составить ряд карт.

Е. А. Втюрина (Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР) в работе «Многолетнемерзлые породы юго-восточного Забайкалья» (1962 г.) приводит подробные данные по обобщению опыта строительства и причин деформаций сооружений в различных районах Читинской области в связи с распространением в них многолетнемерзлых пород.

Приведенное в настоящей главе описание состояния гидрогеологической и инженерно-геологической изученности территории Читинской области позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Региональные среднемасштабные гидрогеологические работы относятся главным образом к южной и юго-западной частям территории области. Центральная и северная части в гидрогеологическом отношении изучены пока крайне слабо.

2. Детальные исследования, включающие крупномасштабную гидрогеологическую съемку в пределах области, почти не проводятся.

3. Изучение режима подземных вод, начатое лишь в 1957 г., проводится только в пределах Читинского артезианского бассейна в основном по эксплуатационным скважинам.

4. Несмотря на широкое распространение в пределах территории области зоны многолетней мерзлоты, до настоящего времени почти не проводятся мерзлотно-гидрогеологические исследования, позволяющие дать характеристику температурного режима многолетнемерзлой зоны и условий ее формирования.

5. Отсутствие глубоких опорных гидрогеологических скважин не позволяет дать оценку геотермическим особенностям территории области, а также условиям формирования термальных вод.

6. Инженерно-геологические исследования до последнего времени проводились в очень небольшом объеме, в основном на небольших площадях, предназначенных для строительства различных объектов. Региональные, детальные и среднемасштабные инженерно-геологические исследования начали проводиться только с 1959 г. на площади Читы и в ее окрестностях, а также в районе г. Борзи.

7. Неравномерная гидрогеологическая изученность территории Читинской области не позволила одинаково детально охарактеризовать ее гидрогеологические условия. Особенно это относится к центральной и северной частям области, для которых водоносность пород на прилагаемой гидрогеологической карте дана по предположению.

Глава II

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ

Территория Читинской области характеризуется весьма неоднородными физико-географическими условиями, определяющими распределение и формирование поверхностных и подземных вод. Большое влияние на это распределение оказывает орографическая расчлененность рельефа (рис. 1).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

На территории области можно выделить три геоморфологические провинции: Якутскую, Байкало-Становую и Амуро-Монгольскую (рис. 2).

Якутская геоморфологическая провинция занимает южную окраину Сибирской платформы (среднее течение р. Чары) Для большей части ее характерны выположенные формы водоразделов, расчлененные широкими ящикообразными долинами с хорошо выраженными террасами. Абсолютные отметки водоразделов не превышают 1000—1250 *м*.

В междуречье Чары и Джилинды наблюдается более расчлененный рельеф с абсолютными отметками до 1500 *м* Наибольшие площади описываемой части Якутской провинции заняты плосковершинными возвышенностями, среди которых выделяется область плато и область плоскогорья. Область плато является эрозионно-карстовой и слабо денудированной Она совпадает с контуром развития горизонтально залегающих, преимущественно карбонатных, кембрийских отложений. В этой слабо изученной области предполагается широкое развитие погребенных карстовых воронок (крупных размеров), выполненных мощной толщей неоген-нижнечетвертичных отложений

С юга к плато примыкает плоскогорье, в пределах которого чехол кембрийских пород почти полностью уничтожен денудацией. Этот участок, граничащий на юге с Байкало-Чарской складчатой областью, испытал в течение кайнозоя поднятие, осложненное неравномерными глыбовыми перемещениями крупных блоков. Плоскогорье представляет собой древнюю абразионную равнину, расчлененную эрозией, с абсолютными отметками водоразделов до 1250 *м*. К западу от этой территории расположено глыбово-эрозионно-карстовое среднегорье (абс. отметка до 1500 *м*).

На фоне выровненного ландшафта столовых гор на правобережье р. Хара-Урха возвышается полоса гольцов (абс. отметка 2000 *м*), представляющих, по-видимому, отпрепарированные эрозией лакколиты, внедрившиеся между архейским фундаментом и кембрийским платформенным чехлом.

Вся территория Якутской геоморфологической провинции покрыта типичной северной лиственничной тайгой. В долинах развита лиственнично-болотная лесотундра

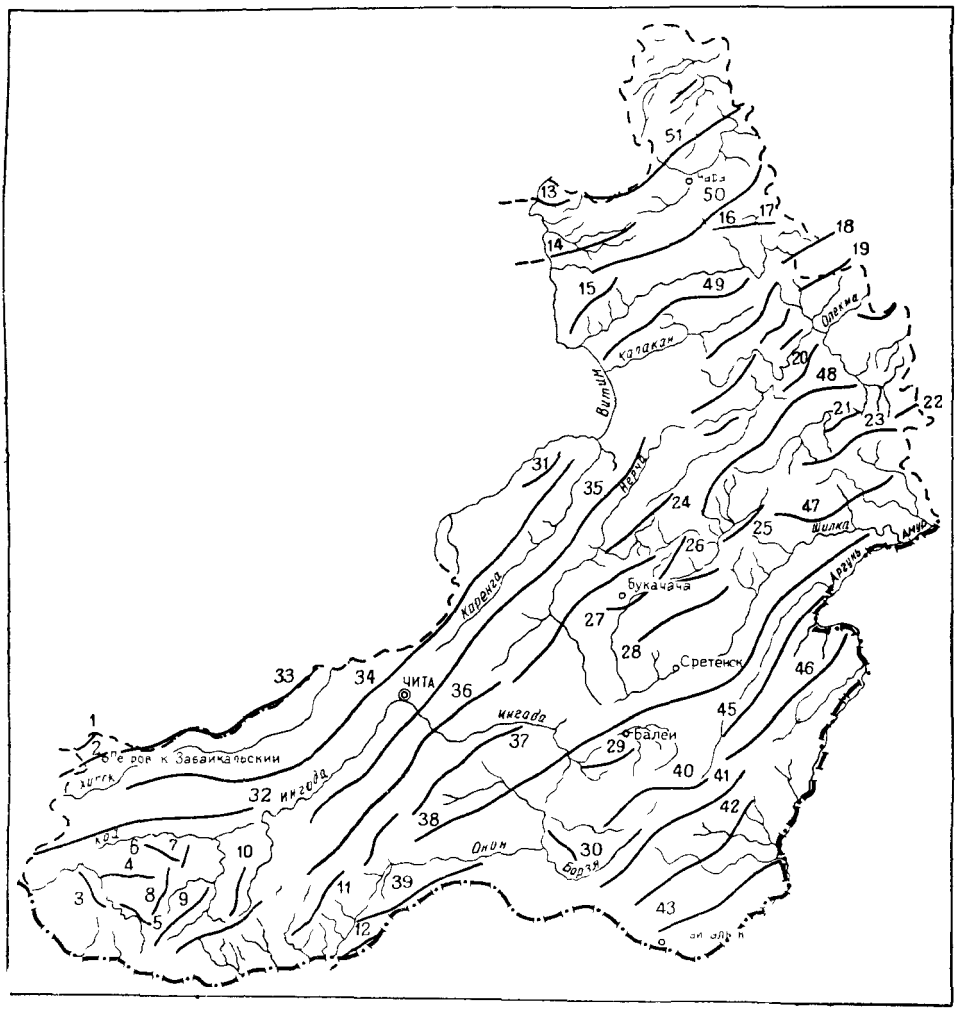


Рис 1. Орографическая схема Читинской области (составил А. И. Сизиков)

Направление хребтов Цифрами обозначены хребты *1* — Цаган Дабан, *2* — Заганский *3* — Мензинский *4* — Асинский, *5* — Буркальский, *6* — Улентуйский, *7* — Мергеиский *8* — Куналейский, *9* — Чикоконский *10* — Читаигинский *11* — Становик, *12* — Эрэн Дабан *13* — Северо Муйский, *14* — Южио-Муйскнй, *15* — Нижие Каларскнй, *16* — Каларский, *17* — Бурпала, *18* — Северный Дыриндиискнй, *19* — Южный Дыриндиискнй, *20* — Олекмиискнй *21* — Гульский, *22* — Нюкжинский, *23* — Черомный — Зап. Люндор *24* — Муройский, *25* — Собачкин, *26* — Хорьковый, *27* — Алеурский *28* — Шилкинский, *29* — Ононский, *30* — Адун Челои *31* — Сосновский *32* — Малханский *33* — Цаган Хуртей, *34* — Яблоновый, *35* — Черского *36* — Даурский *37* — Могойтуйский *38* — Борщовочный *39* — Эрмаиа *40* — Кокульбей; *41* — Нерчинский, *42* — Кличкинскнй, *43* — Аргунский *44* — Нерчинско Куэигиинский, *45* — Газимурскнй *46* — Урюмканский, *47* — Амазарский, *48* — Тунгирский, *49* — Ямкан, *50* — Удокан *51* — Кодар

Байкало-Становая геоморфологическая провинция охватывает бо́льшую часть Олекмо-Витимского междуречья и всю юго-западную часть Читинской области, включающую Центральное Забайкалье. В ее пределах выделяются три крупные подпровинции. Байкальская, Селенгино-Олекминская и Даурская (Хэнтейская). Байкальская подпровинция, граничащая на севере с Якутской провинцией, представляет

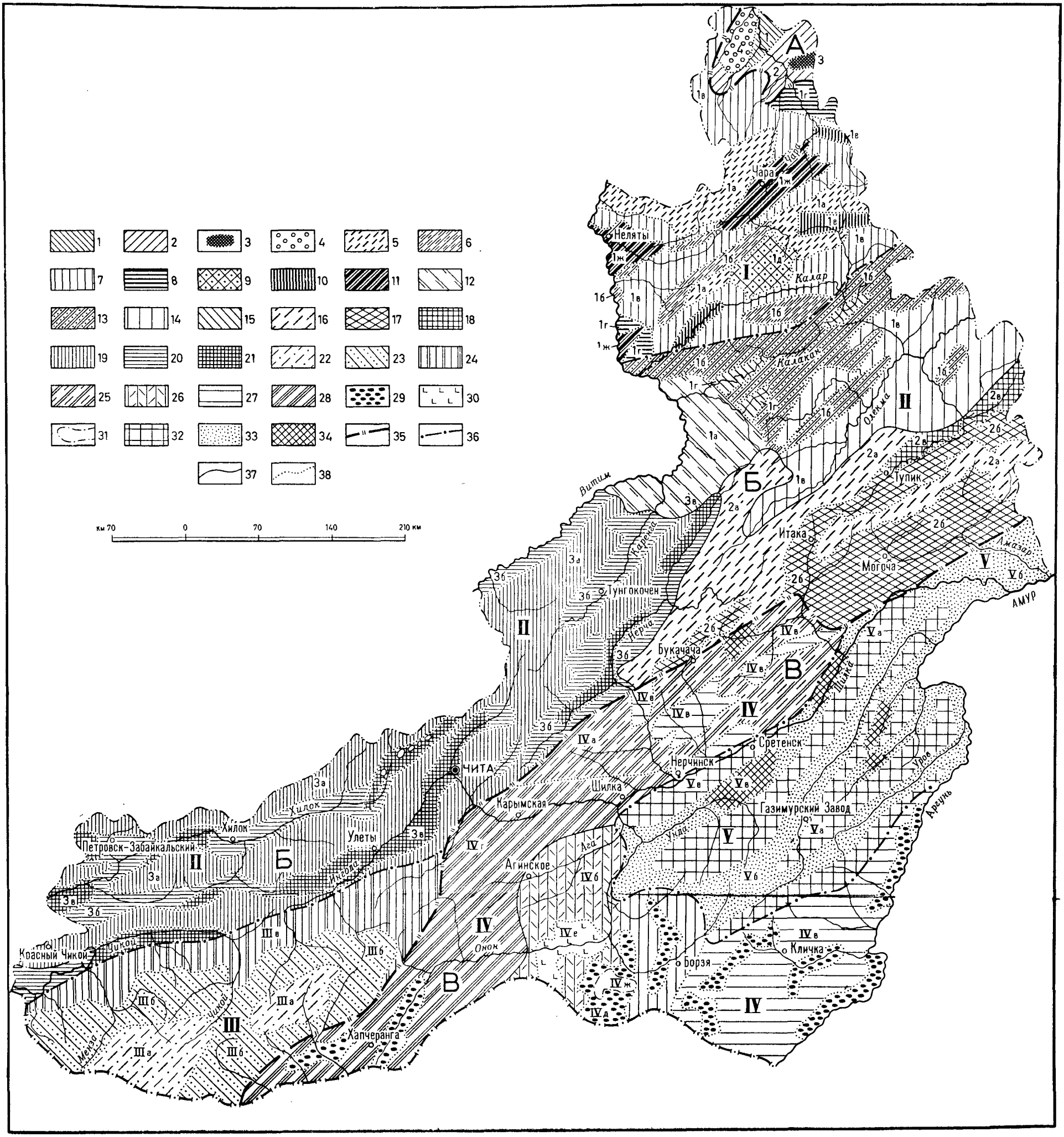


Рис. 2. Схематическая карта геоморфологического районирования Читинской области
(Составили: Н. Н. Гераков, Л. Н. Елисеев)

А. **Якутская геоморфологическая провинция** (цифры и буквы, приведенные в скобках, соответствуют обозначениям на карте)

1 — плато эрозионно-карстовое, слабо денудированное (1); *2* — плоскогорье — древняя абразионная равнина, расчлененная эрозией, глубоко денудированная (2); *3* — горы до 2000 *м* абс. высоты эрозионно-нивальные-отпрепарированные денудацией массивы гранитоидов (3); *4* — горы средние глыбовые-эрозионно-нивально-карстовые (4)

Б. **Байкало-Становая геоморфологическая провинция**

I. Байкальская подпровинция: *5* — горы высокие экзарационно-эрозионные (Iа); *6* — горы высокие эрозионно-нивальные (Iб); *7* — горы средние эрозионно-экзарационно-нивальные (Iв); *8* — горы средние эрозионно-нивальные (Iг); *9* — плоскогорье глубокорасчлененное, вулкано-эрозионно-нивальное (Iд); *10* — равнины и плоскогорья эрозионно-ледниково-карстовые слабо расчлененные (Iе); *11* — равнины аллювиально-ледниковые (Iж)

II. Селенгино-Олекминская подпровинция. *Калаканская область:* *12* — плоскогорье эрозионно-нивальное (IIа); *13* — горы средние эрозионно-нивальные (IIб); *14* — горы низкие эрозионно-нивально-солифлюкционные (IIв); *15* — мелкосопочник эрозионно-солифлюкционный (IIг). *Тунгирская область:* *16* — горы средние эрозионно-нивальные (2а); *17* — горы низкие эрозионно-нивально-солифлюкционные (2б); *18* — плато слабо расчлененное (2в). *Малханская область:* *19* — горы средние эрозионно-нивальные (3а); *20* — горы низкие эрозионно-нивально-солифлюкционные (3б); *21* — плато слабо расчлененное (3в)

III. Даурская (Хентейская) подпровинция: *22* — горы высокие эрозионно-нивальные (IIIа); *23* — горы высокие эрозионно-нивальные (IIIб); *24* — горы средние эрозионно-нивально-солифлюкционные (IIIв)

В. **Амуро-Монгольская геоморфологическая провинция.**

IV. Шилко-Аргунская подпровинция: *25* — плоскогорье денудационное интенсивно расчлененное и глубоко денудированное (IVа); *26* — плоскогорье денудационное средне расчлененное средне денудированное (IVб); *27* — плоскогорье денудационное слабо расчлененное (денудационная равнина с остаточными возвышенностями). Слабо денудированное (IVв); *28* — горы средние и низкие глыбовые эрозионно-делювиально-нивальные (IVг); *29* — плато эрозионно-делювиально-пролювиальное средне расчлененное (IVд); *30* — равнина аллювиально-озерная (IVе); *31* — плато вулканическое (IVж)

V. Газимуро-Нижнеамазарская подпровинция: *32* — горы средние эрозионно-нивально-солифлюкционные и эрозионно-делювиально-нивальные (Va); *33* — горы низкие эрозионно-делювиально-нивальные (Vб); *34* — плато эрозионно-делювиально-солифлюкционное слабо расчлененное (Vв)

Геоморфологические границы: *35* — провинций; *36* — подпровинций; *37* — областей; *38* — типов рельефа

собой систему вытянутых в широтном направлении высоких (до 3000 *м*) хребтов — Кодар, Южно-Муйский, Удокан, Калар и Ямкан, расчлененных глубоко врезанными современными долинами (рис. 3). К югу от хр. Кодар наблюдается понижение абсолютных отметок водоразделов до 2200—2350 *м*. Рельеф водоразделов приобретает сглаженные мягкие очертания. Так, хр. Ямкан представляет собой плоский массив с редкими гольцами. Относительные превышения хр. Кодар достигают 1000 *м*, хр. Удокан 500—700 *м*. Значительная часть этой территории была охвачена интенсивным долинным и каровым оледенением. В хр. Кодар сохранились незначительные по площади современ-

Рис. 3. Хребет Каларский, вершина р. Сакукана (фото И. Б. Орлова)

ные ледники. Древние ледниковые формы рельефа представлены огромными цирками, многочисленными каррами и карлингами, а также троговыми долинами (рис. 4), расчленяющими водоразделы. Широкие троговые долины обычно имеют ступенчатый продольный профиль (рис. 4, 5) и достигают высоты 300 *м*, часто к ним приурочены водопады. Наиболее приподнятые участки характеризуются развитием альпийского рельефа, менее приподнятые представляют собой плосковершинные горы, разделенные троговыми долинами. Во многих местах наблюдаются два яруса трогов. В предгорьях абсолютные отметки плоских водоразделов несколько снижаются. Бóльшая часть их в той или иной мере была охвачена оледенением. Весьма характерно наличие в хребте Удокан приподнятого на значительную высоту (до 2200 *м*) базальтового плато среднечетвертичного возраста, расчлененного на значительную глубину (до 1000 *м*).

Впадины, разделяющие хребты, относятся к двум типам. Наиболее крупными из них являются впадины байкальского типа, опущенные на глубину более 2000 *м*. Это типичные аллювиально-ледниковые равнины, в пределах которых значительные участки сложены эоловыми песками. В меньших по размерам впадинах верхнекаларского типа аллювиальные равнины сочетаются с плато, сложенными кембрийскими и мезозойскими отложениями. Байкальская геоморфологическая подпровинция представляет в настоящее время сейсмически активную область, характеризующуюся наличием молодых тектонических разломов.

Рис. 4. Ледниковые цирки в вершине р. Б. Икабьи (фото И. Б. Орлова)

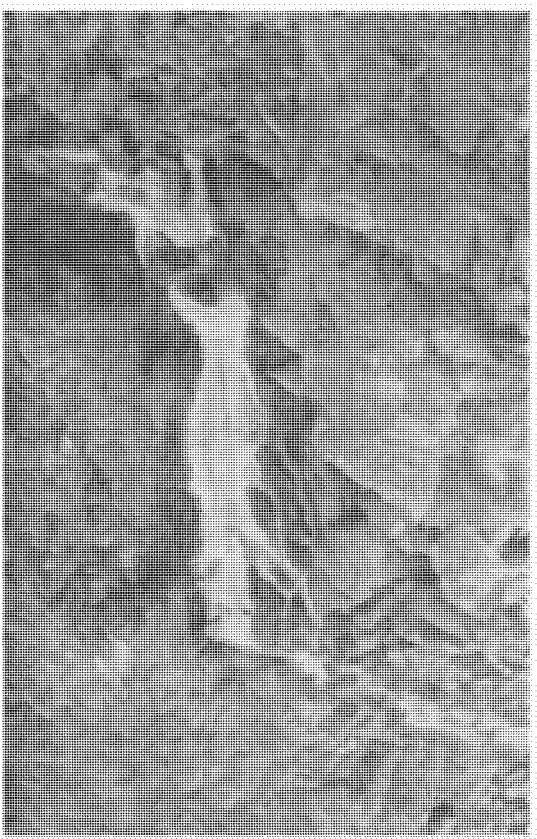


Рис. 5. Ригель в вершине р. Калара (фото И. Б. Орлова)

Водораздельные пространства в пределах Байкальской подпровинции заняты каменными тундрами и лесотундрами. В пределах среднегорья развита северная лиственничная тайга с широкими полосами моховой лесотундры, приуроченными к троговым долинам (рис. 6). Во впадинах господствует лесотундра с отдельными пятнами северной песчаной пустыни.

Почвы данного района неоднородны. На вершинах горных хребтов и гольцов, выше линии древесной растительности, развиты горно-луговые и горно-тундровые почвы, ниже — подзолистые почвы. На заболоченных склонах и в долинах рек распространены подзолисто-торфянисто-глеевые почвы.

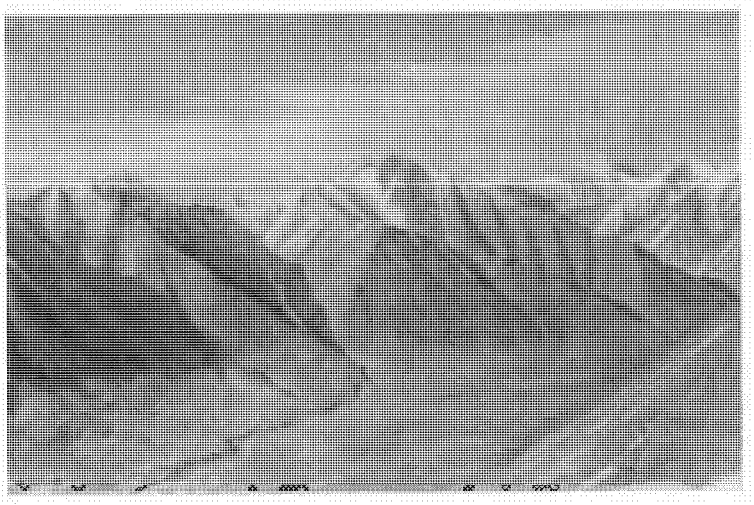


Рис. 6. Растительность хр. Калар (фото И. Б. Орлова)

К югу от Байкальской расположена Селенгино-Олекминская подпровинция, протягивающаяся от долины р. Калакан на юго-запад и охватывающая бассейны рек Олекмы, Нерчи, Амазара, Витима, Хилка и правобережье бассейна р. Чикоя. Это — область средних и низких гор, абсолютная высота которых лишь в редких случаях превышает 1500 *м* (максимально 1600—1800 *м*). Здесь развита система вытянутых в северо-восточном направлении хребтов, среди которых могут быть названы Тунгирский, Становой, Нерчинско-Куэнгинский, Олекминский и др. В межгорных понижениях встречаются незначительные по площади участки плато.

На правобережье р. Витима, в его излучине, на территорию Читинской области заходит Витимское плоскогорье. Эта обширная территория представляет собой сводовое поднятие, в пределах которого по геолого-геоморфологическим признакам можно выделить три области: Калаканскую, Тунгирскую и Малханскую. В Калаканской области, где резко преобладают явления поднятия, наблюдаются лишь отдельные реликты мезозойского плана строения рельефа, сохранившиеся в осевой части верхнемелового свода. Тунгирская область представляет собой краевую часть свода, существенно переработанную четвертичными глыбовыми подвижками. Малханская область расположенная в юго-западной части территории, представляет наименее денудированный участок краевой части свода, почти полностью сохранивший мезозойский план строения.

Таким образом, рельеф описываемой подпровинции можно охарактеризовать как среднегорный. Четкая северо-восточная ориентировка

горных хребтов здесь постепенно исчезает, а их водораздельные линии сглаживаются.

Подпровинция относится к лесной зоне. Ее поверхность покрыта густой тайгой. Лесной покров отсутствует только на скалистых горных склонах. Долины рек обычно сильно заболочены и покрыты чахлой лесной растительностью. На горно-таежных участках развиты подзолистые почвы, а на заболоченных — подзолисто-торфянисто-глеевые. К поймам рек приурочены дерново-луговые почвы.

Далее к югу расположена Даурская геоморфологическая подпровинция, охватывающая бассейн р. Чикоя, верховья р. Ингоды и левобережье р. Онона. Это — область развития высоких и средних пологовершинных гор с абсолютными отметками 1000—1500 *м*. Проходящие здесь хребты (Яблоновый, Малханский и др.) разделены крупными депрессиями — Хилокской, Чикойской и Ингодинской, имеющими, как и хребты, северо-восточное простирание.

К югу от хр. Малханского располагается Чикой-Ингодинская горная страна, представляющая собой наиболее возвышенную часть территории юга Читинской области.

Наиболее крупными хребтами Чикой-Ингодинской горной страны являются Даурский, Борщовочный и Черского, простирающиеся далеко за ее пределы. Абсолютные отметки хребтов колеблются от 2000—2500 *м* на юго-западе до 1000 *м* и менее на северо-востоке. По хр. Яблоновому проходит водораздел бассейнов Тихого и Ледовитого океанов. Соответственно подземный сток, как и поверхностный, здесь также распределяется между бассейнами рек Селенги, Лены и Амура. Несмотря на то, что значительные площади этого района были охвачены оледенением, альпийский тип рельефа встречается здесь на очень ограниченных площадях; резко преобладают плосковершинные горы. Характерно полное отсутствие молодых межгорных впадин. Это — кайнозойское сводово-глыбовое поднятие с резким преобладанием восходящих движений.

Следует отметить неравномерность воздымания отдельных блоков в средне-верхнечетвертичное время, а также очень молодые верхнечетвертичные и голоценовые подвижки (Канищев, 1963). О молодости рельефа свидетельствует также сейсмическая активность и наличие термальных источников.

Селенгино-Олекмиинская провинция занята тайгой. На территории Олекмо-Витимского междуречья — это типичная северная тайга с преобладанием лиственницы. В пределах среднегорий на водораздельных пространствах встречаются островки каменной тундры. В долинах наблюдается преимущественно осоковая лесотундра. Для низкогорья и участков мелкосопочника характерно широкое развитие лесотундры не только по долинам, но и на пологих склонах, а иногда и на водораздельных седловинах. Эти же ландшафтные особенности характерны для площадей, занятых плато и плоскогорьями. В юго-западной части Малханской геоморфологической области северная тайга сменяется южной, со значительными участками сосновых и кедровых боров. Здесь же отмечаются значительные по площади участки лесостепи — в пределах слаборасчлененных плато.

К юго-востоку от Байкало-Становой располагается Амуро-Монгольская геоморфологическая провинция, представляющая собой систему гор и плоскогорий и совпадающая с областью развития мезозойской складчатости. В ее пределах выделяются две геоморфологические подпровинции: Шилко-Аргунская и Газимур-Нижнеамазарская.

Абсолютные высоты их составляют 1000 *м*, а отдельные водоразделы достигают 1550—1600 *м*. Здесь в северо-восточном направлении проходят хребты: Борщовочный, Кукульбей, Газимурский, Эрмана (Погра-

ничный), Урюмканский, Нерчинский, Кличкинский и Аргунский. Хребет Борщовочный в северной своей части, по форме водоразделов и их абсолютной высоте характеризующийся среднегорным рельефом, постепенно к югу сменяется мелкосопочником с абсолютными отметками до 800—900 *м*.

Шилко-Аргунская геоморфологическая подпровинция представляет собой систему плоскогорий. Она охватывает бо́льшую часть правобережья р. Шилки, бассейн нижнего течения р. Онона и верхнее течение р. Аргуни. В прошлом это была единая денудационная равнина, приподнятая на различную высоту и находящаяся на разных стадиях расчленения. В пределах широтного отрезка р. Онона и в бассейне р. Аги денудационная равнина приподнята на высоту 150—200 *м* и расчленена эрозией. Наиболее глубоко она расчленена в пределах левобережья р. Шнлкн, где сохранились ее реликты на плосковершинных водораздельных пространствах, разделенных широкими ящикообразными долинами рек. В целом районы, занятые плоскогорьями, представляли собой в кайнозое жесткие глыбы, испытывавшие поднятие и погружение.

На фоне общих поднятий и опусканий в пределах Шилко-Аргунской геоморфологической подпровинции развивались своеобразные куполообразные структуры (прогибы и поднятия), унаследованные в большинстве своем от мезозойского тектонического этапа. В районах развития подобного рода прогибов накапливались значнтельные по мощности толщи мезозойских и кайнозойских отложений. В настоящее время поля развития мезозоя представляют собой слабо- и среднерасчлененные плато, а кайнозоя — озерно-аллювнальные равнины. В западной части описываемой подпровинции (верхнее течение р. Онона, бассейн рек Или и Тувы, правобережье Ингоды и Шилки) денудационная равнина вследствие развития здесь системы глыбовых поднятий и опусканий существенно перестроена. Это — область среднегорья и низкогорья с отдельными изолированными пятнами плато и озерных равнин. Абсолютные отметки водоразделов изменяются здесь от 1000 до 1400 *м*. Для большей части Шилко-Аргунской геоморфологической подпровинции характерно развитие степей, занимающих всю южную ее часть. В северо-западных районах развита лесостепь, а северные районы (левобережье р. Шилки) покрыты тайгой.

На крайнем юге Шилко-Аргунской подпровинции находится район бессточных котловин северной части Центрально-Азиатской впадины*. Большое распространение здесь имеют различно ориентированные (шириной от 1—5 до 20 *км*), корытообразные котловины, дно которых понижается к югу или юго-западу в сторону Монгольской Народной Республики. К ним нередко приурочены горько-соленые озера. Незначительное количество выпадающих атмосферных осадков, являющееся минимальным для Забайкалья, создает условия для очень ограниченного поверхностного стока и засолонения как близко залегающих к поверхности грунтовых вод, так и более глубоких водоносных горизонтов (Комиссаров, 1933; Маринов, 1937).

Газимуро-Нижнеамазарская геоморфологическая подпровинция охватывает Шилко-Аргунское междуречье и левобережье р. Амура. Это — область среднегорья, максимальные отметки которого приурочены к ее северо-западной части (до 1600 *м*). При продвижении на северо-восток абсолютные отметки водоразделов постепенно снижаются и на левобережье р. Амура только отдельные изолированные вершины превышают 1000 *м*. Для большей части этой территории характерно нали-

* Этот район должен быть выделен в самостоятельную провинцию, большая часть которой располагается южнее, за пределами Советского Союза *(прим. ред.)*

чие отчетливо выраженных, вытянутых в северо-восточном направлении хребтов, ориентировка которых отражает направления мезозойских структур. Если в области хребтов в кайнозое резко доминировали глыбовые поднятия, то в области разделяющих их полос низкогорья наблюдались движения разного знака с преобладанием опускания. Вследствие этого на отдельных, ограниченных по площади участках сохранились от размыва отложения мелового времени, а в некоторых районах накапливались мощные толщи кайнозойских отложений. Для северо-восточной части Газимуро-Нижнеамазарской геоморфологической провинции, относящейся к среднегорью, типична лиственнично-болотная тайга со значительными массивами березы. По долинам развиты осоковые болота, занимающие зачастую и нижние выположенные части склонов.

Наиболее залесены площади, относящиеся к бассейну рек Унды, Газимура, Урова и Урюмкана. К юго-востоку и югу лесной покров постепенно сменяется лесостепью.

Различный характер климата, рельефа, а также лесного и растительного покрова Амуро-Монгольской провинции обусловил значительное разнообразие почв. Преобладающими из них являются подзолистые и серые оподзоленные почвы, характерные для лесной зоны, а также черноземные и каштановые — для степной. В поймах рек развиты дерново-луговые почвы, а на юге на участках бессточных котловин — солонцовые и солончаки.

КЛИМАТ

Климат Читинской области своеобразен и резко отличается от климата соответствующих широт Русской равнины, Западной Сибири и Дальнего Востока. В целом он весьма суровый и имеет следующие характерные особенности: 1) большие суточные и годовые амплитуды температуры воздуха; 2) резкие различия в количестве выпадающих осадков в межгорных понижениях и на хребтах; 3) неравномерное распределение осадков по сезонам года; 4) большая сухость воздуха и безветрие в котловинах; 5) значительная относительная влажность воздуха и ветры на высокогорьях; 6) большая продолжительность солнечного сияния. В настоящем очерке освещены лишь те элементы климата, которые имеют непосредственное влияние на формирование и режим подземных вод. Особенности и своеобразие климата области являются результатом действия многих факторов и прежде всего географического и гипсометрического положения внутри материка, положения в общей циркуляции атмосферы и расчлененности рельефа.

Географическое положение области, расположенной в центре материка, а также приподнятость ее территории обусловливают особенности радиационного режима. Расчетные данные (Осокин, 1962) показывают, что радиационный баланс в южных районах области бывает отрицательным в течение четырех месяцев (ноябрь — февраль), а в средней и северной части — в течение пяти месяцев (октябрь — февраль). Годовая величина радиационного баланса изменяется от 20,7 (Чара) до 29,5 *ккал/см*^{2} (Борзя). Имеются большие различия величины радиационного излучения в зависимости от высоты местности, крутизны и экспозиции склонов. В целом радиационный баланс увеличивается с севера на юг, но вследствие влияния рельефа наблюдаются отклонения изолиний радиационного баланса от широтного положения (рис. 7).

Минимум радиационного баланса приходится на декабрь — январь (от 2,6 до 3,5 *ккал/см*^{2} в месяц), максимум — июнь — июль (от 7,4 до 8,1 *ккал/см*^{2} в месяц).

Годовые величины радиационного баланса области имеют меньшее значение, чем на соответствующих широтах Русской равнины, что объясняется большей величиной эффективного излучения в холодный период года. В январе — декабре на соответствующих широтах Русской равнины величина радиационного баланса составляет примерно 1 *ккал/см²* в месяц, а на территории Читинской области от 2,5 до 3,5 *ккал/см²* в месяц.

Температурный режим в приземном слое воздуха и верхних слоях почвы в значительной степени определяется радиационным балансом и его составляющими. Среднегодовые температуры воздуха в области — отрицательные: от минус 1—2° в южных районах (Акша, Курулга,

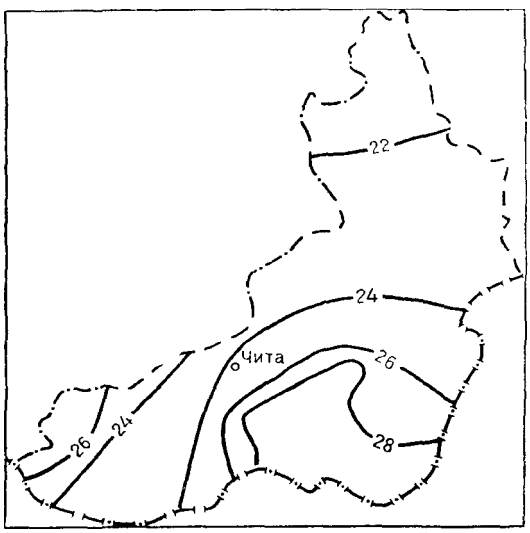


Рис. 7. Схема радиационного баланса (*ккал/см² в год*). Читинская область

Улёты) до минус 8—11° в горных котловинах севера области (с. Чара, прииск XI лет Октября). Отрицательные среднегодовые температуры воздуха в основном определяются низкими зимними температурами. В условиях зимнего сибирского антициклона, когда адвекция воздушных масс замедлена, холодный воздух стекает в межгорные понижения, застаиваясь там и еще более подвергаясь радиационному выхолаживанию. В результате этого создаются приземные температурные инверсии и штилевая погода в котловинах.

Средние температуры января на юге области составляют минус 24—26°, а на севере минус 32—35°; абсолютные минимумы соответственно равные —50 и —65° (прииск XI лет Октября).

Среднемесячные температуры января ниже соответствующих среднеширотных температур на юго-западе области на 14°, на юго-востоке и в средней полосе — на 16°, а в северных и крайних восточных районах — на 18° (Морской Атлас, т. II, 1957). Это обусловливает глубокое зимнее промерзание почв и грунтов (в среднем 4—5 *м*), длительную сезонную консервацию в твердом состоянии грунтовых вод и образование наледей.

Июльские температуры воздуха в степях юго-востока области и по межгорным понижениям выше среднеширотных на 1—2° и составляют 18—20° для южной и средней полосы и 14—16° в межгорных понижениях севера области на высотах до 1000—1200 *м*. С увеличением высоты местности температура воздуха летом понижается и продолжительность лета (период с температурой воздуха 10° и выше) сокращается. Продол-

жительность лета на разных высотах в 1960 г. составляла на севере области: Чара (708 *м* абс. выс.) — 89 дней, Катугино (990 *м* абс. выс.) — 74 дня, Удокан (1570 *м* абс. выс.) — 42 дня, Станция Метеоэкспедиции (2000 *м* абс. выс.) — 30 дней (Преображенский, 1962). На высоте 2500—3000 *м* средние суточные температуры не превышают 10°.

В течение зимы и весны долины и котловины области выделяются как очаги с наибольшими суточными амплитудами температуры воздуха на территории СССР, а в течение лета и осени суточные амплитуды остаются наибольшими в Сибири (уступая пустынным районам Средней Азии). Максимальные сезонные средние суточные амплитуды в Забайкалье достигают 16° и бывают весной (Педь, Туркетти, 1961). Годовые амплитуды температуры воздуха в котловинах не превышают 50°, что и обусловливает резкую континентальность климата.

Менее значительно континентальность выражена в горах, что позволило В. С. Преображенскому (1960) выделить климат высокогорий Станового нагорья как субконтинентальный. По-видимому, подобный же климат существует в высокогорье Хэнтэй-Чикойского нагорья и в других горных районах. Низкие температуры воздуха и почвы в сочетании с мерзлой зоной способствуют поддержанию низких температур грунтовых вод в пределах области.

Если радиационный режим определяет температурные условия, то циркуляция атмосферы обусловливает в основном режим и количество выпадающих осадков.

Территория области находится в системе западной циркуляции атмосферы и поскольку она удалена на 8—9 тыс. *км* от Атлантического океана и ограждена рядом горных хребтов от Тихого океана, в приземные слои атмосферы почти не поступает ни атлантический, ни тихоокеанский воздух.

По расчетам И. С. Жакова (1964), образование осадков на территории Центральной Якутии и в районе Байкала происходит главным образом за счет влаги, испарившейся с материка. По-видимому, аналогичное положение наблюдается и на территории Читинской области.

Анализ метеорологических и климатологических данных по Забайкалью и соседним районам СССР, а также по зарубежным странам позволяет утверждать, что проникновение юго-восточных тихоокеанских муссонов в Забайкалье — явление редкое и эпизодическое. Оно не определяет количество летних осадков и их максимумы (Осокин, 1958).

Основная часть низкогорных и частично среднегорных районов области, занятых тайгой, получает 350—450 *мм* осадков; а юго-восточные пониженные районы, занятые преимущественно степями, — от 200 до 300 *мм*. В западной части области в Малханском хребте на метеостанции Черемховский Перевал (1650 *м*) за период 1954—1960 гг. средняя годовая сумма осадков составила 665 *мм*. Ввиду того что большинство метеостанций расположено в долине рек, вопрос о вертикальном распределении осадков здесь разработан еще недостаточно.

Расчетные данные годовых сумм осадков (Осокин, 1963) для северного склона хр. Удокан на высоте 2000 *м* составляют 650—700 *мм*, на высоте 2050 *м* — 800—900 *мм* (что близко к данным В. С. Преображенского), в Хэнтэй-Чикойском нагорье на высоте 2000 *м* — около 800 *мм*, а на высоте 2500 *м* — 1000 *мм*.

Значительные суммы твердых осадков, низкие температуры воздуха и метели являются основными причинами существования современного оледенения и снежников.

Таким образом, повышенное количество осадков в горных областях является постоянным источником пополнения подземных вод и поверхностных водотоков. Эффект этого усиливается сравнительно низкими

температурами воздуха в теплый период и соответственно небольшими расходами влаги на испарение.

В связи с тем что преобладает западный перенос воздушных масс, западные и северо-западные склоны получают большое количество осадков, чем южные и юго-восточные. Об этом свидетельствуют косвенные данные: величины модуля стока горных рек Читинской области, вычисленные В. А. Арефьевой.

Микроклиматические различия проникновения осадков в почву связаны не только с характером почвогрунтов, но и с неоднородностью растительного покрова. По данным Н. А. Мячковой (1962), в лиственничном лесу Забайкалья кроны деревьев и подлеска задерживают в среднем 30—35% общего количества выпадающих осадков. Задерживает осадки также кустарниковый, травяной и особенно моховой покровы.

Таким образом, безлесный склон получает больше осадков, чем залесенный, но и испарение влаги из верхнего слоя почвы здесь значительно больше. Поэтому в двадцатисантиметровом слое почвы в лесу влаги больше, чем на безлесном склоне. Это определяет различные возможности пополнения грунтовых вод на лесных и безлесных склонах гор Забайкалья.

Основное количество осадков выпадает в теплый период года с максимумом во второй половине года (июль — август). В это время почва и верхний слой грунта находятся в талом состоянии. Поэтому в июле — августе создаются благоприятные условия для вмывания легкорастворимых солей в нижние почвенные горизонты, а в некоторых местах в подземные воды.

Ливневый характер выпадения осадков в условиях расчлененного рельефа области больше благоприятствует стоку дождевых вод в реки, нежели пополнению за счет них подземных вод. Ливневые дожди в Забайкалье составляют около половины годовой суммы осадков. Их выпадение связано, как правило, с прохождением холодных фронтов или с внутримассовой неустойчивостью воздуха в результате летнего прогрева континента.

Доля твердых осадков от годовой суммы возрастает в направлении от степей (6—8%) к предгольцовой тайге (20—30%) и гольцам (50% и более). Снегозапасы возрастают с высотой местности от 20 *мм* в степях до 50—100 *мм* в тайге, 100—200 *мм* и более в предгольцовой тайге и гольцах. В степях бóльшая часть снега испаряется, а в тайге и гольцах постепенно стаивает и идет на пополнение подземных вод, особенно на участках щебенистых склонов.

На формирование грунтовых вод оказывают влияние химический состав жидких атмосферных осадков и снежного покрова.

Анализ фактического материала позволяет думать, что минерализация снеговых вод имеет бóльшую величину, чем минерализация жидких осадков. Снежный покров является своего рода конденсатором химических элементов и соединений из атмосферы, верхнего слоя литосферы и биосферы (Осокин, 1963).

Как правило, минерализация снеговых вод вблизи больших городов возрастает с начала зимы до весны, колеблясь от 18 до 50 *мг/л* (табл. 1). В удалении от городов эта закономерность проявляется менее отчетливо. Минерализация снеговых вод составляет здесь от 5 до 30 *мг/л*. Обнаруживаются местные различия химического состава снеговых вод.

Талые снеговые воды, являясь химически более активными, оказывают значительное влияние на формирование химического состава подземных вод. Однако этот вопрос для территории Читинской области требует специального изучения.

Таблица 1

Химический состав снежных вод по данным В. В. Ермакова (1962–1963 гг.) и Л. Л. Богдановой (1961–1964 гг.)

Местоположение и абсолютная отметка, *м*	Дата отбора проб	pH	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации										
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	Ca^{2+}	$Mg^{2+}+Na^+$	NH_4^+	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Cu^{2+}
Окрестности г. Читы, Сухая падь, лес	19.I 1963 г.	5,9	Нет	0,018	*мг/л*	1	0,38	0,73	0,02	12	2	0,05	2	0,5	0,08	0,05
					мг-экв/л	0,02	0,01	0,008		0,19	0,08		0,1	0,01		
					%-экв	9	4	3		84	36		46	18		
Окрестности г. Читы, бассейн р. Кайдаловки, лес	20.I 1963 г.	6,1	„	0,02	*мг/л*	2	0,3	0,12	0,01	13	2,4	0,07	1,4	0,87	0,02	0,16
					мг-экв/л	0,04	0,007			0,2	0,1		0,07	0,07		0,005
					%-экв	15	2			83	41		28	28		3
В 7 *км* от г. Читы, падь Сенная, степь	17.II 1963 г.	6,4	2,4	0,04	*мг/л*	3	0,5	0,7	0,05	36	4	3	3	0,5	Нет	0,2
					мг-экв/л	0,07	0,01			0,42	0,13	0,16	0,17	0,02		0,01
					%-экв	11	2			84	26	32	34	6		2
Окрестности г. Читы, бассейн р. Кайдаловки	17.II 1963 г.	6,5	5,5	0,04	*мг/л*	2	4,5	0,1	0,1	25	6	2	3	0,5	„	0,35
					мг-экв/л	0,05	0,09			0,4	0,24	0,11	0,14	0,01		0,01
					%-экв	9	17			74	44	20	28	7		1
Окрестности г. Читы, бассейн р. Кайдаловки	12.IV 1963 г.	6,8	8	0,05	*мг/л*	3	7	0,1	0,15	28	8	2	4	1	„	0,35
					мг-экв/л	0,07	0,14			0,52	0,34	0,11	0,2	0,07		0,01
					%-экв	9	26			71	46	15	28	11		
В 11 *км* южнее г. Могоча, бассейн р. Шилки, 700	16.XII 1963 г.	6,3	Нет	0,005	*мг/л*	Нет	Нет	Нет	Нет	4	0,23	Нет	0,6	0,24	Нет	Нет
					мг-экв/л					0,05	0,01		0,03	0,02		
					%-экв					100	20		50	30		
Поселок Старый Олов, бассейн р. Шилки, 650	19.XI 1961 г.	Нет сведений	„	0,015	*мг/л*	„	„	„	„	12	Нет	„	2	1	„	„
					мг-экв/л					0,2			0,1	0,1		
					%-экв					100			50	50		
Село Кути, 550	1.II 1964 г.	То же	„	0,008	*мг/л*	„	„	„	„	6	0,7	„	1	0,2	„	„
					мг-экв/л					0,1	0,03		0,05	0,02		
					%-экв					100	30		50	20		
Село Кути, 550	4.IV 1964 г.	„ „	„	0,03	*мг/л*	„	„	„	„	24	7	„	2	Нет	„	„
					мг-экв/л					0,4	0,31		0,09			
					%-экв					100	78		22			

Минерализация дождевых вод, по данным Л. Л. Богдановой, колеблется от 10 до 20 *мг/л*. Ее минимальные значения равны 4—5 *мг/л*, максимальные — 70 *мг/л* (табл. 2—4). Солевой состав воды определяется растворенными ионами натрия, магния и гидрокарбоната.

Таблица 2

Химический состав атмосферных осадков на р. Нижний Ингамакит Байкало-Чарской складчатой области
(по данным И. Н. Востякова, 1962)

Дата отбора пробы	Форма выражения анализа	Минерализация, *г/л*	Компоненты минерализации					
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
4/VII 1962 г.	*мг/л*	0,005	2,8	Нет	1,1	0,3	Нет	1,3
	мг-экв/л		0,04		0,03	0,01		0,06
	% · экв		57		43	14		86
12/VII 1962 г.	*мг/л*	0,005	2,2	„	1,1	0,3	„	1,1
	мг-экв/л		0,03		0,03	0,01		0,05
	% · экв		50		50	17		83
15 VIII 1962 г.	*мг/л*	0,006	2,8	„	1,3	0,3	„	1,4
	мг-экв/л		0,04		0,03	0,01		0,06
	% · экв		57		43	14		86
24 VIII 1962 г.	*мг/л*	0,01	5,7	„	1,5	Нет	„	3,1
	мг-экв/л		0,09		0,04			0,13
	% · экв		69		31			100
2/IX 1962 г.	*мг/л*	0,01	5,7	„	1,3	„	„	2,9
	мг-экв/л		0,09		0,03			0,12
	% · экв		57		43			100

Таблица 3

Химический состав дождевых вод в с. Алтан
(по данным В. И. Цыганка, 1963)

Дата отбора пробы	pH	Форма выражения анализа	Минерализация, *г/л*	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}
27/VI 1963 г.	6,2	*мг/л*	0,018	9	1	2,7	Следы	Нет	5	0,3
		мг-экв/л		0,15	0,02	0,07			0,23	0,01
		% · экв		61	8	31			96	4
12/VII 1963 г.	6,2	*мг/л*	0,012	6	Нет	2,7	Следы	Следы	4	Нет
		мг-экв/л		0,1		0,07			0,17	
		% · экв		57		43			100	

Условия для испарения влаги из почвы в пределах области имеют зонально-поясные различия. В сухих степях юго-востока на Ульдза-Торейской высокой равнине за период с положительной температурой, равной 10°, сумма температур составляет 1800—2000° и более. При наличии небольшого количества осадков это определяет низкие величины (0,7—1,2) гидротермического коэффициента (по Г. Т. Селевнинову)

Таблица 4

Химический состав дождевых вод, по данным Л. Л. Богдановой (1961–1964 гг.)

Местоположение и абсолютная отметка, м	Дата отбора проб	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации								
				Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Паль Липаки, бассейн р. Нерчи, 930	25.V 1962 г.	0,008	мг/л	Нет	Нет	Нет	Нет	6	1,4	Нет	Нет	0,5
			мг-экв/л					0,1	0,05			0,04
			% · экв					100	60			40
То же	20.VI 1962 г.	0,016	мг/л	»	»	»	»	12	3	»	»	1
			мг-экв/л					0,2	0,12			0,08
			% · экв					100	60			40
» »	30.VII 1962 г.	0,01	мг/л	2	»	»	»	6	1	»	1	0,6
			мг-экв/л	0,05				0,1	0,05		0,05	0,05
			% · экв	33				67	33		34	33
Поселок Кыкер, бассейн р. Нерчи, 630	10.VI 1963 г.	0,015	мг/л	Нет	»	»	»	12	2	»	0,8	0,5
			мг-экв/л					0,2	0,1		0,05	0,04
			% · экв					100	55		23	22
То же	9.VII 1963 г.	0,015	мг/л	»	»	»	»	12	0,5	»	2	1
			мг-экв/л					0,2	0,02		0,9	0,09
			% · экв					100	10		45	45
Поселок Кыкер, бассейн р. Нерчи, 630	21.VII 1963 г.	0,015	мг/л	»	»	»	»	12	0,5	»	2	1
			мг-экв/л					0,2	0,02		0,9	0,9
			% · экв					100	10		45	45
В 22 км на СВ от пос. Кыкер, бассейн р. Нерчи, 700	19.VIII 1963 г.	0,015	мг/л	»	»	»	»	12	0,5	»	2	1
			мг-экв/л					0,2	0,02		0,9	0,9
			% · экв					100	10		45	45
Поселок Зюлзя, бассейн р. Нерчи, 670	28.VI 1963 г.	0,019	мг/л	»	»	»	»	15	3,4	»	Нет	1
			мг-экв/л					0,25	0,15			0,1
			% · экв					100	60			40
То же	3.VII 1963 г.	0,07	мг/л	3,5	»	»	»	0,4	3	»	0,4	0,6
			мг-экв/л	0,1				0,02	0,13		0,02	0,05
			% · экв	50				10	65		10	25

" "	20/VIII 1963 г.	0,015	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,12 55	"	"	"	6 0,1 45	5 0,2 90	"	Нет		0,2 0,02 10
Гора Могоча, бассейн р. Шилки, 650	23/VI 1963 г.	0,004	мг/л мг-экв/л % · экв	Нет	"	"	"	3 0,05 100	0,57 0,025 50	"	0,5 0,025 50	Нет	
Поселок Старый Олов бассейн р. Шилки, 650	20/IX 1961 г.	0,01	мг/л мг-экв/л % · экв	Нет	1 0,02 17	Нет	Нет	6 0,1 83	3 0,12 100	Нет	Нет	Нет	
То же	13/VII 1963 г.	0,015	мг/л мг-экв/л % · экв	"	"	"	"	12 0,2 100	1 0,05 25	"	2 0,1 50		0,6 0,05 25
" "	16/VII 1963 г.	0,03	мг/л мг-экв/л % · экв	"	"	"	"	24 0,4 100	5 0,2 50	"	2 0,1 25		1 0,1 25

и позволяет отнести эту территорию к засушливой и очень засушливой зонам.

Относительная влажность воздуха в 13 *час* в сухих степях юго-востока весной и в начале лета не превышает 40%, а в середине и в конце лета составляет 50%. Дефицит влажности воздуха в мае — августе во все декады колеблется от 6 до 11 *мб*.

Такие засушливые условия степных пространств в сочетании со слаборазвитой гидросетью и наличием бессточных участков благоприятствуют испарению не только почвенной влаги, но и подземных вод, что способствует засолению последних.

Участки лесостепей и нерчинских степей относятся к незначительно засушливой зоне (гидротермический коэффициент 1,3—1,6). Это исключает возможность засоления грунтовых вод.

Величина гидрогеотермического коэффициента для большей части территории области (горно-таежные и гольцовые районы) превышает 1,6. Территория относится к влажной зоне, где соотношение тепла и влаги обеспечивает условия для вымывания легкорастворимых солей из почвы и продуктов выветривания.

Неблагоприятными особенностями климата являются большие суточные амплитуды температуры воздуха и резкие изменения давления. Вместе с тем многие климатические показатели области весьма благоприятны для бальнеологического использования минеральных вод. К ним относится обилие солнечного сияния (2500—3000 *час* в год) в межгорных понижениях, преобладание устойчивой, сухой и безветренной или слабоветренной погоды на протяжении большей части года, чистый и прозрачный воздух.

ГИДРОГРАФИЯ

Основу гидрографии Читинской области составляют многочисленные реки, покрывающие ее поверхность густой и равномерной сетью, за исключением крайнего юго-востока, где постоянные водотоки немногочисленны. Озер и болот в области немного.

Речная сеть области не представляет единой системы, так как принадлежит к различным бассейнам Сибири и Дальнего Востока. Около 50% площади принадлежит бассейну Амура (системы Шилки и Аргуни), второе место (30%) занимает бассейн Лены (системы Витима и Олекмы), на третьем месте (14%) стоит бассейн Енисея (система Селенги). На юге области выделяются небольшие бассейны бессточных озер (Торейские и др.). По объему же речного стока первое место принадлежит бассейну Лены (около 30 *км*³ в год), на втором месте — бассейн Амура (около 16,5 *км*³) и на третьем — бассейн Енисея (около 7 *км*³).

На территории Читинской области находится главный материковый водораздел между бассейнами Северного Ледовитого и Тихого океанов. С этим связано почти полное отсутствие здесь транзитных рек, так как большинство современных водотоков зарождается на рассматриваемой территории.

План современной гидросети Читинской области является результатом неотектоники (Сизиков и Уфимцев, 1965). Заложение большинства речных долин (вплоть до мелких рек), их взаимное расположение и конфигурация бассейнов (систем) обусловлены направлением движений новейших (унаследованных) тектонических структур. Для активновоздымающихся районов (юго-запад, север области) характерны: радиальный рисунок гидросети, быстрое нарастание порядков долин, невыработанность (деформации) продольного профиля, резкие изгибы и врезанные меандры, обилие шивер, перекатов и порогов. Для опускающихся районов (мезо-кайнозойские впадины) типично спокойное течение, свободное меандрирование и фуркация русел при перистом (или центростремительном) рисунке гидросети. Деформация продольных профилей свойственна переходным зонам (перегибы профиля).

В общем для области характерно согласное с простиранием основных тектонических линий северо-восточное (в меньшей мере юго-западное) направление крупных и средних рек. В большинстве случаев их долины используют тектонические понижения или на отдельных участках — разломы и крупные ослабленные зоны. К числу таких рек относятся: 1) Ингода, Онон, Шилка, Аргунь (бассейн Амура) с их многими притоками; 2) Олекма с Тунгиром, Чара и другие реки северной части области; 3) Хилок, Чикой (бассейн Селенги на юго-западе области) и др. Крупные реки расположены на небольшом расстоянии (30—50 *км*) одна от другой. Многочисленные притоки главных рек, стекающие со склонов окрестных хребтов, обычно короткие. Они в большинстве своем используют для заложения долин мелкие разломы, трещины оперения и зоны повышенной трещиноватости, сопутствующие региональным разломам и воздымающимся структурам (Богомолов, 1964). При впадении в главные реки (почти под прямыми углами) они создают характерный для области ортогональный план гидросети, хорошо отражающий трещинную тектонику. Для хр. Кодар типичны троги с врезанными руслами современных рек (рис. 8).

Формирование стока рек Читинской области происходит в сложных условиях. Количество атмосферных осадков на большей части территории не превышает 350 *мм*. Температурный режим определяет незначительные величины испарения (за исключением южных районов) в теплый период года, глубину промерзания грунтов, сроки замерзания и вскрытия рек, мощность ледового покрова и вследствие широкого развития мерзлой зоны специфический режим подземных вод. Последние, перемерзая иногда на больших площадях, не участвуют в процессе питания. Оставшиеся в талом состоянии подземные воды становятся напорными и, изливаясь, образуют многочисленные наледи. Развитие наледей является характерной особенностью местных рек

(рис. 9). Наледи аккумулируют огромное количество воды. Так, по наблюдениям В. С. Преображенского, в наледях рек хр. Удокан к началу лета объем льда составляет 4—6 млн. $м^3$. Стокообразующее влияние рельефа проявляется как непосредственно (уклоны, особенности микрорельефа), так и косвенно в связи с увеличением количества осадков с высотой и на северо-западных склонах, встречающих влажные ветры.

Таким образом, большие уклоны рельефа, наличие многолетней мерзлоты и летние ливневые осадки способствуют быстрому формированию стока и определяют высокий коэффициент его. Однако эффект сглаживается широким развитием каменистых россыпей, пористых рыхлых грунтов на склонах и водоразделах, обилием предгорных шлейфов и конусов выноса, аккумулирующих огромные количества влаги. Поэтому весной, при наличии мерзлой зоны, глубокого сезонного промерзания почвы и подпочвы коэффициент стока близок к единице, а летом, несмотря на обилие осадков, снижается до 0,7—0,75 за счет потерь на инфильтрацию в грунт и на испарение с поверхности.

Рис. 8. Троговая долина р. Б. Икабья (фото И. Б. Орлова)

Величины стока, по Р. К. Клиге (1962), изменяются от 0,1 *л/сек·км²* на юге (бассейн Борзи) до 10 *л/сек·км²* на востоке (бассейн Амазара) и до 20 *л/сек·км²* на севере.

Высотный градиент стока колеблется в пределах от 0,3 до 4 *л/сек·км²* на каждые 100 *м* и возрастает с увеличением увлажненности.

Наиболее маловодным является юг области (Торейский бессточный бассейн) с практически отсутствующей постоянной гидросетью. Север Читинской области (Кодаро-Удоканский район), обладающий значительным количеством осадков за счет высокого гипсометрического положения, характеризуется повышенными нормами стока (с модулями от 8 до 20 *л/сек* с 1 *км²*). Здесь гидросеть является наиболее густой. Модули стока, колеблющиеся от 5 до 10 *л/сек*, характерны для бассейнов Даурского свода (юго-запад области). На крайнем востоке области (бассейны Могочи и Верхней Дубии) повышенный сток (до 6—7 *л/сек* с 1 *км²*) обусловлен увеличением осадков, по-видимому, за счет летнего затока муссонных воздушных масс Тихого океана. Для большей части области величины стока незначительны. Кроме того, для рек северо-западных склонов характерны повышенные нормы стока (*6—10 л/сек*).

Данные о величинах стока и распределении его по сезонам года для ряда рек всех бассейнов: Лены (север области), Амура (юго-восток) и Енисея (юго-запад) приведены в табл. 5.

Источниками питания рек являются дождевые, талые снеговые и подземные воды. Основная роль принадлежит дождевым, вто-

Таблица 5

Годовые и сезонные величины стока
(по В. А. Арефьевой)

Река и пункт наблюдения	Площадь водосбора, $км^2$	Период наблюдений, годы	Число лет наблюдений	Средние за период		Распределение стока по сезонам, %			
				расход, $м^3/сек$	модуль стока, $л/сек\ км^2$	весна IV—V	лето VI—VIII	осень IX—X	зима XI—III
Бассейн Лены									
Каренга, Тунгокочен	4070	1955—1958	4	14,4	3,5				
Калакан, Калар	12 900	1956—1958	3	74,4	5,7	—	—	—	—
Чара, Токко (Ярхан)	61 900	1934—1950	17	642	10,4	42	34,7	18,3	5
Бассейн Амура									
Ингода, Улёты	12 500	1949—1957	9	63,5	5,0	22	49,9	25	3,1
Онон, Бытэв	44 800	1949—1957	8	108,7	2,4	14,5	54,9	26,4	4,2
Шилка, Сретенск	172 000	1893—1955	60	364	2,1	15,9	51,7	28,7	3,7
Чита,	4240	1938—1957	11	2,26	3,9	17,8	50,2	30,1	1,9
Чичатка, Амазар	2920	1956—1957	2	17,8	6,1	13,8	40,5	44,3	1,4
Борзя,	4110	1942—1957	10	1,30	0,31	18,7	64,3	16,4	0,6
Тура, Кумахта	875	1950—1957	8	1,3	1,4	27	53,4	18,4	1,2
Бассейн Енисея									
Чикой, Поворот	44 700	1936—1955	16	252	5,6	18,2	49,9	26,0	5,9
Мензa, Дражный	12 900	1950—1957	8	99,5	7,7	23,3	48,9	22,2	5,6
Хилкотой	11 800	1953—1957	5	8,3	7,0	29	42,8	22,9	5,3

ростепенная — подземным водам. У рек Амурского (малоснежного) бассейна талые воды составляют 12—22% стока, дождевые же воды — 70—82%, а подземное питание — всего 3—8% годового объема. У рек Енисейского (Байкальского) бассейна дождевое питание равно 60—70%, снеговое — 18—30% (высокое гипсометрическое положение); подземное достигает 10—14% (что вполне соответствует более активной тектонике и множеству разломов). В питании рек Ленского бассейна заметно возрастает роль снеговых вод (до 30—40% годового объема); дождевое питание, оставаясь ведущим, снижается до 52—60%, а подземное составляет 8—12%.

Состав и значение источников питания определяют водный режим рек, характеризующийся растянутым (апрель — октябрь) сравнительно невысоким половодьем с резкими пиками дождевых паводков (дальневосточный тип). В зимнее время гидрограф принимает гребенчатый вид из-за маловодности рек. Водный режим крайне неустойчив от года к году.

В зимнее время (5,5—7 мес.) реки скованы льдом. Большинство рек с площадями водосборов до 5000 $км^2$ промерзают до дна на 3—4 ме-

сяца. Даже такая крупная река, как Онон (с площадью водосбора 70 800 *км*²) у ст. Оловянной промерзает на 1,5—2 месяца. Однако в целом крупные реки промерзают только на перекатах (Ингода). Замерзают реки в конце октября. Толщина льда достигает 1—1,5 *м* и более (до 2,5 *м* на Чаре). Вскрытие рек происходит в мае. Ледоход непродолжителен (2—5 дней, редко более). Многие наледи держатся до конца лета, а на севере — даже перелетовывают.

Химический состав речных вод Читинской области, как правило, характеризуется гидрокарбонатным, очень редко — сульфатно-гидрокарбонатным натриево- или магниево-кальциевым составом. Иногда

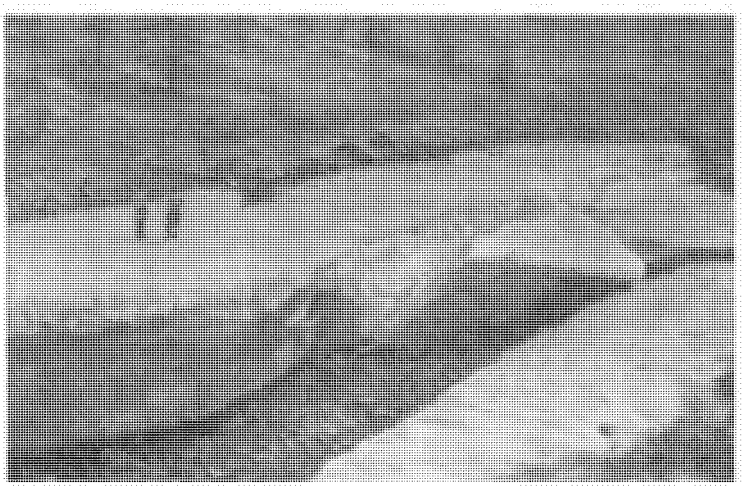


Рис. 9. Наледь в вершине р. Горки

отмечаются воды одно- или трехкомпонентной катионных систем — кальциевые или магниево-натриево-кальциевые при переменном соотношении катионов. В бассейнах рек Северного Ледовитого океана и Байкала минерализация речных вод колеблется в различное время года от 0,03 до 0,09 *г/л*, в бассейне Тихого океана — от 0,04 до 0,26 *г/л*. Максимальные значения минерализации характерны для рек южной части области — Аргуни и ее многочисленных притоков. Почти для всех рек области отмечается нарастание величины минерализации (от весны или начала лета к осени и зиме). Так, например, минерализация воды в р. Витиме в мае 1953 г. составляла 0,04 *г/л*, в сентябре — 0,07 *г/л*, в октябре — 0,08 *г/л*, в Ононе — в мае 1958 г. — 0,05 *г/л*, в июне — 0,06 *г/л*, в июле — 0,07 *г/л*, в октябре — 0,08 *г/л*; в р. Аргуни — в мае 1960 г. — 0,16 *г/л*, в июле — 0,18 *г/л*, в октябре — 0,26 *г/л* (табл. 6). Отмеченная закономерность может нарушаться лишь в период ливневого выпадения атмосферных вод, которое приходится в различные годы на конец июля и август.

Количество озер, хотя их и насчитывается более 400, в общем для территории области невелико (431,5 тыс. *км*²). Густота озерной сети крайне неравномерна. Озера имеют различное происхождение. Основную массу озер составляют старицы, развитые по долинам рек, протекающих по межгорным понижениям. На севере области много озер ледникового происхождения (конечноморенных гряд, каровые, предригельные и пр.). Как старицы, так и озера ледникового происхождения в большинстве невелики и неглубоки (до первых метров).

Таблица 6

Химический состав речных вод Читинской области

Местоположение	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации							
							Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe общее	SiO_2
Река Чара, с. Чара	18/VI 1959 г.	6,8	9	0,3	0,03	мг/л	2	6	14	3	4	1	0,01	2
						мг-экв/л	0,05	0,12	0,23	0,12	0,2	0,08	–	
						% · экв	12	30	58	30	50	20	–	
То же	9/X 1959 г.	6,9	3	0,6	0,05	мг/л	3	7	31	3	9	2	0,02	3
						мг-экв/л	0,08	0,14	0,5	0,12	0,44	0,16	–	
						% · экв	11	20	69	17	61	22	–	
„ „	5/IX 1962 г.	7	6	0,4	0,04	мг/л	4	6	21	3	6	2	Нет	3
						мг-экв/л	0,11	0,12	0,35	0,13	0,29	0,16	–	
						% · экв	19	21	60	22	50	28	–	
Река Витим, с. Романовка	28/V 1953 г.	Не определялся	13	0,4	0,04	мг/л	4	1	25	2	6	2	0,01	6
						мг-экв/л	0,11	0,02	0,4	0,08	0,29	0,16	–	
						% · экв	21	4	75	15	55	30	–	
То же	9/IX 1953 г.	„	5	0,7	0,07	мг/л	4	1,5	48	4	12	2	0,02	11
						мг-экв/л	0,11	0,03	0,78	0,17	0,59	0,16	–	
						% · экв	12	3	85	19	64	17	–	
„ „	19/X 1953 г.	„	4	0,9	0,08	мг/л	2	5	55	4,5	11	4	0,01	11
						мг-экв/л	0,05	0,1	0,9	0,19	0,54	0,32	–	
						% · экв	5	9	86	18	51	31	–	
Река Олекма, с. Средняя Олекма	23/IX 1954 г.	Нет сведений	8	0,2	0,03	мг/л	1	3	18	4	4	0,1	0,01	5
						мг-экв/л	0,02	0,06	0,29	0,17	0,2	–	–	
						% · экв	5	16	79	46	54	–	–	
То же	28/I 1957 г.	„	6	0,9	0,09	мг/л	3	10	52	3	12	5	0,06	5
						мг-экв/л	0,08	0,2	0,85	0,13	0,59	0,41	–	
						% · экв	7	18	75	11	53	36	–	
Река Нерча, г. Нерчинск	20/VI 1963 г.	7,4	24	0,4	0,04	мг/л	3	5	25	4	6	1	0,13	5
						мг-экв/л	0,08	0,01	0,4	0,21	0,29	0,08	–	
						% · экв	14	17	69	36	50	14	–	

То же	4/VIII	7,6	12	0,6	0,06	мг/л	3	6	40	6	9	2	Нет	6
						мг-экв/л	0,08	0,12	0,65	0,25	0,44	0,16	–	
						% экв	9	14	77	30	52	18	–	
Река Шилка, г. Сретенск	4/V 1957 г.	7,3	9	1	0,08	мг/л	3	8	54	2	13	5	0,04	9
						мг-экв/л	0,08	0,16	0,89	0,08	0,64	0,41	–	
						% экв	7	14	79	7	57	36	–	
То же	28/X 1957 г.	7,2	Нет	0,9	0,09	мг/л	3	8	58	6	14	3	Нет	Нет сведений
						мг-экв/л	0,08	0,16	0,95	0,26	0,69	0,24	–	
						% экв	7	13	80	22	58	20	–	
» »	6/XII 1957 г.	6,8	5	1,3	0,13	мг/л	5	10	84	9	19	5	0,02	7
						мг-экв/л	0,14	0,2	1,36	0,35	0,94	0,41	–	
						% экв	8	12	80	21	55	24	–	
Река Хилок, ст. Сохондо	29/V 1955 г.	Нет сведений	9	0,8	0,09	мг/л	3	4	61	11	13	2	0,07	4
						мг-экв/л	0,09	0,08	1	0,37	0,64	0,16	–	
						% экв	8	7	85	32	54	14	–	
	31/VIII 1955 г	7,6	9	0,8	0,09	мг/л	2	3	66	11	10	3	0,03	3
						мг-экв/л	0,06	0,06	1,1	0,47	0,5	0,25	–	
						% экв	5	5	90	40	41	29	–	
Река Чикой, с. Поворот	31/V 1957 г.	Нет сведений	16	0,4	0,04	мг/л	2	2	25	1	6	2	0,01	4
						мг-экв/л	0,05	0,04	0,4	0,04	0,29	0,16	–	
						% экв	10	8	82	8	60	32	–	
	17/VIII 1959 г.	»	5	0,5	0,06	мг/л	3	5	40	8	8	1	0,01	8
						мг-экв/л	0,08	0,1	0,64	0,35	0,39	0,08	–	
						% экв	10	12	78	43	47	10	–	
Река Ингода, с. Атамановка	25/IV 1956 г.	6,8	4	0,7	0,08	мг/л	1	13	42	7	12	1	0,03	6
						мг-экв/л	0,02	0,27	0,68	0,3	0,59	0,08	–	
						% экв	2	28	70	31	61	8	–	
	30/VII 1957 г	6,8	7	0,3	0,04	мг/л	3	3	22	5	3	2	0,02	4
						мг-экв/л	0,08	0,06	0,36	0,19	0,15	0,16	–	
						% экв	16	12	72	38	30	32	–	
	21/VIII 1957 г.	6,8	5	0,6	0,06	мг/л	3	6	36	5	7	3	0,16	4
						мг-экв/л	0,08	0,12	0,59	0,21	0,34	0,24	–	
						% экв	10	15	75	26	44	30	–	

Местоположение	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг экв*	Минерализация, *г/л*
	27/XI 1957 г	6,5	3	0,8	0,08
Река Онон, с. Бытэв	20/V 1958 г.	Нет сведений	5	0,6	0,05
То же	1/VI 1958 г.	6,7	7	0,7	0,06
" "	21/VII 1958 г.	6,7	9	0,9	0,07
" "	23/X 1958 г.	6,2	7	1	0,08
Река Аргунь, с. Ново-Цурухайтуй	11/V 1960 г.	7,5	7	1,4	0,16
То же	29,VII 1960 г.	7,2	9	1,6	0,18
" "	20/X 1960 г.	7,6	7	2,4	0,26

Продолжение табл. 6

Форма выражения анализа	Компоненты минерализации							
	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe общее	SiO_2
мг/л	6	9	42	5	10	4	0,03	5
мг-экв/л	0,16	0,18	0,68	0,21	0,49	0,32	—	
% · экв	16	18	66	20	48	32	—	
мг/л	2	4	31	2	8	2	0,1	3
мг-экв/л	0,05	0,08	0,5	0,08	0,39	0,16	—	
% · экв	8	12	80	13	63	24	—	
мг/л	3	5	37	2	9	3	0,02	2
мг-экв/л	0,08	0,1	0,58	0,08	0,44	0,24	—	
% · экв	10	14	76	10	58	32	—	
мг/л	3	5	50	2	15	2	0,1	4
мг-экв/л	0,08	0,1	0,81	0,09	0,74	0,16	—	
% · экв	9	10	81	9	75	16	—	
мг/л	2	8	55	3	15	3	0,01	3
мг-экв/л	0,05	0,16	0,9	0,13	0,74	0,24	—	
% · экв	4	15	81	10	70	20	—	
мг/л	3	10	107	14	21	5	0,03	3
мг-экв/л	0,08	0,2	1,76	0,59	1,04	0,41	—	
% · экв	4	10	86	29	51	20	—	
мг/л	3	15	126	20	21	8	0,04	Нет
мг-экв/л	0,08	0,31	2,04	0,74	1,04	0,65	—	
% · экв	3	13	84	30	43	27	—	
мг/л	8	20	167	24	29	12	0,01	3
мг-экв/л	0,22	0,41	2,83	1,04	1,44	0,98	—	
% · экв	6	12	82	30	41	29	—	

Для всей территории области характерны небольшие термокарстовые озера. На юге области обычны озера-реликты, свидетели более важных эпох кайнозоя. Крупных озер тектонического происхождения здесь насчитывается немного. Значительная группа озер, связанных своим генезисом с тектоническими процессами и ледниковой деятельностью, находится на севере области. Наиболее крупное из них Ничатка (в хр. Кодар), приурочено к крупному разлому, остальные (Б. и М. Леприндо, Леприндокан, Давачан) обладают ваннами ледниково-тектонического происхождения. В питании этих озер значительную роль играют подземные воды. Озера — проточные, пресные с мягкой водой.

Химический состав озерных вод северной группы гидрокарбонатный кальциево-натриевый или натриевый, реже — кальциево- или натриево-магниевый с преимущественной минерализацией 0,02—0,06 *г/л* (табл. 7). Лишь в озерах тектонического происхождения анионный состав вод усложняется до хлоридно-гидрокарбонатного или гидрокарбонатно-хлоридного при тех же значениях минерализации.

На водоразделе Витима и Хилка в мезозойской впадине, имеющей абс. отметки 1000 *м*, расположена вторая группа довольно крупных озер, вытянутых в северо-восточном направлении. Озера Иван и Тасей принадлежат бассейну Витима (Лены), Арахлей, Шакша, Ундугун и другие — бассейну Хилка (Селенги). Кроме крупных озер с акваторией от 15 до 65 *км*^{2}, здесь имеется много мелких озерков. Озера проточные с постоянными уровнем.

Химический состав вод отличается пестротой. Наряду с гидрокарбонатными магниево-кальциевыми водами отмечаются хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией от 0,08 до 3,6 *г/л*. В некоторых озерах минерализация увеличивается до 30 *г/л* и более (оз. Доронинское, расположенное в Читино-Ингодинской впадине).

Значительное скопление озер отмечается на юге области. Здесь господствуют соленые и горько-соленые озера. Водный режим и минерализация этих озер очень изменчивы. Больше всего здесь преобладают гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией от 1,5 до 10 *г/л*. В минеральных озерах состав вод усложняется до сульфатно-хлоридного натриевого, а минерализация возрастает до 130—150 *г/л* (оз. Борзинское).

Крупнейшие озера области Зун-Торей и Барун-Торей находятся на дне огромной депрессии, служившей дном древнего водоема. Вода их солоноватая гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 2—5 *г/л*. В дождливый период вода сильно опресняется. В бассейне р. Борзи наряду с солеными встречаются глубокие пресные озера карстового происхождения (Баин-Цаган-Нор).

Таким образом, для озерных вод области широтная зональность выражена более отчетливо, чем для речных. Как было показано выше, в северной группе озер, исключая озера тектонического происхождения, преобладают слабо минерализованные (до 0,06 *г/л*) гидрокарбонатные воды, сменяющиеся в Центральном Забайкалье солоноватыми хлоридно-гидрокарбонатными и гидрокарбонатно-сульфатными водами с минерализацией 0,8—3,6 *г/л*. На юге области в условиях степного ландшафта среди озерных вод преобладают соленые хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные воды с минерализацией до 10 *г/л*, а в минеральных озерах — сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 150 *г/л*.

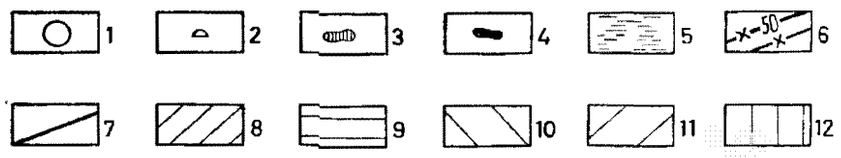
Наибольшая минерализация озерных вод отмечается в зимний период. Так, например, в оз. Кенон, расположенном на западной окраине

Таблица 7

Химический состав озерных вод Читинской области

Местоположение	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											
							Cl^-	SO_4^{--}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{++}	Mg^{++}	Fe^{++}	Fe^{+++}	SiO_2
Сингиях	1961 г.	6,3	Нет сведений	0,6	0,05	*мг/л*	3	Нет	Нет	Нет	36	1	Нет	5	5	Нет	Нет	3
						мг-экв/л	0,08				0,6	0,04		0,24	0,4			
						%-экв	12				88	6		39	55			
Курунг	1961 г.	6,2	„	0,5	0,06	*мг/л*	6	4	„	„	36	10	„	3	4	Следы	„	5
						мг-экв/л	0,16	0,08			0,59	0,3		0,16	0,37			
						%-экв	19	10			71	36		20	44			
Левый Ингамакит	1961 г.	6,3	8	0,2	0,04	*мг/л*	3	4	„	„	21	6	„	3	0,64	Нет	„	6
						мг-экв/л	0,08	0,08			0,34	0,28		0,16	0,05			
						%-экв	16	16			68	57		32	11			
Амужачи	1961 г.	6,3	7	0,2	0,03	*мг/л*	2	4	„	„	16	7	0,4	2	0,6	„	„	5
						мг-экв/л	0,06	0,08			0,26	0,23	0,02	0,1	0,05			
						%-экв	15	20			65	58	5	25	12			
Озеро на левобережье р. Ункура	1961 г.	6,6	5	0,1	0,07	*мг/л*	5	Нет	15	„	30	2	1,3	6	5	„	„	4
						мг-экв/л	0,15		0,24		0,5	0,1	0,07	0,31	0,41			
						%-экв	17		27		56	11	8	35	46			
Апсат	1961 г.	6,6	2	0,4	0,06	*мг/л*	5	4	Нет	„	31	7	Нет	6	1	„	„	6
						мг-экв/л	0,15	0,08			0,5	0,32		0,31	0,1			
						%-экв	20	11			69	44		42	14			
Озеро Очки на правобережье р. Верхний Ингамакит	1961 г.	7,0	6	0,6	0,06	*мг/л*	4	4	„	„	41	5	„	4	5	„	„	2
						мг-экв/л	0,12	0,08			0,67	2,18		0,21	0,37			
						%-экв	14	9			77	79		7	14			
Озеро у истока ручья Скалистого	1961 г.	6,4	6	0,2	0,04	*мг/л*	4	4	„	„	21	9	„	1	1	„	„	1
						мг-экв/л	0,12	0,08			0,34	0,38		0,05	0,11			
						%-экв	23	15			62	70		10	20			
Деминда	1961 г.	7	2	1,2	0,15	*мг/л*	3	Нет	„	„	104	17	0,7	17	3	„	„	10
						мг-экв/л	0,1				1,7	0,73	0,03	0,84	0,2			
						%-экв	6				94	40	2	47	11			

Малый Байкал	1961 г.	6,2	3	0,1	0,02	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	11 0,3 75	Нет	„	„	6 0,1 25	4 0,19 47	[2 0,11 28	2 0,1 25	Нет	„	„	0,4
Леприндокан	26/VII 1963 г.	6,6	19	0,2	0,02	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	3 0,1 33	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	12 0,2 67	0,46 0,02 7	0,55 0,03 10	2 0,1 33	2 0,15 50	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений
Большое Леприндо	17/VII 1963 г.	6,6	8	0,2	0,02	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	2 0,05 14	„	„	„	18 0,3 86	3 0,13 37	0,4 0,02 5	1 0,1 29	1 0,1 29	„	„	„
Иргень	2/X 1961 г.	6,8	10	1,4	0,13	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	2 0,05 3	„	„	„	98 1,6 97	4 0,18 11	1 0,05 4	19 0,95 58	5 0,45 27	0,3	Следы	4
Большое	23/VI 1961 г.	8,3	27	4,3	2,9	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	57 16,1 31	20 0,42 1	Нет	Нет	1722 34,6 68	1075 46,75 92	0,2	15 0,76 1	44 3,6 7	Следы	Нет	7
Хужир-Нор	1/X 1961 г.	6,8	11	1,2	0,12	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	3 0,07 4	6 0,12 8	„	„	85 1,4 88	7 0,29 18	0,6 0,03 2	16 0,8 50	5 0,45 28	0,2 0,01 1	0,1 0,01 0,2	2
Шакшинское	5/X 1961 г.	7,4	41	7,4	3,6	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	214 6,06 12	1327 27,7 55	„	1,2 0,02	997 16,35 33	979 42,55 85	2 0,1	29 1,45 3	73 6,02 12	Нет	0,01	14
Кенон	20/III 1956 г.	8,3	8	5,8	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	7 0,19 1	28 0,58 5	„	Нет	628 10,62 94	127 5,52 49	Нет	47 2,34 20	43 3,53 31	0,01		8
	1/VI 1956 г.	8,4	6	4	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	5 0,14 2	21 0,43 6	„	„	405 6,82 92	79 3,43 47	„	22 1,09 13	35 2,87 40	0,06		5
	1/VIII 1956 г.	8,8	7,6	4,3	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	6 0,16 2	17 0,35 5	„	„	385 6,49 93	58 2,51 36	„	21 1,04 15	42 3,45 49	0,01		4
	22/X 1956 г.	8,3	4	4,5	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	7 0,19 2	20 0,41 6	„	„	420 7,08 92	73 3,17 41	„	23 1,14 15	14 3,37 44	0,01		5
Доронинское	Нет сведений	7,8	Нет сведений	3	32,9	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	3298 93,01 20	170 3,55	Нет сведений	1,2 0,02	18011 403 80	11459 495,53 100	0,1	1 0,05	36 3	0,1		18



Глубина залегания верхней поверхности многолетнемерзлых пород в м		Мощность многолетнемерзлых пород в м		
⊖	нет сведений	⊖	нет сведений	
		⊖	до 5	
⊖	<1	⊖	5-10	
		⊖	10-20	
⊖	до 5	⊖	20-30	
		⊖	30-50	
⊖	до 10	⊖	50-80	
		⊖	80-100	
⊖	до 15	⊖	100-150	
		⊖	150-200	
⊖	до 20	⊖	200-300	
		⊖	300-350	По геофизическим и гестермическим данным
⊖	до 25	⊖	>500	

Рис. 10. Карта распространения многолетнемерзлых пород Читинской области
(Составили: Л. М. Орлова; Г. Л. Васева)

1 — появление многолетнемерзлых пород (скважина, шахта, шурф, колодец). Цифра у знака — номер по каталогу. Закраска верхней части знака — глубина залегания верхней поверхности многолетнемерзлых пород. Закраска нижней части знака — мощность многолетнемерзлых пород

Геокриологические явления: *2* — наледь — сезонная и многолетняя, питающаяся подземными водами; *3* — наледь речная и смешанного питания; *4* — гидролакколит; *5* — болото и заболоченность; *6* — изолинии мощности многолетнемерзлых пород; *7* — граница районов; *8* — район I; *9* — район II; *10* — район III; *11* — район IV; *12* — район V

Продолжение табл. 7

Местоположение	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации										
							Cl^-	SO_4^{2-}	CO_3^-	NO_3^-	HCO_3^-	$K^+ + Na^+$	NH_4^+	Ca^{++}	Mg^{++}	Fe^{++}	Fe^{+++}	SiO_3^-
Хомво	Нет сведений	7,8	Нет сведений	1,8	8	*мг/л*	2096	926	Нет	Нет	2190	2857	2,4	9	17	0,1		5
						мг-экв/л	59,1	19,27	сведений	сведений	42	118,42	0,12	0,46	1,37			
						%-экв	49	16			35	99			1			
Актинское	21/VI 1963 г.	7,2	5	3	0,2	*мг/л*	2	Нет	Следы	Нет	221	9	0,5	20	25	0,5	Следы	3
						мг-экв/л	0,05				3,67	0,4	0,27	1,01	2,02	0,02		
						%-экв	1				99	11	7	27	54	1		
Куикур	24/X 1951 г.	7,4	Нет сведений	11	1,3	*мг/л*	552	25	Нет	Нет	307	310	Нет	65	54	Следы	,	Нет сведений
						мг-экв/л	15,58	0,52	сведений	сведений	5,04	13,47		3,24	4,43			
						%-экв	74	2			24	63		16	21			
Цаган-Нор	Нет сведений	7,8	То же	2,4	3,5	*мг/л*	584	196	Нет	Нет	1583	1086	0,2	14	20	0,1		13
						мг-экв/л	16,47	4,09			29	47,18	0,01	0,7	1,67			
						%-экв	33	8			59	95		1	4			
Бани-Цаган	Нет сведений	7,6	, ,	2,5	4,1	*мг/л*	721	104	,	,	1947	1324	0,8	15	21	0,2		10
						мг-экв/л	20,35	2,17			37	57	0,04	0,76	1,72	0,01		
						%-экв	34	4			62	96		1	3			
Кука-Азырга	То же	7,7	, ,	6,1	4	*мг/л*	893	577	,	0,01	1219	1200	1,5	30	62	0,1		10
						мг-экв/л	25,19	12,01			21	52,03	0,07	1,01	5,09			
						%-экв	43	21			37	89		2	9			
Борзинское	, ,	7,7	, ,	7,6	145,4	*мг/л*	52 914	30 413	,	0,25	8662	52 500	1,5	73	48	Нет сведений		12
						мг-экв/л	1492,4	636			142	2280	0,07	3,67	3,96			
						%-экв	65	28			7	100						
Хара-Нор	, ,	7,5	, ,	1,2	1,7	*мг/л*	344	42	,	Нет	762	522	0,6	12	7	Нет	Нет	6
						мг-экв/л	9,69	0,87			13	22,31	0,03	0,61	0,61			
						%-экв	41	4			55	94		3	3			
Зун-Торей	16/VIII 1959 г.	6,9	, ,	Нет сведений	4,8	*мг/л*	505	283	,	,	2659	1138	0,1	138	91	,	0,2	32
						мг-экв/л	14,25	5,91			43,6	49,21		6,89	7,54		0,12	
						%-экв	22	10			68	77		11	12			
Баруп-Торей	Нет сведений	7,6	, ,	3,1	1,8	*мг/л*	137	121	,	,	1067	493	0,4	8	33	,	0,1	11
						мг-экв/л	3,87	2,49			18	21,2	0,02	0,4	2,74			
						%-экв	16	10			74	87		2	11			

г. Читы, минерализация воды после вскрытия составляла 0,9 *г/л*, а в июне — августе 0,5 *г/л* (см. табл. 7).

Болота занимают сравнительно небольшие территории, хотя общая заболоченная площадь велика. Они развиты главным образом в речных долинах, в межгорных впадинах, а иногда на пологих склонах горных хребтов. В северных районах области эти болота иногда покрыты чахлой древесной растительностью и носят название «марей».

МЕРЗЛАЯ ЗОНА ЗЕМЛИ (КРИОЗОНА)

Территория Читинской области характеризуется широким развитием зоны многолетнемерзлых пород — мерзлой зоны, мощность и распространение которой с севера на юг вследствие изменения в том же направлении основных физико-географических и геологических факторов претерпевает существенные изменения. С севера на юг в пределах области выделяются пять районов, отличающихся некоторыми особенностями мерзлой зоны (рис. 10, табл. 8).

Распространение многолетнемерзлых пород.

На крайнем севере Читинской области, включающей восточную окраину Патомо-Витимской горной страны, западную часть Алданской складчатой области и южное завершение Березовского прогиба (Чарский залив Якутского артезианского бассейна), выделяется первый район. Он характеризуется наличием, главным образом мерзлой зоны долинного типа. По данным Е. В. Пиннекера (1961—1962) и Н. А. Вельминой (1952), на склонах возвышенностей северной экспозиции зона многолетнемерзлых пород имеет сплошное развитие. В небольших долинах она образует обычно линзы, а в долинах крупных рек имеет ограниченное распространение. Е. В. Пиннекер указывает, что развитие мерзлой зоны в речных долинах зависит от производительности потоков аллювиальных вод и состава пород, выполняющих долины. Как правило, в аллювиальных, хорошо водопроницаемых песчано-гравийно-галечных отложениях, мерзлая зона отсутствует, тогда как глины или суглинки, слагающие отдельные участки долин, бывают целиком промороженными. По данным работ, выполненных в смежных районах Якутской АССР, мощность мерзлой зоны на крайнем севере Читинской области, по-видимому, не превышает 100 *м*. Промороженными являются не только рыхлые четвертичные отложения, но местами и подстилающие их скальные коренные породы, особенно на склонах возвышенностей северной экспозиции. Широко распространены на севере области крупные наледи и гидролакколиты, приуроченные преимущественно к долинам рек и зонам тектонических нарушений. Южная граница рассматриваемого района условно проведена по северным склонам Кодарского хребта.

На юг от указанной границы находится территория второго района распространения многолетнемерзлых пород. Этот район имеет широтное простирание, он характеризуется сплошным распространением зоны многолетнемерзлых пород и весьма непостоянной ее мощностью, увеличивающейся в направлении с юга на север и с востока на запад, а также от подошвы склонов гор к их водоразделам. По данным Э. Ф. Гринталя и др. (1960), мощность зоны мерзлых пород в пределах хр. Удокан возрастает от 400—500 *м* на его склонах до 800—900 *м* в водораздельной части, расположенной на отметках более 2000 *м*. Мощность многолетнемерзлых пород в речных долинах меньше, чем под водоразделами, и составляет 65—270 *м*. Так, в долине р. Наминги она равна 116 *м*, причем промороженными здесь являются не только выполняющие долину четвертичные отложения мощностью до 60 *м*, но и

Таблица 8

Характеристика районов распространения многолетнемерзлых пород Читинской области (к рис. 10)

Районы	Краткая характеристика	Мощность зоны многолетнемерзлых пород, *м*	Глубина сезонного промерзания, *м*	Температура многолетнемерзлых пород, °С	Геокриологические явления и криогенные формы рельефа
I	Сплошное распространение многолетнемерзлых пород. Редкие талики в аллювиальных отложениях долин крупных рек	До 100	—	Минус 1 и ниже	Наледи многолетние и гидролакколиты
II	Сплошное распространение многолетнемерзлых пород. Редкие сквозные и несквозные талики на участках зон тектонических нарушений	На водоразделах 300—800, в крупных впадинах до 500; в мелких впадинах 10—50, реже до 115	До 10	От минус 1—1,5 до минус 8	Крупные многолетние наледи подземных вод, речные и смешанного питания, термокарст, солифлюкция, морозобойное растрескивание, пятнообразование, полигонный рельеф поверхности нивально-денудационного выравнивания
III	Преимущественно сплошное распространение многолетнемерзлых пород, прерываемых таликами	На водоразделах до 100, во впадинах до 300		Минус 2—3 и ниже	Наледи сезонные и многолетние, бугры пучения, заболоченность, каменные многоугольники и др.
IV	Многолетнемерзлые породы, развитые в основном на склонах водоразделов северной экспозиции, в межгорных впадинах, долинах рек и озерных котловинах	На водоразделах до 25 и максимально до 70, во впадинах от 20—30 до 60—80	От 1,5—2 до 5	Минус 0,5—1,5	Наледи и бугры пучения сезонные и многолетние, гидролакколиты, заболоченность, термокарстовые озера, гольцовые и солифлюкционные террасы, мелкая террасированность склонов падей и речных террас
V	Вероятное распространение сплошной мерзлой зоны в центре с переходом в таликовую по долинам рек	До 200			Каменные многоугольники, гольцовые и солифлюкционные террасы, нивальные образования

подстилающие их граниты протерозоя. Почти во всех сравнительно крупных речных долинах (Икабья, Бурунжа, Кемен, Наминга и др.) установлено наличие таликов, выходящих под деятельный слой и обусловливающих образование крупных наледей. Вследствие глубокого промерзания долин создаются криогенные бассейны трещинно-напорных вод. Специфическая особенность этих бассейнов заключается в том, что мерзлые породы являются кровлей для нижележащей водоносной зоны трещин в гранитах или метаморфических породах протерозоя.

В межгорных тектонических котловинах мощность многолетнемерзлых пород меньше, чем на водоразделах (табл. 9).

В крупных межгорных впадинах, например Верхне-Чарской, мощность зоны многолетнемерзлых пород колеблется от 25 до 450 *м*, при этом максимальные ее значения приурочиваются к центральной части впадины, к наиболее опущенным ее блокам, а минимальные — к ее бортам, особенно северо-западному (Любалин, 1963). Резкое сокращение мощности мерзлой зоны у северо-западного борта Верхне-Чарской впадины связано с наличием здесь долгоживущего регионального Кодарского разлома, характеризующегося повышенной термальной активностью. К нему приурочен выход термального источника, температура вод которого равна 46—48° С.

В Верхне-Чарской впадине промороженными являются рыхлые четвертичные, палеоген-неогеновые отложения и, вероятно, подстилающие их мезозойские породы.

Небольшие межгорные котловины (Ингамакитская, Нирунгноканская, котловина озер Б. Леприндо и Леприндокан и др.) расположены в переходной зоне от Верхне-Чарской грабен-синклинали к центральным частям ее горного обрамления. Соответственно в отдельные этапы кайнозоя они испытывали или поднятие, или погружение (Шпак, 1964). Вследствие этого в период оледенения во всех мелких межгорных впадинах формировались ледники предгорий, отложившие здесь довольно мощные морены. Эти ледники препятствовали равномерному промораживанию накапливающихся в малых межгорных котловинах осадков. Этим, по-видимому, и объясняется незначительная мощность здесь многолетнемерзлых пород. Так, по геофизическим данным, в Ингамакитской котловине она составляет 10—50 *м*. Максимальная ее мощность отмечается в прибортовых частях котловины. Многолетнемерзлые породы второго района характеризуются низкотемпературным режимом. Температура горных пород в пределах водораздельной части хр. Удокан, у основания слоя с сезонными ее изменениями, по данным геотермического отряда Института мерзлотоведения СО АН СССР, составляет минус 8° С; минимальные температуры в горных выработках, пройденных в верховье долины Нирунгнокан, колеблются от —7,3° С до —5,5° С. По наблюдениям в бассейне р. Наминги, при продвижении горных выработок в глубь водоразделов температура многолетнемерзлых пород несколько повышается. Это достаточно хорошо иллюстрируется данными замеров температуры протерозойских гранитов (табл. 10).

Расчет по приведенным в таблице данным показывает, что граница нулевых температур пород проходит здесь на абсолютных отметках, близких к 1350—1380 *м*.

На некоторых участках, расположенных гипсометрически выше, установлены еще более низкие температуры пород (—3,5° и ниже). В малых межгорных впадинах многолетнемерзлая зона характеризуется большим диапазоном температур — от 0 до —5° С. В Ингамакитской котловине среднегодовая температура многолетнемерзлых пород на глубине 9—11 *м* равна минус 5,3° С.

Таблица 9

Данные о зоне многолетнемерзлых пород на территории Читинской области

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, м	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, м	Мощность мерзлой зоны, м	Глубина сезонного промерзания пород, м	Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, м Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
1	Долина р. Чары в районе пос. Чары	„Сухая" мерзлота с линзами льда	Нет сведений	Нет сведений	До 400	До 10	Нет сведений	Сплошной	Наледи, термокарстовые озера и др.	Больше 200, ниже залегают породы мезозоя	Любалин В Д. 1962
2	Водораздельная часть хр. Удокан	Трещины, заполненные льдом	То же	522	522	10	Подмерзлотные трещинные воды гранитов протерозоя	То же	Наледи и др.	Четвертичные отложения отсутствуют, с поверхности залегают граниты протерозоя	Шпак А. А., Скляревский Ю. П., 1962
3	Долина р. Наминги	То же	„ „	Нет сведений	До 115,8	10	То же	„ „	То же	До 60, ниже залегают граниты протерозоя	То же
4	Читкандинская впадина, участок ключа Угольного	Нет сведений	„ „	310	310	2,5—3	Подмерзлотные пластово-трещинные ноды верхне-юрских осадочных пород	„ „	„ „	До 100, ниже залегают верхнеюрские отложения	Дмитриев Э.Д., 1962
5	Долина р. Читинки у с. Бургень	То же	2	43	41	2,5—3,5	Подмерзлотные пластово-трещинные воды верхнеюрско - нижнемеловых пород	Островной	„ „	Больше 10, ниже залегают верхнеюрско - нижнемеловые породы	Шпак А. А. и др., 1959
6	В 2 *км* на северо-восток от пос. Колочного	„ „	3	40,9	37,9	До 5	Породы безводные	То же	„ „	До 15, ниже залегают верхнеюрско-нижнемеловые породы	Земляной В. В., Писарева Э. С., 1959
7	Совхоз Колочный	„ „	9,2	16	6,8	До 5		„ „	„ „	20, ниже залегают глинистые сланцы верхней юры — нижнего мела	Бурвод, 1942
8	Долина р. Жерейки в 4 *км* северо-западнее пос. Черновские копи	„ „	3	36	33	4—5	Подмерзлотные пластово-трещинные воды верхнеюрско-нижнемеловых пород	„ „	„ „	Сведения отсутствуют	Лапай И. М., Шерстнева Э. С., 1957
9	Город Чита	„ „	3	53	До 50	До 5	Подмерзлотные и межмерзлотные пластово-трещинные воды верхнеюрско-нижнемеловых пород	„ „	Отсутствуют	До 50	Боровицкий В. П., 1953
10	Высокая терраса р. Читинки, в 5 *км* на северо-восток от г. Читы	„ „	4	16,3	12,3	До 5	Подмерзлотные воды четвертичных отложений	„ „	То же	42, ниже залегают сланцы, верхнеюрско - нижнемеловые породы	Тихоненко Н. И. и др., 1964
11	Левый берег р. Калар, напротив пос. Ср. Калар	„ „	1,7	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	Сплошной с редкими таликами	Наледи, гидролакколиты, термокарст и др.	До 10	Смеловский С. П., 1961
12	Правый склон долины правого притока р. Усмун в 0,1 *км* от его русла	„ „	1,5	То же	То же	То же	То же	Сплошной	То же	Нет сведений	Смеловский С. П., 1961
13	Левый склон долины р. Калара, в 0,2 *км* выше устья р. Черемной	„ „	2,5	„ „	„ „	„ „	„ „	То же	„ „	То же	Смеловский С. П., 1961

Номер на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
14	Левый берег ручья Сивакана, в 0,3 *км* выше устья	Нет сведений	1,5	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений
15	Левый берег р. Калакана в 0,5 *км* от устья	То же	1,3	То же	То же	То же
16	Междуречье Олекмы и Муоклакана, в 0,5 *км* от устья ключа Сохатиха	„ „	1	„ „	„ „	„ „
17	Верховье р. Олгонды	„ „	2,3	„ „	„ „	„ „
18	В 4 *км* ниже истока р. Ср. Мажильту	„ „	1	„ „	„ „	„ „
19	В 4,5 *км* на восток от с. Тупик в верховье безымянного ручья	„ „	1	„ „	„ „	„ „
20	В 8 *км* ниже истока р. Бармакит	„ „	1	„ „	„ „	„ „
21	Тунгирская депрессия	„ „	Нет сведений	200	До 200	„ „
22	Аманан-Макитское молибденовое месторождение	Мерзлота „сухая“ с кристалликами льда	5	165	160	До 5
23	Нерчуганская впадина	Нет сведений	5—6	200—300	До 300	До 5
24	Левый склон долины р. Амазар у ст. Могочи Заб. ж. д.	То же	10	158,4	148,4	—
25	Амуджиканское молибденовое месторождение	1	0,5—0,7	3—7,5	2,5—7	До 5
26	Давендинское молибденовое месторождение	Кристаллы льда в трещинах пород	5—10	75—85	60—80	2,5—3,5

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Нет сведений	Сплошной	Наледи, гидролакколиты, термокарст и др.	Нет сведений	Смеловский С. П., 1961
Надмерзлотные воды рыхлых четвертичных отложений	То же	То же	То же	Гулин В. А., 1951
» »	» »	» »	» »	Вишневская Н. Н., Гулин В. А., Лейтес А. М., 1952
» »	» »	» »	» »	Вишневская И. Н., Лейтес, А. М., Гулин В. А., 1952
» »	» »	» »	» »	Гулин В. А., 1951
» »	» »	» »	» »	То же
» »	» »	» »	» »	» »
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные пластово - трещинные воды верхнеюрско-нижнемеловых пород	» »	Наледи	» »	Чудаков Н. А. 1951—1954
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	» »	Бугры пучения	3,5—4,0 ниже залегают граниты палеозоя	Кужелева Н. В., 1957
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород верхнеюрско-нижнемелового возраста	Сплошной по руслу реки таликовый	Наледи, бугры пучения	3—5 ниже залегают верхнеюрско - нижнемеловые породы	Гладышев Н. С., 1956
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	То же	То же	Нет сведений	Материалы управления Заб. ж. д., 1959
Надмерзлотные воды четвертичных отложений, межмерзлотные и подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	Островной	» »	До 5, ниже залегают граниты палеозоя	Трофимук П. И., 1942
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	Сплошной с редкими таликами	Наледи	До 5, ниже залегают граниты палеозоя	Демин А. А., 1945

Номер на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
27	Станция Зилово Заб. ж. д.	В рыхлых породах — „сухая", в трещинах скальных пород — прослои и кристаллы льда	1,5—2,2	18—44	17—42	До 5
28	Кучегер - Усуглинская впадина	Прослои и кристаллики льда в трещинах пород	1,5	70	68,5	До 4
29	Падь Залгай II	Прожилки прозрачного льда	0,3—29	60—74	45—59	1,5—2
30	Букачачинская впадина: 1. Северное крыло, 2. Центральная часть, 3. Южное крыло	Мерзлота слившая, иногда наблюдаются кристаллики льда в трещинах пород	 10 6 6	 100 136 56	 90 130 50	2,5—4
31	Дмитриевское месторожденне	Линзочки льда, иногда прослои мощностью до 2—3 *см*	5	15	10	2,5—3
32	Район с. Усугли	Кристаллы льда в трещинах пород	1,5	163,5	162	2,5—3
33	Пос. Вершина Дарасуна	То же	Нет сведений	Нет сведений	30—40	2,5—3
34	Утанинское месторождение глинистых сланцев	„ „	5	93	88	3—5
35	Район совхоза „Комсомолец" в 8 *км* от с. Старый Олов	—	4,35	28,2	24	До 5

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные пластово - трещинные воды верхнеюрско-нижнемеловых пород	Островной	Наледи	20, ниже залегают верхнеюрско - нижнемеловые породы	Кужелева Н.В., 1960
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород верхнеюрско-нижнемеловых трещинно-жильные — зон тектонических нарушений	Сплошной, на южных склонах до 40 *м*, на северных — 70—80 *м*	То же	До 12, ниже залегают верхнеюрско-нижнемеловые породы	Блинов Б. С., Котова А. И, 1958
Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные нижнемеловых осадочных пород	Островной	Бугры пучения, наледи	До 12, ниже залегают породы нижнего мела	Даинлин А К, 1960
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные — верхнеюрско-нижнемеловых осадочных пород	Мерзлота имеет талики под руслами рек и на водоразделах	Наледи, бугры пучения	25, ниже залегают верхнеюрско - нижнемеловые породы	Титов Н. А., Ефимов А И., 1937
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и трещинно-жильные — зон тектонических нарушений	Сплошной с редкими таликами	Наледи	2,5, ниже залегают граниты палеозоя	Бельская Г. М., 1955
Подмерзлотные, летом надмерзлотные трещинные воды гранитов	Долинного типа с таликами	Наледи, бугры, оползни	3, ниже залегают граниты палеозоя	Смеловский С. П, 1955
То же	То же	То же	Нет сведений	Кадастр подземных вод Читинской области
Надмерзлотные межмерзлотные воды четвертичных отложений и пород верхней юры — нижнего мела	Сплошной	Гидролакколиты	0,4—3, ниже залегают породы верхнеюрско-нижнемелового возраста	Лабецкая М.С, 1950—1951
Надмерзлотные, подмерзлотные, сильно напорные пластово-трещинные воды пород верхней юры — нижнего мела	Сплошной с таликами на водоразделах	Наледи, бугры пучения	5, ниже залегают верхиеюрско - нижнемеловые породы	Стругов А С, 1940

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
36	Правый склон долины р. Олов у с. Новый Олов	—	До 3,5	56	52,5	Нет сведений
37	Падь Кундуй Пашеновский	Кристаллики льда в трещинах пород	До 2	84	82	До 2,5
38	Долина р. Матакан, в 2 *км* к юго-востоку от с. Чикичей	Кристаллики льда в трещинах пород	2,5—3,5	23,5	20	2,5—3,5
39	Падь Кулинда	То же	5	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений
40	Район рудника Дарасун	Прослойки и кристаллики льда в породах	4,5	13—18	8—14	До 3
41	Северный склон пади Донхила у с. Золотухино	Нет сведений	До 3	15	12	Нет сведений
42	Левый склон пади Хилы, в 1,5 *км* к юго-востоку от с. Верхняя Хила	Прослойки и кристаллики льда в породах	3,5	14—5	11	То же
43	Долина р. Торги у с. Илим	Нет сведений	3,2	14,7	11,5	. .
44	В 14,5 *км* на северовосток от г. Нерчинска	То же	3,5	13,5	10	Нет сведений
45	Правый борт пади Сухой Байгул в устье	. .	Нет сведений	26	26	То же
46	Делюнское буроугольное месторождение	. .	3	26	23	3—4
47	Селение Куэига	. .		11	11	Нет сведений

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав кореиных пород	Фамилия исследователя год
Надмерзлотные четвертичных отложений и подмерзлотные пластово-трещинные воды эффузивно - осадочных пород верхней юры — нижнего мела	Островной	Наледи, бугры пучения	28, ниже залегают эффузивные породы верхней юры	Лапай И. М. 1959
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные верхнеюрско-нижнемеловых пород	То же	То же	10, ниже залегают верхнеюрско - нижнемеловые осадочные породы	Лапай И. М., 1957
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные — гранодиоритов	„ „	„ „	2,5—15, ниже залегают гранодиориты нижнего палеозоя	Лапай И. М., 1958
Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные и трещинные воды изверженных пород	„ „	„ „	Нет сведений	Белик П. Г., 1941
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	Сплошной иногда с таликами	Наледи	До 15, ниже залегают граниты палеозоя	Баранов И.Я., 1937
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные воды гранодиоритов палеозоя	Островной	Бугры пучения, наледи	12, ннже залегают гранодиориты палеозоя	Лапай И. М., 1959
Надмерзлотные воды четвертичных отложений	То же	То же	До 6, ниже залегают гранодиорнты	То же
То же	„ „	Наледн и др.	12, ниже залегают нитрузивные породы палеозоя	„ „
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные трещинные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	„ „	То же	5,4, ниже залегают осадочно метаморфические породы палеозоя	Лапай И. М., 1957
Подмерзлотные трещинные воды осадочно-эффузивных пород	„ „	„ „	До 15, ниже залегают осадочно-эффузивные породы мезозоя	Земляной В. В., Писарева Э. С., 1959
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород нижнего мела	„ „	„ „	До 6, ниже залегают сланцы нижиего мела	Компаниец Н. Т., 1939
Подмерзлотные трещинные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	„ „	„ „	До 11, ниже залегают сланцы палеозоя	Земляной В В., Писарева Э. С., 1960

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
48	Северный склон пади Прямой, в 6,2 *км* восточнее разъезда Шевья	Мерзлота сливная	4	25	21	2,5—3,7
49	Левый берег р. Шилки у с. Кокуй	Нет сведений	4,12	Нет сведений	Нет сведений	4—4,5
50	Левый берег р. Шилки в 2 *км* на северо-восток от г. Сретенска	Нет сведений	3	10	7	3—4
51	Станция Семиозерная Заб. ж. д.	То же	3	8,4	5,4	Нет сведений
52	Станция Яблоновая Заб. ж. д.	Мерзлота сливная. Линзы и кристаллы льда в породах отсутствуют	2—12	От 7 до 40	28—30	То же
53	Район шахты „Новая Кадала"	То же	0,8—5,5	2,29	1—24	3—4,5
54	Долина р Жерейки, Ленинский разъезд	Нет сведений	9,5	70,4	60	До 5
55	Станция Сохондо Заб. ж. д	То же	4	56,4	52,4	До 5
56	Беклемишевская впадина, район оз. Иргень	„ „	1	53,6	52,6	3—4
57	Район ст. Новой, Заб. ж. д.	„ „	6	16	10	1,5
58	Станция Атамановка Заб. ж. д.	„ „	1,3	46	44,5	1,5
59	В 2,5 *км* западнее ст. Дарасуна Заб. ж. д	„ „	Нет сведений	7	7	1,5
60	Станция Маккавеево Заб. ж. д.	„ „	—	13,8	—	1,5

Продолжение табл 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя год
Подмерзлотные трещинные воды осадочно-эффузивных пород мезозоя	Островной	Наледи и др	До 11, ниже залегают отложения нижнего мела	Лапай И М, 1958
То же	То же	То же	10	Ломтадзе В Д, Деев Ю П, 1937
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные — глинистых сланцев палеозоя	„ „	„ „	До 10, ниже залегают сланцы палеозоя	Ломтадзе В Д 1938
Надмерзлотные воды четвертичных отложений	„ „	„ „	Нет сведений	—
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	„ „	Бугры, пучения и наледи	13, ниже залегают граниты палеозоя	Пальшин Г Б, 1939
Надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные воды верхнеюрско - нижнемеловых пород	„ „	То же		Орлова Л М, Лебедева Л К, 1944
Надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные воды верхнеюрско - нижнемеловых пород	„ „	„ „	Нет сведении	Георгиевский Н. П, 1931
Надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные воды верхнеюрско - нижнемеловых пород	„ „	„ „	До 17, ниже залегают верхнеюрско-нижнемеловые породы	Качалов, 1955
То же	„ „	„ „	До 26, ниже верхнеюрско - нижнемеловые породы	Землянои В В, Писарева Э С, 1959
„ „	„ „	„ „	Нет сведений	Мартынов, 1951
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	„ „	„ „	То же	Гринько, Савельев, 1940
Подмерзлотные трещинные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	„ „	„ „	17, ниже залегают породы палеозоя	Контора „Бурвод", 1937
Подмерзлотные воды верхнеюрско-нижнемеловых пород	„ „	„ „	До 20, ниже залегают песчаники верхнеюрско - нижнемелового возраста	—

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
61	Буроугольное месторождение „Кузнецовский Увал"	Мерзлота „сухая"	2	35	33	1,5
62	Станция Хушенга Заб. ж. д.	Нет сведений	3	11,5	8,5	3,5
63	Станция Тайдут Заб. ж. д.	То же	2,5	19,5	17	2,5
64	Поселок Тыргетуй	„ „	4	26	22	Нет сведений
65	Город Петровск-Забайкальский	„ „	3,5	6,5	3	До 8
66	Район пос. Харауз	„ „	2	24	22	Нет сведений
67	Тарбагатайская впадина, одноименное буроугольное месторождение	Мерзлота „сухая" с кристалликами льда	2,5	10	7,5	2,5
68	Селение Тырэбхэн	Нет сведений	12	34	22	Нет сведений
69	Падь Гужирная, в 5 *км* северо-восточнее сел. Улеты	То же	4	18	14	То же
70	Курорт Дарасун	„ „	2	20	18,5	2,5—3,5
71	В 3 *км* западнее с. Усть-Обор	„ „	3	18	15	Нет сведений
72	Селение Орсук	„ „	Нет сведений	9,4	Нет сведений	2—3
73	Поселок Арей	„ „	2,5	31	28,5	2—3
74	Селение Танга	„ „	2	18	16	2—3
75	Курорт Ямаровка	„ „	4	19	15	До 4

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и верхнеюрско-нижнемеловых пород	Островной	Наледи, крупные бугры пучения		Индюков И. Г., 1947
Подмерзлотные воды четвертичных отложений верхнеюрско-нижнемеловых пород	То же	То же	До 70, ниже залегают верхнеюрско-нижнемеловые породы	Описание скважины ст. Хушенги, 1904—1905
Подмерзлотные воды четвертичных отложений верхнеюрско-нижнемеловых пород	» »	» »	До 40, ниже залегают верхнеюрско-нижнемеловые породы	Описание скважин на ст. Тайдут, 1904
Подмерзлотные воды	» »	Гидролакколиты, наледи	Нет сведений	Кудрявцева Н. Л., 1945
Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	» »	Наледи	25, ниже залегают граниты палеозоя	Бурвод, 1956
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные дочетвертичных пород	» »	То же	12, ниже залегают граниты палеозоя	Потапенков А. Е., Чиркова М. И., 1941, 1942
Подмерзлотные воды четвертичных отложений и пластово-трещинные верхнеюрско-нижнемеловых пород	» »		12, ниже залегают верхнеюрско - нижнемеловые породы	Диюк Н И, Река К. Ф, 1945
Подмерзлотные воды	» »	Нет сведений	Нет сведений	Архив Облводхоза, 1950
То же	» »	То же	То же	То же
Подмерзлотные воды четвертичных отложений и трещинные воды сланцев палеозоя	» »	Наледи	40, ниже залегают сланцы палеозоя	Карасева А П, 1955, 1956
Подмерзлотные воды	» »	Нет сведений	Нет сведений	Архив Облводхоза, 1950
Подмерзлотные воды	» »	Наледи и др.	То же	Архив Облводхоза, 1960
То же	» »	Нет сведений	15, ниже залегают верхнеюрско - нижнемеловые породы	Бурвод, скв. 1249
» »	» »	То же	То же	Архив Облводхоза, 1960
Трещинно - жильные воды зон тектонических нарушений	» »	» »	6—7, ниже залегают интрузивные породы палеозоя	Бурвод, 1953

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
76	Ингодинское месторождение	Кристаллы и прослои льда в трещинах пород	До 5	204	200	До 5
77	Алтано-Кыринская впадина, Мордойское буроугольное месторождение	Нет сведений	2	22	20	Нет сведений
78	То же	То же	1,5	19,5	18	То же
79	Тарбальджейское полиметаллическое месторождение	„ „	6	>9	5—6	До 3
80	То же	„ „	3	9,5	6,5	До 3
81	Селение Мухор Булак		3	17	14	До 3
82	Село Ново-Троицкое Читинского района	Слоистая	3	15	12	2,5—3
83	Первая терраса р. Ингоды у ст. Зубарева Заб. ж. д.	Нет сведений	3,0	>11	>8	До 3
84	Долина р. Ингоды у ст. Размахнино Заб. ж. д.	То же	4,2	8,2	4	До 3
85	Курорт Шиванда	Слоистая	1,5	6—17	4,5—15	До 3
86	Село Казаново	Нет сведений	1	12	11	До 3
87	В 4,5 *км* северо-восточнее сел. Кокуй-Комогорцево	То же	2,5	12	9,5	2—2,5
88	Арбагарская впадина, одноименное буроугольное месторождение	„ „	3,4	68,4	65	2,8—4
89	То же	„ „	3 и более	37—78	До 75	До 2,3
90	Пешковское месторождение	„ „	2,5—3	40—67	40—65 реже 20	2,5—3
91	Гора Шилка	„ „	1,5	60	58,5	1,5

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Трещинно - жильные воды зон тектонических нарушений	Сплошной	Наледи, термокарст, солифлюкция и др.	До 26, ниже залегают породы юры	Лешкевич Э. В., 1951
Подмерзлотные воды четвертичных отложений и верхнеюрско-нижнемеловых пород	Островной	Нет сведений	20—24, ниже залегают верхнеюрско-нижнемеловые породы	Александров В., 1942
То же	То же	То же	То же	Александров В., 1942
Подмерзлотные воды	» »	» »	20—25, ниже залегают верхнеюрско-нижнемеловые породы	Иванов, 1947
	» »	» »	То же	Иванов, 1947
Подмерзлотные воды осадочно-метаморфических пород палеозоя	» »	» »	20, ниже залегают породы палеозоя	Бурвод, скв. 5125
Нет сведений	» »	Наледи		Валицкая И. С., Иванова Т. С., 1937
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	» »	Нет сведении	До 5, ниже залегают граниты палеозоя	Судобичер Д. И.
Надмерзлотные воды четвертичных отложений	» »	Наледи	До 10	Сергеев М. Е. 1897
Подмерзлотные напорные трещинно-жильные воды изверженных пород в зонах тектонических нарушений	» »	То же	15—20, ниже залегают изверженные породы палеозоя	Баранов И. Я. и Ляшонок Г. Н., 1937
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	» »	Отсутствуют	17	Бурвод, скв. А
Подмерзлотные воды разрушенной зоны гранитов палеозоя	» »	Наледи	6—8, ниже залегают граниты палеозоя	Лапай И. М., 1959
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород нижнего мела	» »	Отсутствуют	50—100, ниже залегают породы нижнего мела	Панфилов Г.И., 1938
Подмерзлотные воды нижиего мела	» »	То же	До 50, ниже залегают породы нижнего мела	Назаренко А. П., 1961
Нет сведений	» »	Наледи	Нет сведений	Лейтес А. М., 1955
Подмерзлотные воды пород нижнего мела	» »	Отсутствуют	До 10	Бурвод, скв. А

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
92	Город Нерчинск, падь Загрязниха	Нет сведений	5	67	40—64, реже 20	До 1,5
93	Село Савватеево	То же	1	29	28	До 3
94	Долина р. Унды, с. Большая Казаковка	Нет сведений	1	60	59	До 3
95	Туровский перевал	Кристаллы льда в трещинах пород	1,5—2	9	7	До 2
96	Долина р. Газимур у сел. Ушмун	Нет сведений	0,5	20	19,5	До 2
97	Долина р. Газимур в районе сел. Бурукан	То же	Нет сведений	>40	>40	До 2
98	Долина р. Ильдикан	» »	До 3	8	5	До 2
99	Курорт Олентуй		1,5—2	32	—30	2,5—3
100	В 4 *км* северо-восточнее ст. Бурятской, Заб. ж. д.		2,5	10,5	8	2,5—3
101	Падь Убжигой	Нет сведений	2	11	9	До 3
102	Долина р. Зугалай	То же	2,5	10,5	8	2,5—3

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород нижнего мела	Островной	Оползни, бугры пучения, наледи, блюдцеобразные понижения поверхности земли	До 10, ниже залегают породы нижнего мела	Щукина Е Н, Соколов Д. С., 1931
Подмерзлотные трещинные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	То же	Наледи, бугры пучения	До 13, ниже залегают песчаники и сланцы палеозоя	Земляной В. В. и Писарева Э. С., 1960
Подмерзлотные воды пород нижнего мела	„ „	То же	До 13, ниже залегают сланцы нижнего мела	Земляной В. В., Писарева Э. С, 1960
Подмерзлотные воды	Сплошной	Заболоченные участки водоразделов	Нет сведений	Обидин Н. И., 1932
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	Островной	Наледи, гидролакколиты	До 10, ниже залегают граниты палеозоя	Земляной В. В. и Писарева Э. С., 1960
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород нижнего мела	То же	То же	То же	Архив Облводхоза, 1963
Нет сведений	Сплошной с редкими таликами	„ „	Нет сведений	Обидин Н. И., 1931
Подмерзлотные трещинные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	Островной	„ „	То же	Валединский В. И., 1939
То же	То же	„ „	45, ниже залегают осадочно-метаморфические породы палеозоя	Пирогова Е. М., 1936
Надмерзлотные и подмерзлотные воды четвертичных отложений	„ „	Нет сведений	21, ниже залегают породы палеозоя	Кужелева Н В. и Богомолов Н. С., 1954
Подмерзлотные трещинные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	В долине р. Аги мерзлота имеет спорадический характер, в приононских степях она отсутствует	Наледи, бугры пучения	До 10, ниже залегают осадочно-метаморфические породы палеозоя	Комиссаров С. В, 1931

Продолжение табл. 9

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, м	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, м	Мощность мерзлой зоны, м	Глубина сезонного промерзания, м	Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, м Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
103	Верховье Пади Большой Кангил в 8,6 км к юго-западу от с Номоконово	Нет сведений	1,2	14,7	13,5	2,5—3	Подмерзлотные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	Островной	Наледи, бугры пучения	До 6, ниже залегают осадочно-метаморфические породы палеозоя	Лапай И. М., 1958
104	Верховье долины р Уиды	Кристаллы и прожилки в трещинах пород	4	34	30	2	Надмерзлотные и подмерзлотные воды гранитов палеозоя	Сплошной	То же	10—15, ниже залегают граниты палеозоя	Хнырев Г. И., 1959
105	Город Балей	Мерзлота „сухая"	4	27	23	2	Подмерзлотные воды древнеаллювиальных отложений	Островной	„ „	38, ниже залегают граниты палеозоя	Хнырев Г. И., 1959
106	Вторая терраса р Газимур		2	7,8	5,8	2—4	Подмерзлотные воды	Сплошной	„ „		Обидин Н. И., 1931
107	Долина р Газимур у с. Трубачева	Нет сведений	4	51	47	2—3	Подмерзлотные воды пород нижнего мела	„	„ „	До 30, нниже залегают песчаннкн нижнего мела	Зємляной В. В. и Писарева Э. С., 1960
108	Солонечное плавиковошпатовое месторождение	Нет сведений	2,3				Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	Островной	Гидролакколиты, наледи	Нет сведений	Акуленок И. И., 1936—1937
109	Бассейн р Урюмкаи, северный склон пади Широкои	То же	17	87	70	3,5—4	Межмерзлотные, подмерзлотные трещинно-жильные воды эффузивных пород верхней юры в зоне тектоннческого нарушения	Сплошной	Наледи, заболоченность	„ „	Дуднн М Р., Грибанов Б. В. н др., 1959
110	Южная окраиия с. Георгиевского	„ „	5,8	20	14,2	До 3,5	Подмерзлотные трещинные воды осадочно-метаморфических пород палеозоя	Островной	Наледи	До 11, ниже нзвестняки, песчаннки нижнего палеозоя	Лапай И. М, 1958
111	Село Солонечиое	Прослои, кристаллики, линзочки льда в породе	2	31	29	1,5—2	Межмерзлотные и подмерзлотные воды пород нижнего льда	„	Наледи, бугры, гидролакколиты	3—5, ниже залегают песчаиикн нижнего мела	Смириов А. А., 1942
112	Левый склон пади Гидаринский Зерентуй у пос. Артемьево	Нет сведений	5—6,5	16,5—24	19	2,5—3,5	Подмерзлотные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	„	Нет сведений	До 19, ниже залегают осадочно-метаморфическне породы палеозоя	Лапай И. М., 1958
113	Падь Олон-Булак	То же	2	18	16	До 3	Подмерзлотные трещинные воды осадочно-метаморфнческих пород палеозоя	„	То же	Нет сведений	Комиссаров С. В., 1931
114	Долиия р. Шаракун-Дуй у оз. Хотата	„ „	До 8	14	6—12	Нет сведений	То же	„	„ „	До 20, нниже залегают аргиллиты палеозоя	Земляной В. В. и Писарева Э. С., 1960
115	Село Аренда	„ „	3	11,5	8,5	Нет сведений	Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	„	„ „	Нет сведений	Архив Облводхоза, 1960
116	Падь Бурлятуй, в 2 км к югу от с Аренда	„ „	13	20	7	До 4	Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные — осадочных пород юры	„	„ „	До 20, ниже залегают осадочные породы юры	Лапай И. М., 1958

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
117	Падь Сухая Байгул	Нет сведений	3	67,4	64,4	1,5
118	В 6 *км* к юго-западу от с Турга	Прослои, кристаллики, линзочки льда	3,5—4,2	16—25	22	2,5—3
119	Хребет Кукульбей, район рудника Букука	Линзочки льда в трещинных породах	3	12	9	3—4
120	Райои рудника Белуха	Линзочки льда мощностью до 5 *мм*	4	20	16	3—4
121	Гора Бугдая Бугдаинское месторождение		5	45	40	3,5
122	Селение Бохто	Нет сведений	2,5	12	9,5	2,5—3
123	Долина р Газимур у с Красноярово	То же	1,2	28	26,8	2,5
124	Бассейн верхнего течения р Нижней Борзи	„ „	3,5	44	40,5	3—4
125	Село Потоскуй	„ „	1,5	32	30,5	2,5
126	Долиина среднего течения р Борзи у с Потоскуй	„ „	1,5	35	33,5	До 2
127	Правый борт пади Горный Зерентуй	„ „	10	35	25	3,5
128	Левый склон пади Малый Зерентуй	„ „	7	25	18	3,5
129	В 8 *км* на юго-запад от пос Урдо-Ага	„ „	1	12,5	11,5	3,5
130	Поселок Судунтуй, падь Гулум	„ „	1,5	10,5	9	Нет сведений
131	72-й разъезд, Заб ж д	„ „	3,5	18	14,5	„

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Надмерзлотные воды отложений, подмерзлотные пластово-трещинные воды осадочных пород	Островной	Наледи, бугры пучения	Нет сведений	Щукина Е. Н. и Соколов Д. С, 1931
Надмерзлотные и подмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные воды пород юры	„	То же	До 40, ниже залегают осадочные породы юры	Титов Н. А., Ефимов А. И, 1937
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные воды гранодиоритов мезозоя	„	Наледи, бугры пучения	16, ниже залегают гранодиориты мезозоя	Прадед М Т, 1946
Надмерзлотные воды четвертичных отложений и подмерзлотные трещиные воды гранитов мезозоя	„	Бугры пучения, наледи	16, ниже залегают граниты мезозоя	Прадед М. Т., 1946
Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя		Наледи и др.	До 30, ниже залегают интрузивные породы палеозоя	Сахнов А К и др 1959 (скв 133)
То же	„	То же	До 12, ниже залегают граниты палеозоя	Бурвод, скв. А
„ „	„	„ „	28, ниже залегают граниты палеозоя	Бурвод, 1940
„ „	„	Наледи, просадочные воронки, гидролакколиты, бугры пучения	10—15, ниже залегают граниты палеозоя	Баранов И. Я., 1933
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород нижнего мела	„	Наледи, бугры, провальные воронки	16, ниже залегают осадочные породы нижнего мела	Пресняков Е А, 1928
То же	„	То же	16, ниже залегают породы нижнего мела	Баранов И Я., 1933
Межмерзлотные, подмерзлотные воды карбонатных пород палеозоя	„	Бугры пучения	До 11, ниже залегают породы палеозоя	Осадчий П И, 1960
Подмерзлотные воды карбонатных пород палеозоя	„	То же	До 11, ниже залегают породы палеозоя	Осадчий П И, 1960
Подмерзлотные трещинные воды осадочно-метаморфических пород палеозоя	„	„ „	До 12,5, ниже залегают сланцы палеозоя	Бурвод, скв 7760, 1954
То же	„	„ „	До 10,5, ниже сланцы палеозоя	Бурвод, скв 8412
„ „	„	„ „	32, ниже залегают метаморфические сланцы	Лапай И М, 1958

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, м	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, м	Мощность мерзлой зоны, м	Глубина сезонного промерзания пород, м
132	Станция Мирная, Заб. ж. д.	Нет сведений	2	24	22	Нет сведений
133	Разъезд № 77, Заб. ж. д.	То же	2,5	10,5	8	3
134	В 4,4 км западнее пос. Булум	„ „	3,5	13,5	10	До 3,5
135	Район рудяика Антонова Гора	„ „	3,5	15	11,5	3,5
136	Левый склон долины р. Б. Соктуй в 3,5 км южнее дер. Антонов Лог	„ „	1,6	20	18,4	—
137	Левый склон долины р. Б. Соктуй, в 3,5 км к югу от дер. Антонов Лог	„ „	1,6	20	18,4	1,5
138	Устье р. Курунзулай	„ „	1,5	46	Не пройдена	Нет сведений
139	Селение Акурай	„ „	Нет сведений	46	46	То же
140	Село Кириллиха	„ „	2	30	28	„ „
141	Село Александровский Завод	„ „		30,5	>20	„ „
142	Южно-Покровское месторождение	„ „	6	28	22	„ „
143	Падь Гурбанжа, Алгачинское полиметаллическое месторождение	„ „	10	12,4	2,4	„ „
144	Падь Фомиха у с. Кирилиха	„ „	1	16	15	„ „
145	Долиии р. Быркн вблизи устья падей Волчуха и Широкая	„ „	1	19	18	„ „
146	Северо-Восточный склон горы Золотухи	„ „	0,3	6,9	6,6	„ „
147	Падь Чалдонка в 14 км от с. Доно	„ „	0,5	11,5	11	До 3

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Подмерзлотные трещинные воды осадочно-метаморфнческнх пород палеозоя	Островной	Нет сведенний	40, ниже залегают породы палеозоя	Бурвод, скв. А
„ „	„	То же	Нет сведенний	Бурвод, 1940
Подмерзлотные воды четвертичных отложений н пород юры	„	„ „	26, ниже залегают песчанникн и сланцы юры	Лапай И. М. и Шерстнева Э. С., 1958
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород юры	„	Наледн, гидролакколнты	6,2, ниже залегают породы юры	Помойницкий Ф. Ф, 1939
Подмерзлотные трещинные воды гранитов мезозоя	„	То же	2,6, нпже залегают граннты мезозоя	Варжель И. Г. и Амбарцумян П. Л, 1941
То же	„	„ „	3,0, нпже залегают граннты мезозоя	То же
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород юры	„	Нет сведений	Нет сведенний	Архнв Облводхоза
Подмерзлотные пластово-трещинные воды пород юры	„	То же	То же	То же
То же	„	„ „	„ „	„ „
„ „	„	„ „	„ „	„ „
Подмерзлотные воды четвертичных отложений	На южных склонах н водоразделах мерзлота отсутствует	„ „	„ „	Баранов И Я., 1937
Подмерзлотные воды пород юры	Островной	„ „	14, ниже залегают породы юры	Титов Н. А, 1936
Подмерзлотиые воды пород юры	„	„ „	20, нпже залегают конгломераты юры	Лапай И. М. и Шерстнева Э. С., 1957 (скв 76)
Подмерзлотные воды пород юры	„	„ „	13, нпже залегают конгломераты юры	То же, скв. 81
Подмерзлотные воды осадочных пород юры	„	„ „	До 15, нпже залегают породы юры	Земляной В В. и Пнсарева Э. С, 1960
Подмерзлотные воды осадочно - метаморфических пород палеозоя	„	Наледи	До 11, ниже залегают породы палеозоя	То же

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*
148	Северо-Западный склон сопки Золотуха в 3,5 *км* юго-западнее с Доно	Нет сведений	0,5—6	14,2	До 10	Нет сведений
149	Падь Карабон, обогатительная фабрика в поселке	Кристаллики льда и прожилки мощностью 2—3 *мм* в трещиах пород	3,5	10	6,5	2,5
150	Долина р Борзн в районе с Ст. Чиндант	То же	3	20	17	Нет сведений
151	Харанорская впадина	Кристаллы, прослои, линзы льда в трещинах пород	4,1	16	12	4
152	То же	То же	Нет сведений	17	13	4
153	Станция Хадабулак, Заб ж д	Нет сведений	1,2	6	4,8	До 1,5
154	Левый склон пос. Белектуй в 3,5 *км* к северо-востоку от ее устья	То же	2,1	24	23	Нет сведений
155	Рудник Кличка	„ „	2	13	11	До 3
156	Падь Каменка в 1,5 *км* ниже рудника Каменки	„ „	1	13	12	До 2,5
157	Падь Селинда в 8 *км* к северу от одноименного села	„ „	11	25	14	До 4,5
158	Левый склон долины р. Урулюнгуй у сел. Усть-Тасуркай	„ „	5,6	12,8	7,2	2,5—4
159	Село Бырка	„ „	3	16	13	До 3
160	Северо-восточный борт долины р Верхняя Борзя в 7,5 *км* к юго-востоку от с Бырки	„ „	14,2	33	18,8	2,5—5

Продолжение табл. 9

Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
Подмерзлотные трещинные воды осадочных пород юры	Островной	Наледи	До 14, ниже залегают конгломераты юры	Земляной В. В. и Писарева Э. С., 1960
Подмерзлотные воды пород нижиего мела	»	То же	7, ниже залегают породы нижнего мела	Знаменский В. А., 1937
Подмерзлотные воды четвертичных отложений	»	Наледи и др.	До 120, нниже залегают пренмущественно осадочно-метаморфнческне породы палеозоя	Комиссаров С. В., 1933
Подмерзлотные пластово-трещиниые воды пород нижнего мела	»	То же	20—30, ниже залегают породы нижнего мела	Пальщева Т. Е., 1956
То же	»	» »	То же	Гатальский М. С, 1940
Подмерзлотные воды четвертичных отложений	»	» »	» »	Комиссаров С В, 1933
То же	»	Наледи	26, ниже залегают сланцы палеозоя	Комиссаров С В., 1932—1933
Подмерзлотные трещинно-карстовые и трещиниые воды карбонатных пород кембрия	»	Нет сведений	13, ниже залегает окварцованный известняк нижнего кембрия	Бурвод, скв А, 1951
Подмерзлотные трещиниые воды гранитов палеозоя	»	Наледи	6, ниже залегают граниты палеозоя	Зайцев Н И., 1954
Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные — юрскнх пород	»	Бугры пучении и наледи	24, ниже залегают разрушенные конгломераты	Лапай И М, 1956
Подмерзлотные воды четвертичных отложений	»	Нет сведений	На всю мощность ие пройдены	Лапай И. М, 1956
Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные — осадочно - метаморфических пород палеозоя	»	То же	28, ниже залегают сланцы палеозоя	Осипова Е Е., 1930
Надмерзлотиые воды четвертичных отложений Подмерзлотные трещинные воды юры	»	» »	36, ниже залегают сланцы юры	Лапай И М., 1956

Продолжение табл. 9

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*	Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
161	Долина р. Урулюнгуй	Мерзлота представлена зернистой разностью с линзочками льда	6,15	9,3	3,15	До 5	Надмерзлотные воды четвертичных отложений Подмерзлотные воды древнеаллювиальных отложений	Островной	Нет сведений	30, ниже залегают породы нижнемелового возраста	Осипова Е. Е, 1930
162	Долина р. Аргунь в районе Ново-Цурухайтуйской ТЭЦ	Нет сведений	4	25	21	Нет сведений	Подмерзлотные воды четвертичных отложений	„	То же	39, ниже залегают сланцы юры	Бурвод, скв А
163	Долина р. Борзи выше устья пади Дальний Шопостуй	„Сухая" мерзлота сплошь насыщена кристаллами льда	8,8	26	17,2	2,5	Подмерзлотные воды четвертичных отложений	„	Наледи и др.	30, ниже залегают, по-видимому, осадочно-метаморфические породы палеозоя	Комиссаров С. В, 1932
164	Долина р. Холой	Нет сведений	1,50	18,5	17	Нет сведений	Надмерзлотные воды четвертичных отложений	„	Бугры пучения	Нет сведений	Стрелковский Е. Я, 1937
165	Падь Засулан, в 1 *км* от разъезда 83	То же	1,5	10	8,5	То же	Нет сведений	„	Нет сведений	То же	Архив Облводхоза, 1960
166	Станция Харанор, Заб. ж. д.	„ „	1,7	7,3	5,6	2,5	То же	„	То же	„ „	Савельев, 1937
167	Падь Гоготуй	Порода сцементирована льдом, отдельные кристаллы, линзочки и гнезда льда	4,1	11	6,9	3—4	Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные — осадочных пород нижнего мела	„	Наледи, гидролакколиты	До 10, ниже залегают породы нижнего мела	Миртов В И, Соболев, 1937
168	В распадке пади Говин	Нет сведений	2,8	17,55	14,75	2,5	Нет сведений	„	Нет сведений	Нет сведений	Кудрявцева Н. Л, 1945—1946
169	Долина р. Белеты	То же	2	33	31	Нет сведений	Подмерзлотные трещинные воды гранитов палеозоя	„	То же	До 33, ниже залегают граниты палеозоя	Земляной Б В, Писарев Э С, 1960
170	Падь Уртуй	„ „	2	14	12	То же	Подмерзлотные воды четвертичных отложений и верхней разрушенной зоны гранитов палеозоя	„	„ „	До 51, ниже залегают граниты палеозоя	Кудрявцева Н Л, 1940
171	Падь Тарбазнтуй, в 9 *км* южнее ст. Маргуцек	„ „	4	112	7	2—3	Подмерзлотные воды четвертичных отложений гранитов палеозоя	„	„ „	9, ниже залегают граниты палеозоя	Лапай И М, 1956
172	Падь Бамбакайская	„ „	5,8	16	10,2	2,5		„	„ „	Нет сведений	То же
173	Падь Касатуй, в 18 *км* на северо-северо-запад от сел. Капцагатуй	„ „	1,7	8,7	7	Нет сведений	Нет сведений	„	„ „	То же	Архив Облводхоза
174	Селение Усть-Кир-Кира	„ „	1,5	21,3	19,8	То же	То же	„	„ „	„ „	То же
175	Падь Гарда	„ „	4	6—12	2,8	2,5	Подмерзлотные воды четвертичных отложений	„	„ „	17	Осипова Е Е, 1930

Продолжение табл. 9

Номера на карте многолетней мерзлоты	Местоположение	Характер проявления многолетнемерзлой зоны	Глубина залегания верхней границы мерзлой зоны, *м*	Глубина залегания нижней границы мерзлой зоны, *м*	Мощность мерзлой зоны, *м*	Глубина сезонного промерзания пород, *м*	Сведения о подземных водах	Характер распространения мерзлой зоны в районе	Криогенные образования	Мощность четвертичных отложений, *м* Возраст и состав коренных пород	Фамилия исследователя, год
176	Падь Судардена	Нет сведений	5	7	2	2,8—3	Нет сведений	Островной	Нет сведений	7	Осипова Е. Е., 1930
177	Падь Волчука, совхоз Погодаевский	То же	2,5	19,5	17	Нет сведений	То же	„	То же	Нет сведений	Бурвод, скв. А
178	Долина среднего течения р Аргунн	„ „	4	13,8	9,8	До 3	Подмерзлотные воды четвертичных отложений	„	„ „	18	Осипова Е. Е., 1930
179	Верховье пади Дарасатуй в 9 *км* северо-западнее сел Кути	„ „	4	13,8	9,8	2—4	Подмерзлотные воды четвертичных отложений и пород нижнего мела	„	„ „	20, ниже залегают породы нижнего мела	Лапай И. М., 1956
180	Разъезд 120, Заб. ж. д	„ „	2	6	4	2	Надмерзлотные, подмерзлотные воды осадочно-метаморфических пород палеозоя	„	„ „	Нет сведений	Комиссаров С. В., 1932
181	Падь Кулусум-Булак	Кристаллики и прослои льда в породах	3,5	12	8,5	До 5 *м*	Надмерзлотные воды четвертичных отложений, подмерзлотные воды эффузивной юры	„	Гидролакколиты, наледи	30, ниже залегают породы юры	Стрелковский Е. Я., 1936
182	Разъезд 85, Заб. ж д	Нет сведений	5	16	11	Нет сведений	Нет сведений	„	Нет сведений	16	Миркин, 1936
183	В 5 *км* юго-восточнее пос Надаровка	То же	2	6	4	То же	Подмерзлотные трещинно-карстовые воды известняков кембрия	„	То же	Нет сведений	Кудрявцева Н. Л., 1940
184	Падь Даика, в 1,5 *км* на юго-запад от рудника Абагайтуй	„ „	4	15	11	„ „	Подмерзлотные воды четвертичных отложений	„	„ „	32, ниже залегают породы палеозоя	Байгуленко И. Л., 1950
185	Колхоз Брусиловский, центральная усадьба	„ „	3,5	Нет сведений	Нет сведений	3—4	Надмерзлотные воды четвертичных отложений	„	Наледи, гидролакколиты	До 5, ниже залегают породы палеозоя	Батурин В. В., 1938
186	Падь Захребетнаи	„ „	4	12	8	Нет сведений	Подмерзлотные воды	„	Нет сведений	Нет сведений	Архив Облводхоза, 1960
187	Селение Капцагайтуй	„ „	4,5	6	15	До 5	Надмерзлотные воды четвертичных отложений	„	То же	14, ниже залегают сланцы палеозоя	Осипова Е. Е., 1930
188	Рудник Абагайтуй, падь Дайка	Кристаллики льда в трещинах пород	4,2	14,8	10,6	До 2	Надмерзлотные воды четвертичных отложений, а подмерзлотные — эффузивных пород мезозоя	„	Гидролакколиты	31, ниже залегают эффузивные породы мезозоя	Миртов В И, 1936

Таблица 10

Температура протерозойских гранитов, по данным замеров в штольне

(хр. Удокан, абс. отм. 1700 *м*)

Расстояние от устья, *м*	Глубина от поверхности Земли, *м*	Температура пород, °С
50	33	—3,1
150	113	—2,9
250	201	—2,8
500	224	—2,6
600—1000		От —1 до —1,5
1300—1400	500	От —0,3 до —0,5

Приведенные выше данные показывают, что температура многолетнемерзлых пород в хребтах значительно ниже, чем в разделяющих их впадинах. В целом геотермическая ступень для центральной части хр. Удокан равна 900—1000 *м*.

Сплошная мерзлая зона на площади второго района прерывается лишь на участках прохождения тектонических нарушений и раздробленности пород, приуроченных преимущественно к краевым частям межгорных депрессий и к долинам рек.

Строение многолетнемерзлых пород второго района изучено слабо. В пределах тектонических разрывов хр. Удокан заполненные льдом трещины установлены в гранитах на глубине более 300 *м*. Мощность льда в трещинах составляет 8—15 *см*. Линзы льда мощностью от нескольких сантиметров до одного метра прослежены в песчано-галечных отложениях береговых склонов р. Чары. Отмечается слоистость льда за счет прослоев талого песка. Мощность льдистых пород в пределах Верхне-Чарской впадины, по геофизическим данным, изменяется от 25 до 450 *м*. Большая мощность и широкое распространение этих пород позволяют предполагать сингенетический характер формирования льдов мерзлой толщи (Любалин, 1963).

Многолетнемерзлая зона в пределах изученной части площади второго района (хребты Удокан и Калар, Верхне-Чарская впадина, Ингамакитская и другие мелкие межгорные впадины) сливается со слоем сезонного промерзания — оттаивания. Несливающаяся многолетняя мерзлота установлена в пределах Верхне-Чарской впадины в урочище Пески, на высоких террасах р. Чары в приустьевой части р. Нижний Сакукан, где имеются многочисленные, сообщающиеся с дневной поверхностью талики (наблюдаются выходы многодебитных источников, функционирующих круглогодично).

Третий район по особенностям строения и распространения зоны многолетнемерзлых пород может быть охарактеризован как область преимущественно сплошного ее развития в долинах рек и межгорных котловинах. На водоразделах и склонах возвышенностей южной экспозиции многолетнемерзлые породы, по-видимому, пользуются ограниченным распространением.

Мощность зоны многолетнемерзлых пород на юге Олекмо-Витимской области составляет в среднем 60—80 *м*, увеличиваясь к северу до 200 *м* и более. В бассейне р. Калар, на самом севере ее, она, по-видимому, превышает 300 *м*. В речных долинах и распадках, а также в межгорных котловинах мощность мёрзлой зоны уменьшается от центральных частей к бортам. Так, например, в центральной части Букачачинской котловины зона мерзлоты достигает мощности 130 *м*, в пределах

северного ее борта она снижается до 80—90 *м*, а в пределах южного — до 50 *м*.

Таликовые участки тяготеют к тектоническим разломам в скальных породах и к полям повышенной их обводненности в долинах крупных рек и озерных котловинах. Такие участки были обнаружены в районе Букачачинского каменноугольного месторождения в долине р. Букачачи. В Кучегер-Усуглинской котловине в рыхлых отложениях, представленных дресвяниками, глинами и песчано-глинистыми породами, были встречены прослойки льда мощностью от 1,5 до 10—20 *см*. В одной из скважин, по данным А. К. Данилина (1960), при пройденной мощности зоны многолетнемерзлых пород в 23 *м*, прослойка льда составила 60 *см*. Прожилки прозрачного льда мощностью 1,5—3 *см* в открытых трещинах интрузивных пород наблюдались также Н. В. Кужелевой в районе Сырыгичинского и Аманан-Макитского месторождений (1957).

Жильные льды, встреченные в гранитах Удоканского хребта и в интрузивных породах этого района, по-видимому, являются замерзшими трещинно-жильными водами. Поэтому изучение их представляет большой интерес

Температура многолетнемерзлых пород Олекмо-Витимской области, как и вышеописанных районов, практически не изучена. Имеющиеся сведения о ней отрывочны, случайны и, естественно, не могут характеризовать температурных особенностей мерзлых пород. Здесь только в пределах Букачачинской котловины Н. А. Титовым 1937) проводилось измерение температуры осадочных пород верхнеюрских-нижнемелового возраста, представленных грубозернистыми песчаниками и частично конгломератами. Результаты этих наблюдений приведены в табл. 11.

Таблица 11

Температура верхнеюрских — нижнемеловых пород Букачачинского месторождения

(по Н. А. Тнтову, 1937)

Глубина, *м*	Температура пород, °С	Глубина, *м*	Температура пород, °С	Глубина, *м*	Температура пород, °С
2	—0,5	26—40	—1,2	72—76	—0,4
4	—1,4	42	—1,2	78	—0,2
14	—1,6	44	—1,1	80—86	—0,1
16	—1,5	46	—1	88—92	+0,1
18	—1,5	48	—1	94	+0,2
20—24	—1,4	50—54	—0,6	96	+0,5
26	—1,4	56—66	—0,6	98	+0,6
28	—1,4	68—70	—0,5	100	+0,6
32—34	—1,3				

Как видно из таблицы, температура многолетнемерзлых пород описываемой области по сравнению с температурой пород Байкало-Чарской области на таких же глубинах является более высокой.

Четвертый район включает Центральное (за исключением Чикой-Ингодинского высокогорного района) и Восточное Забайкалье и характеризуется развитием зоны многолетнемерзлых пород островного типа, приуроченных главным образом к склонам северной экспозиции, к долинам рек, озерным котловинам и другим отрицательным формам рельефа. Для этого района характерны следующие особенности: 1) уменьшение мощности мёрзлой зоны в направлении с севера на юг от 50—80 до 5—20 *м*; 2) наибольшая её мощность в долинах рек и межгорных кот-

ловинах; 3) отсутствие многолетнемерзлых пород на южных склонах водоразделов и значительное их распространение на склонах северной экспозиции; 4) более широкое развитие криогенных образований (наледей, гидролакколитов, бугров пучения).

В межгорных котловинах северной части описываемого района мощность мёрзлой зоны составляет 70—80 *м*, тогда как для котловин южной части его характерны мощности до 20—25 *м* и редко до 30 *м*. Мощность мёрзлой зоны в котловинах меняется также в зависимости от абсолютной высоты их. Последнее особенно хорошо устанавливается на примере Хилокской депрессии. Здесь на участке от ст. Петровский Завод до ст. Могзон, находящемся на высоте около 1000 *м* над уровнем моря, максимальная мощность мёрзлой зоны составляет 37 *м* (ст. Хилок), а обычно она колеблется от нескольких до 20—22 *м*. В пределах северо-восточной части Хилокской депрессии, имеющей абсолютную высоту около 1500 *м* (Беклемишевская впадина), мощность зоны многолетнемёрзлых пород возрастает до 48—52 *м* (ст. Сохондо 52,4 *м*, оз. Иргень 48 *м* и др.). В долинах рек Урова, Урюмкана и Газимура мощность мерзлой зоны составляет 70—80 *м*. В горных районах Восточного Забайкалья она в основном не превышает 20—30 *м*.

На некоторых участках мёрзлая зона распространена на склонах и водоразделах, имеющих абсолютные отметки свыше 1000 *м*. Так, в пределах горы Бугдаи, по данным А. В. Серебряковой (1959), буровыми скважинами установлены многолетнемерзлые породы, мощность которых достигает 73 *м* (абсолютная отметка верхней границы мёрзлой зоны 1113,3 *м*).

По данным Е. А. Втюриной (1962), температура многолетнемёрзлых пород в четвертом районе не опускается ниже минус 3° С. Кроме того, наблюдается постепенное повышение ее с севера на юг от —1—1,6° С до 0°. Эта общая закономерность нарушается на участках резкого изменения рельефа местности. Так, в Тургино-Харанорской и Верхне-Ононской депрессиях температура мёрзлых пород опускается до минус 2° С. В районе г. Нерчинска температура многолетнемерзлых пород на глубине 5—10 *м* не превышает —0,5° С.

В пределах Беклемишевской и Кондинской впадин мёрзлые горные породы (сланцы, песчаники) верхнеюрского — нижнемелового возраста сцементированы мелкими кристаллами и прожилками льда. В отдельных случаях мощность мёрзлых линз в сланцах достигает 20 *см* (Попов, 1959).

По данным С. П. Качурина и В. С. Климашкина (1941), в районе г. Читы I на пологом склоне северной экспозиции в суглинках на глубине 7 *м* были встречены линзы льда мощностью до 0,5 *м*. На второй надпойменной террасе р. Читинки в торфе, залегающем среди песков на глубине от 7,9 до 9,1 *м*, Л. М. Демидюк, Ю. Д. Матвеев, Б. В. Рыжов и Н. И. Тихоненко (1962) установили включение линзочек льда мощностью до 10 *см*. Кристаллы льда размером до 5 *мм* наблюдались ими также в песчаниках, а линзочки льда мощностью 6—8 *см* — в прослоях алевролитов. Прослои и линзы льда, залегающие в интервале 20—28 *м* среди аллювиальных галечников, песков, глин и суглинков, отмечались также Н. С. Богомоловым (1955) в междуречье Барун-Догоя и Барун-Шивеи. Их мощность достигала 30 *см*.

В пределах описываемой области широко распространены, особенно в ее восточной части, различные криогенные образования, к числу которых относятся гидролакколиты, наледи, бугры пучения и трещины морозного разрыва. В большинстве своем эти образования приурочены к долинам рек, нередко к конусам выноса и к основанию склонов возвышенностей северной экспозиции.

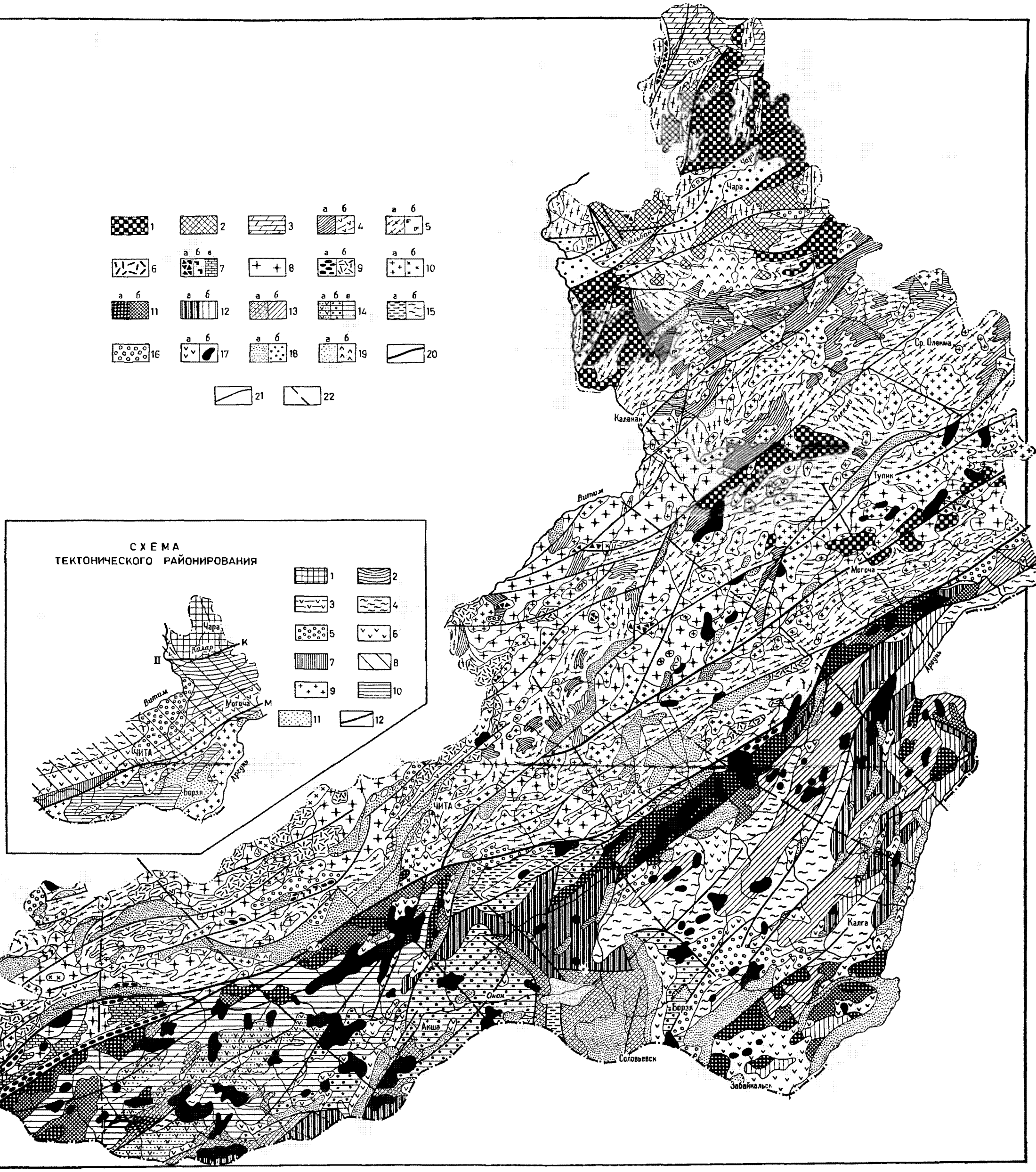


Рис. 12. Структурно-тектоническая карта Читинской области
(Составил В. В. Старченко)

Область архейской складчатости: *1* — архейские метаморфические и магматические образования Алданского щита и архейских глыб в антиклинориях протерозоид и каледонид; *2* — раннепротерозойские осадочные молассоидные формации Удоканского перикратонного прогиба; *3* — средне-верхнепротерозойские — нижнепалеозойские платформенные формации

Становая область раннепротерозойской складчатости. Геосинклинальный комплекс: *4* — нижнепротерозойские метаморфические образования, *4а* — внешней (Становой) зоны, *4б* — внутренней (Урканской) зоны; *5* — магмо-метаморфогенные образования (*5а* — гранитоны кислого состава, *5б* — гранитоны основного состава). Орогенный комплекс: *6* — верхнепротерозойские — кембрийские порфировые и молассовые формации Пришилкинской орогенной зоны

Байкальская область раннекаледонской складчатости. Геосинклинальный комплекс: *7* — верхнепротерозойско-кембрийские формации (*7а* — молассондные Привитимской краевой геоантиклинальной зоны, *7б* — андезитовые Хилокской внутренней геоантиклинальной зоны, *7в* — флишоидные Зачикойской краевой многеосинклинальной зоны); *8* — раниепалеозойские гранитоиды. Орогенный комплекс: *9* — образования карбон — пермь — триас раннеюрской активизации раннекаледонских и раинепротерозойских структур (*9а* — каменноугольные и пермские молассовые формации, *9б* — порфировые и порфиритовые формации пермь-триас-раннеюрских вулканических прогибов и зон Забайкальского вулканического пояса); *10* — триас-раннеюрские трещинные интрузии (*10а* — гранитоидов, *10б* — щелочных гранитоидов)

Монголо-Охотская область герцинской и мезозойской складчатости. Комплекс основания: *11* — протерозойские образования (*11а* — осадочные и вулканогенно-осадочные геосинклинальные формации, *11б* — гранитоиды ($\gamma Pt + Pz_1$); *12* — верхнепротерозойские — кембрийские образования (*12а* — осадочные и вулканогенно-осадочные геосинклинальные формации, *12б* — гранитоиды (γPz_1). Геосинклинальный комплекс: *13* — раннегерцинские образования (*13а* — осадочные и вулканогенно-осадочные формации (S — C_1), *13б* — гранитоиды (γC); *14* — позднегерцинские образования [*14а* — вулканогенно-осадочные формации (C — P), *14б* — осадочные молассоидные формации наложенных и краевых прогибов (C — P — T), *14в* — гранитоиды (γT)]; *15* — формации вторичных геосинклинальных прогибов (*15а* — верхнетриасовые вулканогенно-осадочные, *15б* — нижнеюрские осадочные). Орогенный комплекс: *16* — среднеюрские молассовые формации унаследованных и наложенных прогибов, в том числе в более древних складчатых областях; *17* — образования средне-верхнеюрских вулканических прогибов, зон и поясов в пределах областн мезозойской складчатости и в зонах активизации более древних структур (*17а* — порфировые и порфиритовые формации; *17б* — средне-верхнеюрские гранитоиды); *18* — тектонические впадины (*18а* — позднемезозойские (J_3 — Cr_1) — забайкальского типа, *18б* — кайнозойские (N — Q) байкальского типа); *19* — кайнозойские впадины (*19а* — синеклизы и мульды, *19б* — платобазальты); *20* — главнейшие пограничные глубинные разломы; *21* — северо-западные поперечные глубинные разломы, установленные преимущественно по географическим данным; *22* — прочие разрывные нарушения

Схема тектонического районирования (врезка) *1* — область архейской складчатости с нижнепротерозойским перикратонным прогибом и протерозойско-палеозойским платформенным чехлом *2—3* — Становая область раннепротерозойской (позднеархейской) складчатости: *2* — Становая внешняя многеосинклинальная зона), *3* — Урканская внутренняя (эвгеосинклинальная) зона (I) и совпадающая с ней Пришилкинская орогенная зона позднепротерозойской — раннепалеозойской тектоно-магматической активизации протерозоид; Муйская эвгеосинклинальная зоиа (II) *4—6* — Байкальская область раннекаледонской складчатости: *4* — Удино-Витимская эвгеосинклинальная зона, *5* — Привитимская краевая геоантиклинальная зона, *6* — Хилокская внутренняя геоантиклинальная зона, *7* — Зачикойская внешняя многеосинклинальная зоиа (краевая геоантиклинальная зона в герцинский этап развития); *8* — зона позднепалеозойской — мезозойской тектоно-магматической активизации

9—11 — Монголо-Охотская область герцинской и мезозойской складчатости: *9* — срединные и краевые массивы, ядра антиклинориев, *10* — герцинские геосинклинальные зоны, *11* — позднетриасовые и раннеюрские вторичные геосинклинальные прогибы; *12* — главнейшие глубинные разломы (М — Монголо-Охотский, К — Каларский)

Следующий пятый, Чикой-Ингодинский район выделяется в пределах высокогорной части хребтов Даурского и Борщовочного. Он характеризуется наличием ледниковых форм рельефа и мощностью многолетнемёрзлой зоны до 200 *м* (Лешкевич, 1956). Из-за отсутствия достаточного фактического материала подробно описать этот район не представляется возможным. Границы его на прилагаемой карте нанесены весьма условно.

Широкое распространение многолетнемёрзлых пород на территории Читинской области оказывает существенное влияние на распределение подземных вод, глубину их залегания, условия движения, формирование ресурсов, химического состава и т. д. В частности, с наличием этих пород связано формирование подмерзлотных, надмерзлотных, а местами и межмерзлотных подземных вод.

Надмерзлотные подземные воды, залегая в пределах слоя сезонного протаивания и подвергаясь периодическому оттаиванию и замерзанию, характеризуются весьма изменчивым режимом.

Важное практическое значение в пределах Читинской области имеют подмерзлотные подземные воды. Они обычно характеризуются напорным режимом, причем часто пьезометрический уровень их устанавливается выше поверхности земли, и скважины, вскрывающие их, дают самоизлив. Качество этих вод также является достаточно высоким. Более подробная характеристика над- и подмерзлотных вод приводится ниже в главе III — при описании водоносных комплексов и горизонтов.

Межмерзлотные подземные воды области являются в основном транзитными. Они разделяются на два четко выраженных типа. Первый тип — это восходящие трещинно-жильные воды, питающие пресные, термальные и углекислые холодные источники. Многочисленные выходы этих вод рассеяны по всему Забайкалью и на севере Читинской области. Они тесно связаны с зонами крупных тектонических разломов, и питание их осуществляется за счет подмерзлотных вод. Второй тип — это межмерзлотные пластовые воды подрусловых и подозёрных таликов. Формы залегания вод этого типа зависят от строения и состава аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений, а режим их тесно связан с поверхностными водами.

Твердая фаза подземных вод — подземные льды

К твердой фазе подземных вод — подземным льдам — относятся все льды земной коры; от микроскопических включений ледяных зёрен в льдистых породах до крупных масс подземного льда, образующих самостоятельные тела — лед — порода.

Среди льдов эндогенных, возникших непосредственно в пределах земной коры в результате ее замерзания, наиболее широкое распространение получили льды атмогенные и гидрогенные, находящиеся в зоне аэрации, а также льды гидрогенные, принадлежащие к зоне насыщения (рис. 11). Последние наблюдаются как в замерзших водоносных горизонтах, так и в глинистых породах. В трещиноватых породах наиболее распространены жильные льды. Наряду с конституционными льдами довольно широко распространены инъекционные льды. Это — льды подземных наледей, гидролакколитов и однолетних бугров пучения (Баранов, 1940). Значительно реже встречаются инъекционные льды в морозных трещинах («повторно-жильные льды»).

В юго-восточном Забайкалье Н. Г. Лопарев и Н. И. Толстихин (1933) отмечают наличие линз и слоев подземного льда мощностью в несколько метров. Часть этих льдов вскрыта скважинами в гидро-

лакколитах, а часть, возможно, относится к экзогенно-болотно-озерным льдам.

Структура и текстура льдов и льдистых пород пока еще не изучена. Имеющиеся отрывочные наблюдения (Баранов, 1940; Толстихин, 1941) указывают на большое разнообразие строения этих пород. Наблюдаются все переходы от чистых льдов через льды (в той или иной мере засоренные глинистым или песчаным веществом) к льдистым породам с самым разнообразным содержанием льда. В льдистых породах Читинской области отмечаются плотные и зернисто-кристаллические структуры, а также *ноздреватые ячеистые, тонко- и грубослоистые*, брекчиевидные текстуры.

Рис. 11. Прослойка льда в обнажении ленточных глин — обрыв правого берега р. Лурбуна (фото Ю. П. Скляревского)

Химический состав подземных льдов почти не изучен. Произведенный анализ льда, взятого из трещин в гранитах протерозоя в районе хр. Удокан, показал следующий его состав (в *мг/л*): NH_4 6; Ca 8; Cl 8,8; SO_4 4; HCO_3 30, минерализация 40—55, pH 5,7 (Скляревский и Шпак, 1962)

Судя по огромной мощности мерзлой зоны в Байкало-Чарской области и широкому ее распространению на всей остальной территории Читинской области, запасы твердой фазы подземных вод в виде подземных льдов здесь велики, но, к сожалению, до сих пор не сделано попытки их подсчитать. Между тем такой подсчет дал бы ориентировочное представление о количестве замерзшей, а следовательно, и временно выбывшей из повседневного круговорота подземной воды, о ее законсервированных ресурсах.

В заключение настоящего раздела следует указать, что в пределах описываемой области четко прослеживается широтная зональность и вертикальная поясность мёрзлой зоны (криозоны), как это видно из приведенного выше мерзлотного районирования ее (см. рис. 10). С одной стороны, наблюдается общее уменьшение сплошности и мощности мерзлой зоны с севера на юг (широтная зональность), а с другой — для Байкало-Чарской области и Чикой-Ингодинского района заметно возрастание мощности мерзлой зоны от склонов долин к водоразделам и от краевых частей межгорных впадин к их центру (высотная поясность). Для Восточного Забайкалья отмечается преимущественное развитие мерзлой зоны *долинного типа при почти полном отсутствии мерзлой зоны на* вершинах гор и склонах южной экспозиции.

Указанная в общих чертах широтная зональность и вертикальная поясность мерзлой зоны накладывают существенный отпечаток на условия питания и разгрузки подземных вод, которые являются чрезвычайно неоднородными в различных частях территории Читинской области.

Вопросы формирования подземных вод рассматриваются в главе V, где и отмечается роль мерзлой зоны в данном процессе. Здесь лишь отметим, что в Байкало-Чарской области, где максимальная мощность мерзлой зоны приурочена к водоразделам, наибольший водообмен происходит в основании склонов. Наоборот, в Восточном Забайкалье, где наибольшая мощность мерзлой зоны приурочена к долинам рек и склонам северной экспозиции, питание вод осуществляется через водоразделы и склоны южной экспозиции. Разумеется, что водообмен в районах с мощным развитием мерзлой зоны весьма затруднен, тогда как на юго-востоке Читинской области, где мерзлая зона образует небольшие острова, ее роль в водообмене весьма незначительна.

Наконец, следует отметить, что выделенные и описанные выше основные мерзлотные районы достаточно хорошо согласуются с гидрогеологическими районами первого порядка (см. главу III).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геологическом строении Читинской области принимают участие разновозрастные складчатые сооружения (рис. 12).

В верхнеюрское—нижнемеловое время в Забайкалье широко проявились процессы геоморфологически выраженной складчатости (коробления земной коры) — аркогенеза. Они выразились в формировании систем узких протяженных грабен-синклинальных прогибов (впадин) преимущественно северо-восточного простирания и разделяющих их обширных горст-антиклинальных поднятий, совпадающих с современными хребтами и плоскогорьями. В верхнеюрское — нижнемеловое время в прогибах накапливались значительной мощности (1—2 тыс. *м*) континентальные толщи, а поднятия являлись областью размыва.

Расчленение территории на грабен-синклинальные впадины и разделяющие их массивы горст-антиклинального происхождения обусловило создание гидрогеологической специфики территории. Грабен-синклинальные впадины, выполненные слабодислоцированными отложениями позднемезозойского чехла, являются артезианскими бассейнами межпластовых вод и вместе с обрамляющими их крупными разломами являются главными вместилищами подземных вод. Горст-антиклинальные структуры, сложенные магматическими и значительно метаморфизованными доверхнеюрскими образованиями, образуют гидрогеологические массивы трещинных вод.

Архей. Архейские образования известны в пределах северной части области, где они развиты в бассейне р. Чары (Чарская глыба), в верхнем течении р. Амазара, в низовьях и верховьях р. Калара, по правобережью р. Витима, в низовьях р. Таксимы и по р. Моклакану. В составе архейских образований выделяются три комплекса пород (снизу вверх). 1) глубокометаморфизованные стратифицируемые образования; 2) комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных пород и 3) гнейсо-гранитный комплекс.

Метаморфические образования архея (суперкрустальный комплекс) представлены различными гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, кальцифирами и амфиболитами. Весьма характерны железистые и глиноземистые кристаллические сланцы и джеспилиты (содержат до 80% окислов железа). В незначительных количествах развиты кристаллические известняки, силицифицированные мраморы

и известковистые кристаллические сланцы. Среди сланцев выделяются биотитовые, мусковитовые, гранат-слюдистые, гранат-силлиманитовые, диопсид-цоизитовые, гиперстенсодержащие и другие разности. По левобережью верхнего течения р. Амазара, по данным А. Ф. Озерского, В. И. Шульдинера и других, в составе архея присутствуют также диопсид-гиперстен-графитсодержащие кварциты. Мощность архейских толщ оценивается в несколько километров.

Архейские образования собраны в сложные складки близмеридионального, северо-восточного (рр. Чара, Таксима) и северо-западного простирания (верховье р. Амазара). Эти породы метаморфизованы в гранулитовой фации; в зонах разломов и на контактах с протерозойскими и более молодыми интрузиями они подвержены диафторезу.

Комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных пород архея известен в бассейне рек Чары, Большой Торы и Амазара. Он представлен штоками, дайками и пластообразными телами амфиболитизированного габбро и реже ультраосновных пород, превращенных в амфиболиты, серпентиниты, тальковые сланцы и тремолитизированные оливиниты.

Гнейсо-гранитный комплекс представлен биотитовыми, лейкократовыми, аляскитоподобными гранитами и гнейсо-гранитами. Реже встречаются меланократовые разности. Указанные гранитоиды образуют крупные согласные пластовые тела среди метаморфических толщ архея или тесно перемежаются с мигматитами (в последних без резких границ) и имеют в большинстве случаев метасоматическое происхождение.

Нижний протерозой. Нижнепротерозойские образования широко развиты на севере области, в пределах Кодаро-Удоканской миогеосинклинальной зоны и зоны Становика-Джугджура. Западнее Кодаро-Удоканской зоны располагается Витимо-Муйская эвгеосинклинальная зона, входящая в пределы Читинской области лишь частично. Нижнепротерозойские образования Кодаро-Удоканской зоны выделяются в удоканскую серию в составе 11 свит, представленных относительно слабо метаморфизованными осадочными терригенными породами, широко развитыми в хр. Удокан. Наиболее широкое развитие получили метаморфизованные полимиктовые, аркозовые и кварцевые песчаники, сланцы, алевролиты и кварциты. Для некоторых свит серии очень характерны тонкополосчатые, часто косослоистые, железистые и медистые песчаники. Конгломераты и карбонатные отложения играют резко подчиненную роль. Общая мощность удоканской серии достигает 9000—10800 *м*.

Кодаро-Удоканская зона огибает с запада и юга Чарскую глыбу, в соответствии с чем изменяются и направления складок в нижнепротерозойских отложениях: в верховьях рек Сюльбана и Куда-Мала они имеют северо-западное и меридиональное простирание, в хр. Удокан — широтное и северо-восточное. Складки имеют относительно простые формы. Размах крыльев крупных складок достигает 20 *км*, протяженность складок колеблется от 40 до 60 *км*. В том же направлении вытянуты интрузивные массивы, связанные с протерозойским этапом развития. Среди них выделяют: 1) раннеорогенные габбро-анортозитовые интрузии каларского комплекса (Чинейский массив); 2) синорогенные интрузии гранитоидов куандинского комплекса, представленные равномернозернистыми или порфировидными, иногда гнейсовидными биотитовыми гранитами, реже гранодиоритами и кварцевыми диоритами (эти граниты образуют своеобразный пояс в бассейне рек Куанда и Калара); 3) посттектонический кодарский комплекс гранитоидов (биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, граносиениты и диориты). Интрузивы кодарского комплекса приурочены к границе с Чарской глыбой.

Нижнепротерозойские образования Витимо-Муйской зоны выделены в муйскую серию, которая представлена разнообразными эффузивами спилито-кератофировой формации, переслаивающимися с осадочными породами. По мнению В. П. Кузнецова, С. П. Смелковского и Г. Л. Падалки, образования удоканской и муйской серий имеют верхнепротерозойский (синийский) возраст.

Образования муйской серии прорваны пластообразными телами габбро, норитов, оливинового габбро, серпентинитов и других пород, измененных в той или иной степени. Более молодыми являются интрузии гнейсовидных гранитов и гранодиоритов, массивы которых залегают в общем согласно с вмещающими породами (правобережье р. Витима).

На обширной территории Олекмо-Витимской горной страны, расположенной от рек Ингода — Шилка до р. Калар (зона Становика-Джугджура), преимущественным развитием пользуются разновозрастные интрузивные образования, среди которых на ограниченных площадях встречаются нижнепротерозойские глубокометаморфизованные породы. Наиболее крупные поля их известны около Юмурчен, в бассейне рек Верхней Моклы, Олекмы, Калар, Калакан, Нерча, Каренга, Туигир и в некоторых других местах. Представлены они биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами, биотитовыми, пироксен-биотитовыми, диопсидовыми и силлиманитовыми кристаллическими сланцами, мраморами, кальцифирами и кварцитами. Большинство исследователей относят эти породы к нижнему протерозою (становая и урканская серии). С. П. Смеловский относит часть этих образований, развитых в бассейне рек Нерча и Каренга, к среднему (или верхнему при двучленном делении) протерозою.

Среди раннепротерозойских интрузий Олекмо-Витимской горной страны выделяются интрузии основных пород (габбро, диориты, габбро-диориты, реже горнблендиты и пироксениты), наиболее развитых в междуречье Калакана и Калара и образующих там крупные плутоны широтного простирания. Более молодые интрузии биотитовых и рогово-обманково-биотитовых гранитов, гранодиоритов и гнейсо-гранитов слагают обширные площади в бассейнах рек Калара, Калакана, Каренги, Нерчи, Олекмы, Тунгира и Нюкжи. В большинстве своем они имеют анатектическое происхождение и сопоставляются с интрузиями нижнепротерозойского станового комплекса.

Раннепротерозойские интрузии совместно с заключенными в них ксенолитами и скиалитами нижнепротерозойских кристаллических толщ становой и урканской серий образуют своеобразные структуры типа гнейсо-гранитных куполов и валов. В западной части зоны Становика-Джугджура, в бассейне рек Нерчи, Юмурчена нижнепротерозойские структуры имеют северо-северо-восточное, северо-восточное, реже северо-западное простирания, в восточной и северо-восточной части зоны в бассейне рек Амазара, Олекмы, Калара и Калакана в основном близширотное.

В Восточном Забайкалье, в окрестностях пос. Нерчинский Завод, в низовьях рек Газимура, Урова и Урюмкана развита серебрянская свита, имеющая, возможно, нижнепротерозойский возраст и представленная биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с силлиманитом и кордиеритом. Эти породы прорваны интрузиями биотитовых гранитов, на размытой поверхности которых залегают отложения верхнего протерозоя. К нижнему протерозою, очевидно, относится часть кристаллических сланцев, гнейсов и гранито-гнейсов, развитых в северной части Центрального Забайкалья, в Заганском, Малханском и Яблоновом хребтах.

Верхний протерозой. Образования верхнего протерозоя в пределах Читинской области развиты широко. В северной части области, в низовьях р. Чары, они входят в состав платформенного чехла Алданского щита и выделяются в патомскую серию, представленную слабометаморфизованными песчаниками, конгломератами, известняками и мергелями общей мощностью до 1400 *м* (ничатская, кумахулакская, сенькская и торгинская свиты). Отложения залегают почти горизонтально и характеризуются развитием трещинно-пластовых вод.

Верхнепротерозойские отложения геосинклинального типа развиты на ограниченных площадях Олекмо-Витимской горной страны, а также в Центральном и Восточном Забайкалье.

В пределах Олекмо-Витимской горной страны верхнепротерозойские отложения представлены метаморфизованными песчаниками, алевролитами, реже мраморами и конгломератами (нивихская и иргаинская свиты). Они развиты на небольших площадях по правобережью р. Витима в низовье р. Юмурчена, около пос. Тунгокочен и в других местах. По правобережью Витима выделяются крупные массивы верхнепротерозойских гнейсовидных гранитоидов. В восточной части Олекмо-Витимской горной страны верхнепротерозойские — нижнекембрийские (?) отложения представлены конгломератами, эффузивами, песчаниками кислого и основного состава (солонцовская толща).

В Центральном Забайкалье к верхнему протерозою относится малханская серия, развитая на небольших площадях в междуречьях Хилок-Чикой, Хилок-Ингода. Малаханская серия разделена на четыре толщи (берёзовскую, коротковскую, шильниковскую и застепинскую), представленные биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами с прослоями амфиболов, мраморов, кварцитов и метаморфизованных эффузивов. Возможно, эти образования включают более древние толщи, в частности нижнепротерозойские.

К верхнему протерозою условно относятся также кристаллические сланцы и гнейсы, развитые в верховьях рек Катанцы, Мензи, Чикоя, а также в южной части Центрального Забайкалья. Некоторые геологи считают их среднепалеозойскими.

В Восточном Забайкалье верхнепротерозойские образования выделяются на обширных площадях. Мощная (6000 *м*) толща эвгеосинклинального типа отложений, представленных переслаивающимися зеленокаменноизмененными эффузивами кислого и основного состава, филлитовидными сланцами, песчаниками, алевролитами, реже конгломератами и известняками, по данным В. И. Шульдинера и А. М. Лысака, развита вдоль р. Шилки. Эти отложения собраны в протяженные складки северо-восточного и широтного простирания. В бассейне р. Шилки в последние годы выделяются крупные массивы верхнепротерозойских интрузий.

В Приаргунье, по данным Г. И. Князева и М. И. Стецюка, развита аналогичная серия отложений, в которых большую роль в разрезе играют известняки и доломиты. Эти отложения развиты на значительных площадях в бассейнах рек Урулюнгуя, Средней Борзи, около пос. Нерчинский Завод и в других местах. Верхнепротерозойские отложения Приаргунья собраны преимущественно в брахиальные складки северо-восточного и широтного простирания. Верхнепротерозойские отложения Восточного Забайкалья содержат трещиииые, реже пластово-трещинные воды.

Нижний палеозой. Кембрийские образования известны в северной части области в бассейнах рек Чары, Калара, по правобережью Витима и в междуречье Шилки и Аргуни (Восточное Забайкалье).

В среднем течении р. Чары и в верховье р. Қалара развиты кембрийские отложения платформенного типа, залегающие почти горизонтально на верхнепротерозойских и более древних образованиях. Кембрийские отложения подразделены на семь свит (снизу): 1) жербинскую — кварцитовидные песчаники, конгломераты, доломиты (50 *м*); 2) тиновскую — битуминозные известняки и доломиты (150 *м*); 3) юедейскую (пестроцветная) — пестроцветные доломиты и аргиллиты (300 *м*); выше следует толща карбонатных пород общей мощностью 800 *м*, разделенная на 4) эльгянскую, 5) толбачанскую, 6) олекминскую и 7) чарскую свиты *.

В верховье р. Қалара в последнее время установлены ордовикские отложения, согласно залегающие на кембрийских.

В северо-западной привитимской части области (бассейн р. Талая) кембрийские отложения, залегающие с размывом на нижнепротерозойских эффузивах, представлены (снизу вверх): конгломератами, песчаниками (нижне- и верхнепадроканская свиты — 1260 *м*), мергелями, мергелистыми доломитами и известковистыми филлитами (сиделатинская свита — 600 *м*), доломитами и известняками общей мощностью 1200—1300 *м* (нижняя ягудская свита).

По правобережью р. Витима к нижнему кембрию условно относятся отложения тыпинской толщи, представленные песчаниками (нередко красноцветными), конгломератами и известняками. Они развиты на небольших участках (ксенолиты среди интрузий) в бассейне рек Юмурчена, Қаренги, Нерчи и в верховье Читинки.

Широко развиты кембрийские отложения и в Восточном Забайкалье, в междуречье Шилки и Аргуни, где они представлены двумя свитами: быстринской (доломиты, известняки с фауной нижнекембрийских археоциат и трилобитов) и алтачинской (филлиты, песчаники и кварциты с прослоями карбонатных пород с фауной нижнего — среднего кембрия). Мощность обеих свит достигает 4000 *м*. Эти свиты широко развиты в бассейнах рек Газимура, Шилки и в Нерчинско-Заводском районе. В ряде пунктов выше алтачинской свиты залегает нерчинско-заводская свита, сложенная карбонатами.

Нижнепалеозойские отложения Приаргунья собраны в крупные брахиальной формы складки, осложненные многочисленными разрывными нарушениями. Размах крыльев структур достигает 20×40 *км*, чаще 10×20 *км*. Кембрийские отложения Приаргунья слагают складчатый фундамент региона, его гидрогеологические массивы, характеризующиеся пластово-трещинными и карстово-трещинными водами.

Нижнепалеозойские отложения прорваны крупными интрузиями биотитовых и роговообманковых гранитов и гранодиоритов. Эти интрузии получили широкое развитие по правобережью р. Витима, в бассейнах рек: Читинки, Юмурчена, Қаренги, Нерчи и др.

В Приаргунье также выделяются интрузии гранитоидов, условно относимые к нижнепалеозойским (Кличкинский хребет, по р. Газимуру и в других местах). В Центральном Забайкалье к нижнему палеозою относятся гнейсовидные, реже массивные гранитоиды и мелкие массивы основных пород, широко развитые в Малханском и Яблоновом хребтах, а также в бассейнах рек Менза и Қатанца.

Средний палеозой. Среднепалеозойские образования широко развиты в южной части области в пределах Центрального и Восточного Забайкалья, а также в Верхнем Приамурье. К северу от рек Шилки и

* Кембрийские отложения низовьев р. Чары слагают нижний структурный ярус чехла Якутского артезианского бассейна и характеризуются трещинно пластовыми и карстово-пластовыми водами *(прим. ред)*.

Ингоды эти отложения неизвестны. На водоразделе рек Хилок — Ингода они представлены континентальными отложениями геоантиклинального типа.

Среднепалеозойские отложения сохранились большей частью в виде сравнительно небольших остатков кровли среди варисских гранитоидов. Наиболее крупные выходы среднепалеозойских отложений известны в среднем и нижнем течении рек Онона и Ингоды, где они образуют так называемое Агинское палеозойское поле, имеющее площадь около 38 тыс. *км*^{2}. Значительные поля среднепалеозойских отложений известны в верховьях рек Ингоды и Чикоя, вдоль границы с Монголией в западной части области (бассейн рек Бальджи, Кыры), а также в окрестностях пос. Газимурский Завод и в низовьях р. Урова, в Верхнем Приамурье.

На основании анализа среднепалеозойских отложений можно выделить следующие структурно-фациальные зоны: 1) Агинская эвгеосинклинальная зона Центрального прогиба; 2) Даурская геосинклинальная зона; 3) Газимурская переходная зона; 4—6) Хилокская, Пришилкинская и Приаргунская краевые геоантиклинальные зоны; 7) Верхне-Амурская миогеосинклинальная зона.

Агинская зона характеризуется развитием мощных (свыше 6—7 тыс. *м*) отложений, близких по характеру к кремнисто-вулканогенной, граувакковой и флишоидной формациям геосинклиналей. В основании разреза среднего палеозоя залегают песчанико-сланцевые отложения с прослоями зеленокаменных эффузивов основного и среднего состава, а также известняков, кварцитов и кремнистых сланцев (кулиндинская и ононская свиты). Эти отложения широко развиты в бассейне р. Ага, в Могойтуйском хребте и вдоль границы с МНР (Пограничный хребет). Они значительно метаморфизованы и превращены в филлиты. Простирание структур в Пограничном хребте — широтное; в пределах Агинского поля оно меняется от северо-западного у поселков Агинское и Оловянная до северо-восточного в нижнем течении р. Ага. Возраст отложений условно считается силурийским. Однако в последнее время получены материалы, указывающие на принадлежность их к более раннему времени (верхний протерозой — нижний кембрий).

Выше залегают девонские образования, которые в юго-восточной части Агинского поля выделены в усть-борзинскую, а в западной части — в ундургинскую (агуцинскую) свиты.

Усть-борзинская свита развита по лево- и правобережью р. Онона и в нижнем течении р. Борзи около ее устья. Она сложена переслаивающимися граувакковыми песчаниками, филлитами, кремнистыми сланцами, измененными порфиритами, кератофирами и известняками. В последних собрана фауна криноидей и кораллов нижне-среднедевонского возраста. Мощность отложений усть-борзинской свиты составляет 3000 *м*.

Ундургинская свита развита на правобережье р. Ингоды в бассейнах рек Ундурги, Могойтуя, Онона, в окрестностях поселков Акши, Нового Чинданта, Цасучея, а также в Даурской зоне в низовьях рек Бальджи, Киркуна, Агуцы и Кыры. Свита представлена слюдистыми филлитизированными песчаниками и алевролитами, а также филлитами, линзовидночередующимися между собой. Она содержит горизонты гравелитов, зеленокаменных эффузивов и известняков. Около пос. Дарасуна в сходных отложениях собраны остатки брахиопод и кораллов нижне-среднедевонского возраста.

В низовьях р. Онона около пос. Макарово девонские отложения представлены филлитовидными сланцами с подчиненными прослоями

песчаников, алевролитов и конгломератов. Эти отложения содержат фауну криноидей, мшанок и брахиопод живетского и франского ярусов.

Породы силура (?) и девона собраны в узкие линейные, часто изоклинальные складки, простирание которых в Кыринском районе — близширотное. На Агинском палеозойском поле они постепенно приобретают северо-восточное (у пос. Акши, Дарасун) и близмеридиональное (пос. Нов. Цасучей) северо-западное (у пос. Судунтуй) простирание.

Нижнекаменноугольные отложения, залегающие на более древних образованиях несогласно, имеют разрезы нескольких типов. По р. Онон у пос. Цугольский Дацан известны турнейские отложения мощностью около 760 *м* с фауной мшанок и брахиопод. Эти породы представлены известняками, аргиллитами, алевролитами, кремнистыми и глинистыми сланцами, а также туффитами (аргалейская свита). В окрестностях пос. Шерловая гора нижнекаменноугольные отложения (уртуйская свита) имеют мощность до 2700 *м*. Они представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, а также яшмами, метаморфизованными эффузивами (спилитами, кератофирами) и редкими горизонтами известняков с фауной визейского яруса. Уртуйская свита условно выделяется также в низовьях р. Аги.

Зачикойская зона характеризуется развитием довольно мощных, существенно терригенных флишоидного типа отложений, близких по характеру к граувакковой и аспидной формациям. Эти отложения образуют значительные поля в бассейнах рек Катанцы, Мензи, Асы, Куналея и Мергени. Они выделены в куналейскую свиту, представленную флишоидным переслаиванием известковистых песчаников и алевролитов (свыше 2000 *м*). Возраст отложений условно определен как девонский, но в последнее время получены данные, указывающие на более вероятный их верхнепротерозойский — нижнекембрийский возраст. Описанные отложения смяты в сложные изоклинальные складки северо-восточного и близширотного простирания.

В Пришилкинской зоне, в бассейне рек Куэнги и Чачи, в последние годы обнаружены отложения, содержащие флору силура — среднего девона и фауну верхнего девона. Эти образования представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и эффузивами.

В Газимурской зоне развит непрерывный разрез отложений — от девона до нижнекаменноугольных включительно. В окрестностях пос. Газимурский Завод выделяются: 1) тайнинская свита (200 *м*) — известняки, часто органогенные, с прослоями яшмовидных сланцев и аргиллитов; богатая фауна брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей нижнего девона; 2) ильдиканская свита (410 *м*) — зеленовато-серые и пепельно-серые аргиллиты с прослоями известняков, содержащих криноидеи среднего девона; 3) яковлевская свита (790—1000 *м*) — аркозовые и полимиктовые песчаники, известняки и кремнистые сланцы. Фауна брахиопод франкского и фаменского ярусов; 4) газимуро-заводская свита (900 *м*) — аркозовые песчаники, алевролиты, известняки с фауной турнейского и визейского ярусов. Указанные свиты собраны в простые открытые складки, часто брахиальной формы.

В верховьях р. Унды нижнекаменноугольные отложения (с фауной турне), представленные конгломератами, песчаниками, кварцитами и известняками, залегают несогласно непосредственно на верхнепротерозойских толщах.

Приведенные разрезы резко отличаются от среднепалеозойских разрезов Агинской зоны сокращенной мощностью, типом формаций и менее интенсивными дислокациями и метаморфизмом.

В Приаргунской геоантиклинальной зоне девонские и нижнекаменноугольные отложения характеризуются также большей изменчивостью разрезов, в общем незначительной мощностью и относительно слабой дислоцированностью. В низовьях р. Урова, по левобережью р. Аргуни на значительной площади обнажаются девонские отложения следующего состава (снизу вверх): 1) песчанистые и глинистые известняки с прослоями песчаников и углисто-глинистых сланцев (1000 *м*); 2) песчаники и известковистые сланцы с фауной брахиопод, кораллов и мшанок нижнего — среднего девона; 3) прослои известняков (100 *м*); 4) выше несогласно залегает толща известковистых конгломератов с прослоями песчаников и известняков (700 *м*). Сходные девонские отложения обнажаются на небольшом участке у с. Дона.

В окрестностях пос. Горный Зерентуй (рудник Благодатский) нижне-среднедевонские отложения мощностью до 700 *м* представлены кварцитами, пестроокрашенными аргиллитами, кремнистыми сланцами и известняками и содержат в низах разреза фауну нижнего девона. Здесь же отмечены раннесилурийские пестроцветные образования. По левобережью р. Аргуни у пос. Верхняя Верея известны верхнедевонские глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и туфы кислого состава. На них с небольшим несогласием залегают нижнекаменноугольные отложения ключевской свиты (песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и туфов).

На стрелке рек Шилки и Аргуни и в верховьях р. Амура (Верхне-Амурская зона) развиты литологически однообразные, но богато фаунистически охарактеризованные отложения среднего палеозоя. Наиболее древними из них являются кварциты, кварцитовидные песчаники и сланцы омутнинской свиты, содержащей фауну силура. Выше согласно залегает монотонная песчаниково-сланцевая серия отложений, которая на основании обильных остатков фауны и литологических различий разделяется на следующие свиты: нижний девон — большеневерская свита — песчаники, алевролиты, прослои известняков, филлитов и туффитов (300 *м*); средний девон — имачинская свита — песчаники и сланцы с мощными прослоями коралловых и мшанковых известняков (200 *м*); средний — верхний девон — ольдойская свита — песчаники, известковистые сланцы, алевролиты, ракушняки (500 *м*); верхний девон — тепловская свита — песчаники, алевролиты, прослои известняков и глинистых сланцев (700 *м*); нижний карбон — типаринская свита — песчаники, алевролиты, гравелиты. Эти толщи образуют в низовьях р Амазара сравнительно простой синклинорий, вытянутый в близширотном направлении.

Хилокская (Малханская) зона характеризуется развитием континентальных терригенно-эффузивных нижнекаменноугольных образований общей мощностью до 2000 *м* (ортинская свита). Эти отложения развиты на небольших площадях среди палеозойских гранитов в междуречье Хилка — Ингоды (Яблоновый и Малханский хребты). Свита представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами, дресвяниками и прослоями эффузивов. Эти отложения собраны в простые открытые складки, сохранившиеся фрагментарно.

С раннегерцинской (предпермской) складчатостью в Восточном Забайкалье связано внедрение гранитов каменноугольного возраста, широко развитых в междуречье Шилки — Аргуни (в бассейнах рек Газимура, Урова, Урюмкана, Унды). На этой обширной территории строение интрузивов в общем однотипно и характеризуется наличием нескольких интрузивных фаз и субфаз, отражающих стадии формирования плутонов. К первой фазе относятся диориты, габбро-диориты, габбро и реже более основные породы, образующие небольшие тела (ксенолиты среди

более молодых пород гранитоидного состава). Во вторую фазу произошло внедрение умеренно кислых крупно- и среднезернистых, иногда порфировидных и гнейсовидных, обычно биотит-роговообманковых гранодиоритов, кварцевых диоритов, реже гранитов и диоритов, которые образуют крупные плутоны в бассейнах рек Газимура, Средней Борзи, Будюмкана, Урюмкана, в междуречье Турги и Унды. К третьей фазе относится интрузия биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, обычно порфировидных, средне-крупнозернистых. Эти породы слагают значительную часть Кутомарского массива. Они широко развиты в бассейнах рек Унды, Турги и Турова. Наиболее поздним проявлением каменноугольного магматизма являются средне-мелкозернистые, биотитовые и лейкократовые граниты, часто аплитовидные и пегматоидные, образующие штоки и пологопадающие дайкообразные тела значительных размеров.

Указанные интрузии имеют повсеместно активный контакт со среднепалеозойскими отложениями. Верхняя граница их недостаточно определена. Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения залегают на глубокоэродированной поверхности этих интрузий. В ряде пунктов (бассейн рек Турги, Чачи) отмечается перекрытие рассмотренных интрузий пермскими отложениями. Однако в этих местах нижняя возрастная граница конкретных плутонов недостаточно ясна.

Карбон — пермь — нижний триас. Каменноугольные — пермские отложения широко развиты в пределах Центрального и Восточного Забайкалья. Они представлены различными формациями, позволяющими выделить отдельные структурно-фациальные зоны, грубо совпадающие с вышеуказанными зонами среднепалеозойского этапа развития.

В Агинской зоне, в бассейне р. Или и среднего течения р. Онона, в окрестностях поселков Хапчеранга и Кыра они разделяются на четыре свиты (снизу вверх): 1) агинская свита (верхний карбон — нижняя пермь) — разнозернистые песчаники мощностью более 1 *км*; 2) зуткулейская свита (верхний карбон — нижняя пермь) — линзовидное флишоидное переслаивание аргиллитов, сланцев, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов (1660—2000 *м*); 3) тулутаевская свита (нижняя — средняя пермь) — слоистые разнозернистые песчаники, сменяющиеся в верхней части разреза плотным двухкомпонентным песчано-алевритовым флишем (1000—1500 *м*); 4) усть-илинская свиты (верхняя пермь) — песчаники, гравелиты, алевролиты, конгломераты (1900—2000 *м*). В низах последней свиты в бассейне р. Былыры собраны остатки верхнепермских брахиопод, а в верхней части — многочисленные остатки нижнетриасовой флоры. В Даурской зоне по Даурскому хребту, в бассейне рек Чикокона, Чикоя, Киркуна, Бальджы, Кыры каменноугольно-пермские отложения (ингодинская серия) эвгеосинклинального типа залегают в виде остатков кровли среди прорывающих их гранитов. Они представлены мощными (до 6000 *м*) песчанико-сланцевыми толщами со значительным содержанием в разрезе кремнисто-эффузивных образований.

Описываемые отложения собраны в сложные линейные складки близширотного простирания с размахом крыльев до 10 *км* при протяженности до 40—60 *км*. Эти складки осложнены надвигами. Часто отмечается опрокидывание структур, вследствие чего на больших пространствах наблюдаются однообразные падения в северных или южных румбах. В бассейне р. Или, в верховьях р. Аги структуры каменноугольных — пермских отложений оконтуривают жесткие блоки, сложенные силурийскими — верхнепротерозойскими раннекембрийскими (?) образованиями.

Крупное поле пермских отложений, относящееся к Агинской зоне,

отмечается в Борзинском районе. Эти отложения образуют здесь сложный синклинорий близмеридионального простирания, прослеживающийся от государственной границы СССР с МНР на юге до р. Турги на севере. Пермь представлена ритмично сложенной песчанико-сланцевой серией общей мощностью свыше 6000 *м*. Первый элемент ритма обычно сложен толщей песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями туфов, иногда кремнистых пород. Второй элемент ритма представлен переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туфами и кремнистыми породами. Изредка отмечаются горизонты альбитофиров. Пермские отложения расчленены на четыре свиты (снизу вверх): кундойская, харанорская, белектуйская и борзинская. Первая и вторая свиты включают по одному ритму, белектуйская — три, борзинская — два. Кундойская свита по остаткам фауны отнесена к нижнепермскому. возрасту, а остальные свиты — к верхнепермскому. В основании кундойской свиты, залегающей на интрузиях каменноугольного (?) возраста, отмечен горизонт аркозов и конгломератов. Пермь в низовье р. Онона так называемого «Чиронского поля» общей мощностью до 2000 *м* охарактеризована фауной брахиопод, криноидей и мшанок нижнепермского возраста (с элементами карбона). Эти отложения разделяются на две свиты: чиронскую и унгадыйскую. Свиты представлены песчанико-алевролитовыми отложениями с прослоями конгломератов и туфов

Континентальные пермские отложения с флорой низов верхней перми мощностью около 400—500 *м* установлены в последние годы в Приаргунье около сел Нерчинский Завод и Золотоноша, где представлены конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов.

В бассейне р. Чикоя (около пос. Гутай), р. Маргентуя и в низовьях р. Мергени известны морские отложения нижнего — верхнего отделов пермской системы (гутайская свита) с резко сокращенной мощностью (до 1200 *м*). Они представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами (с фауной брахиопод, мшанок и кораллов).

В Хилокской геоантиклинальной зоне, в междуречье Хилок — Ингода, в окрестностях селений Красный Чикой и Малета широкое развитие *получили эффузивные образования пермского — триасового* возраста. Среди них выделяются: петропавловская (черноярovская) свита, представленная преимущественно андезитовыми порфиритами, а также тамирская свита — кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы и цаганхуртейская свита — ортофиры, кератофиры и их туфы. Общая мощность эффузивного комплекса колеблется от 1000—1500 до 3500 *м* (в западной части области). Сходные эффузивные образования выделяются в бассейне рек Читинки, Юмурчена и Каренги в северной части области и по левобережью р. Шилки к северу от г Сретенска и пос. Усть-Кыра.

С поздневарисской складчатостью, имевшей место в триасе, связано внедрение крупных интрузий гранитоидов триасового возраста. В южной части Центрального Забайкалья (Даурская зона) триасовые интрузии представлены кыринским комплексом, в котором выделяются три фазы: 1) гранодиориты, диориты, кварцевые диориты, часто гнейсовидные; 2) биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, порфировидные, иногда гнейсовидные; 3) порфировидные средне- и крупнозернистые биотитовые и роговообманковые биотитовые граниты и гранодиориты. С последней фазой местами (междуречье Кыры и Былыры) связаны обильные пологопадающие дайки аплитовидных и пегматоидных гранитов, аплитов и пегматитов. Породы первых двух фаз тяготеют к синклинальным структурам и к прогибам кровли, третьей — к антиклинальным структурам вмещающих толщ

В Хилокской (Малханской) зоне триасовые интрузии представлены 1) габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами; 2) гранитоидами по-

вышенной щелочности (малокуналейский комплекс) и 3) лейкократовыми гранитами (гуджирский комплекс). Эти интрузии образуют отчетливо трещинные плутоны площадью от первых до 300 *км*^{2} в Малханском, Яблоновом и Цаган-Хунтейском хребтах.

В южной части Олекмо-Витимской горной страны триасовые интрузии объединены в амананский комплекс, образующий отчетливо трещинные плутоны, иногда значительных (до 1000 *км*^{2}) размеров (бассейн рек Кручины, Ульдурги, Нерчи, Нерчугана, Куэнги, Урюма, Тунгира, Чичатки и др.). Среди аманаских гранитоидов выделяются три фазы: первая — диориты, габбро-диориты; вторая — биотит-роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты, мелко- и средне-зернистые, часто порфировидные; третья — биотитовые и лейкократовые граниты К третьей фазе относятся некоторые интрузии щелочных гранитов.

Верхний триас — юра. В верхнем палеозое — раннем триасе закончилось геосинклинальное развитие большей части территории Забайкалья. Однако в конце триасового периода в Пришилкинском районе и к западу от Торейских озер вдоль крупных региональных разломов заложились глубокие прогибы, в которых происходило накопление мощных (до 9000 *м*) верхнетриасовых песчанико-сланцевых отложений с подчиненной ролью конгломератов, зеленокаменных эффузивов и известняков. Эти отложения, охарактеризованные фауной карнийского и норийского ярусов, развиты на большой площади вдоль рек Ингода и Шилка и менее значительной у Торейских озер. Верхнетриасовые отложения собраны в сложные складки, осложненные разрывными нарушениями.

В нижне-среднеюрское время в Восточном Забайкалье формируется сложнопостроенная вторичная геосинклинальная система, в пределах которой на основании анализа распределения отложений различных типов и мощностей выделяются четыре структурно-фациальные зоны.

1. Ононо-Ундинская синклинальная зона, расположенная в бассейне рек Унды, Турги и Кулинды (у ст. Оловянная). Она характеризуется развитием мощных (около 7000 *м*) морских нижнеюрских отложений, расчлененных на следующие свиты (снизу): онтаганская (переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов — 700—3500 *м*); сивачинская (конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов — 80—850 *м*); онон-борзинская (переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников — 1000—2000 *м*).

2. Борзинская зона морских отложений, постепенно переходящих в прибрежно-континентальные (так называемая «алгачинская юра»).

3. Шилка-Ингодинская и 4. Приаргунская структурно-фациальная зоны характеризуются резко сокращенной мощностью разреза (до 2—3 тыс. *м*) и более грубообломочным характером отложений нижней юры, представленной континентальными фациями. В Приаргунской зоне происходит выклинивание нижних горизонтов толщ. Сходные отложения выделяются и в Центральном Забайкалье, в приосевой части Даурского хребта (Верхнечикойская зона).

На стрелке Шилки и Аргуни, в верховьях Амура располагается нижне-среднеюрский геосинклинальный (верхнеамурский) прогиб, характеризующийся развитием морских и континентальных отложений. Эти отложения представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами общей мощностью свыше 4000 *м;* они также расчленены на ряд местных свит.

Отложения нижней — средней юры в геосинклинальных зонах собраны в сложные, местами изоклинальные складки, осложненные многочисленными разрывными нарушениями. В геоантиклинальных зонах интенсивные дислокации проявились чаще на крыльях структур вблизи

разрывных нарушений, а вдали от последних преобладают простые открытые складки.

В Хилокской зоне известны среднеюрские грубообломочные (моласовые) отложения, приуроченные к отдельным прогибам во впадинах (бассейны рек Тугнуй, Харюлгата и др.).

В северной части области известны средне-верхнеюрские отложения, приуроченные к впадинам — Каларской и Кодарской и представленные песчанико-сланцевыми толщами, значительно диагенезированными и содержащими пласты каменных углей. В результате интенсивных блоковых движений мезо-кайнозойского возраста впадины оказались приподнятыми на значительную высоту. Так, в хр. Кодар, в бассейне р. Апсат, юрские отложения приподняты на высоту свыше 2000 *м* над уровнем прилегающей кайнозойской Чарской котловины и разбиты на ряд чешуеобразных блоков, около которых юра собрана в сложные, часто запрокинутые складки. В центрах впадин отложения юры залегают спокойно.

Средне-верхнеюрские отложения Центрального и Восточного Забайкалья и Олекмо-Витимской горной страны, представленные наземными вулканогенными толщами, получили широкое развитие. На более древних в том числе нижне-среднеюрских отложениях, вулканогенные образования залегают с отчетливым несогласием.

В Восточном Забайкалье рассматриваемые отложения, объединены в шадоронскую серию, имеющую мощность 1—1,5 тыс. *м*. Они развиты на значительных площадях в Заурулюнгуйской зоне, в бассейне среднего течения р. Унды, около города Борзи и в бассейнах рек Газимура, Урюмкана, Борзи, Урова и Будюмкана. Они представлены андезитовыми порфиритами, реже базальтами, дацитами и липаритовыми порфирами, а также туфами, туфобрекчиями и туфолавами этих пород. Иногда значительную роль играют нормально осадочные образования — песчаники, конгломераты и их туфогенные разности.

В Центральном Забайкалье средне-верхнеюрские образования широко развиты в Борщовочном, Даурском и Черском хребтах. Они расчленены на букукунскую (500—600 *м*) и джаргалантуйскую (900 *м*) свиты.

В Олекмо-Витимской горной стране средне-верхнеюрский комплекс представлен сложными покровами эффузивов среднего, кислого и щелочного состава, находящихся в разных количественных соотношениях с пирокластическими образованиями того же состава. Общая их мощность достигает 700—1000 *м*. Эти образования известны в бассейнах рек Урульги, Нерчи, Белого Урюма и в Могочинском районе.

С активными складчатыми и складчато-глыбовыми движениями, проявившимися в два этапа — синхронно и после образования эффузивно-осадочной средне-верхнеюрской формации, связано внедрение соответственно средне- и верхнеюрских интрузивных комплексов, несущих главную массу редкометальной, полиметаллической и золоторудной минерализации Забайкалья. Эти интрузии обычно приурочены к крупным разломам и ослабленным зонам. К среднеюрским относятся гипабиссальные и субвулканические интрузии дацитов. В Восточном Забайкалье среднеюрские интрузии представлены шахтаминским комплексом в основном гранодиоритового состава и кислыми и ультракислыми интрузиями цаган-олуевского комплекса. К этому же возрасту относятся так называемые борщовочные граниты, образующие крупные плутоны по правобережью р. Шилки.

К верхнеюрским относятся весьма продуктивные на олово и другие редкие элементы кислые и чаще аляскитовые граниты кукульбейского комплекса, плутоны которого развиты в пределах Кукульбейского хреб-

та и на Агинском палеозойском поле, являющемся юрским срединным массивом. Этот же возраст имеют многочисленные малые интрузии — штоки и дайки сложного состава — от гранит-порфиров до лампрофиров и диоритовых порфиритов, широко развитые в Приаргунье, в Пришилкинской полосе и в других местах в зонах повышенной трещиноватости. С этими интрузиями связана полиметаллическая, золоторудная, молибденовая и частично редкометальная минерализация.

В Олекмо-Витимской горной стране широко развиты верхнеюрские интрузии. Они представлены гранитами, гранит-порфирами, щелочными гранитами. С этими породами связывается молибденовая, золоторудная и редкометальная минерализация.

Верхняя юра—нижний мел. Как уже указывалось, начиная с верхней юры до нижнего мела, в связи с расколами преимущественно северо-восточного простирания в разных частях территории Читинской области образуются узкие протяженные межгорные впадины грабен-синклинального характера, в которых происходило накопление пресноводных континентальных угленосных отложений. Мезозойские впадины образуют крупные пониженные участки современного рельефа. К ним обычно приурочены долины рек (Хилок, Чикой, Ингода, Аленгуй, Онон, Аргунь, Шилка, Калар, Каренга, Тунгир, Нерча, Ненюга, Ульдурга, Читинка и др.). Характерной особенностью отложений, выполняющих впадины, является низкая степень их диагенеза. В большинстве случаев это слабо сцементированные песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты. Кроме того, встречаются рыхлые пески и глины, а также горизонты базальтов, кислых эффузивов и их пирокластов.

Наиболее крупные впадины развиты в южной части области, в пределах Центрального и Восточного Забайкалья. Среди них можно отметить Хилокскую, Чикойскую, Ингодинскую, Читинскую, Ононскую, Ундино-Даинскую, Нерчинскую, Куэнгинскую, Урулюнгуевскую, Аргунскую и другие впадины.

Верхнеюрские — нижнемеловые отложения наиболее крупных впадин Восточного Забайкалья (Аргунской, Урулюнгуевской, Тургино-Харанорской, Ундино-Ононской, Арбагаро-Холбонской и Куэнгинской) выделяются Ю. П. Писцовым в березовскую серию в составе (снизу вверх): тургинской, кутинской, аргунской и шилкинской свит. Первая свита сложена преимущественно отложениями крупного озерного бассейна, вторая — речными, третья — вулканогенными и четвертая — пролювиальными и гравитационными. Синхронные первым трем свитам отложения Уровской, Ундино-Даинской, Усть-Карской, Урюмканской и Газимурской впадин выделяются в усть-карскую свиту, наибольшим развитием в которой пользуются отложения крупного, сравнительно мелководного озера, а также вулканогенные фации.

В Центральном Забайкалье и в Олекмо-Витимской горной стране верхнеюрские — нижнемеловые отложения в большинстве случаев на свиты не расчленены.

В пределах Олекмо-Витимской горной страны впадины обладают меньшими размерами и развиты менее широко. Здесь можно отметить Акиминскую, Зелено-Озерскую, Нерчуганскую, Тургинскую, Нюкжинскую, Средне-Каларскую и другие более мелкие впадины.

Почти все впадины вытянуты в северо-восточном направлении (Чикойская, Нижне-Хилокская, Иргенская, Ингодинская, Читинская, Кручининская, Алтано-Кыринская, Холбонская, Куэнгинская, Усть-Карская, Аргунская, Нерчуганская и многие др.). В западной и восточной частях Агинского массива впадины имеют близмеридиональные простирания (Ононская, Бальзинская, Тыргетуйская, Харанорская, Тургинская и др.). Ширина отдельных впадин колеблется от 5—6 до 15—20 *км*, длина от

10—15 до 150 *км*. Мощность выполняющих впадины отложений верхней юры — нижнего мела колеблется от 600—700 до 1500—2000 *м* в наиболее глубоких прогибах (Ингодинская, Чикойская, Ононская и др.). Отложения впадин образуют пологие синклинальные складки большого радиуса кривизны, совпадающие в основном с контурами впадин. В центре впадин залегание пород близко к горизонтальному, а вдоль бортов отмечаются падения слоев в сторону осевых частей впадин под углом 15—30°. Указанные структурные формы осложнены многочисленными продольными и поперечными к простиранию впадин разломами, которые в общем обусловливают сложное мозаично-блоковое строение большинства из них (Аленгуйская, Кручининская, Ингодинская, Чикойская, Алтано-Кыринская, Читинская и др.).

Помимо разрывных нарушений, впадины осложнены пликативными структурами — пологими прогибами-мульдами (обычно изометричной или эллипсоидальной формы в плане) и разделяющими их поперечными (к простиранию впадин) валообразными поднятиями. Примерами таких мульд являются Черновская в Читинской впадине, Красночикойская, Шимбеликская и Ивановская в Чикойской впадине и др. Эти мульды являются образованиями, возникшими в процессе осадконакопления, так как контуры мульд контролируют изменение фаций и мощностей верхнеюрских — нижнемеловых отложений.

Грабен-синклинальные впадины, таким образом, сформированы в результате пластических прогибаний земной коры, сопровождавшихся перемещением блоков фундамента вдоль разломов. Эти разломы продолжали существовать и в последующее время, обусловив надвиги пород фундамента на отложения впадин (Чикойская, Тарбагатайская, Урейская и др. впадины). По характеру проявления краевых разломов выделяются следующие впадины: а) с односторонними разломами, обычно проявляющимися в юго-восточных и южных бортах (Ононская, Ингодинская, Куэнгинская и др.); б) обрамленные разломами с обеих сторон (Кручининская, частично — Чикойская, Урулюнгуевская и др) и впадины без разломов (Харанорская, Тургинская и др.).

Разломы, обрамляющие впадины, являются крупными, весьма протяженными структурами. В большинстве случаев поверхности их сместителей полого падают под впадины под углами 10—40°. На поверхности разломы представлены мощными (до 1 *км*) зонами милонитов, катаклаза и рассланцевания пород. Примером может служить Чикой-Ингодинский разлом, прослеживающийся с перерывами на расстоянии 450—500 *км* вдоль северо-западного обрамления Чикойской, Ингодинской и Читинской впадин на южных склонах Малханского и Яблонового хребтов. Этот разлом выражен зоной милонитов и брекчий мощностью 200—500 *м*, постепенно сменяющихся катаклазированными породами. В пределах Ингодинской впадины разлом полого падает на юго-восток под углами 10—20° (редко больше); около с. Красный Чикой отмечаются обратные падения в северо-западных румбах. Главная зона разлома разбита более молодыми поперечными крутопадающими разломами северо-западного простирания на отрезки длиной 3—10 *км*, значительно смещенные друг относительно друга.

Аналогичные разломы отмечаются на северном склоне Яблонового хребта, на его сопряжении с Хилокской впадиной, вдоль северо-западного борта Кручининской, Кыкеро-Усуглинской и других впадин (Нерчинско-Ульдургинский разлом), а также вдоль юго-восточного борта Ононской впадины, на северном и южном склонах Борщовочного хребта

Системы впадин разделены широкими протяженными горст-антиклинальными поднятиями, сложенными образованиями предшествующих этапов развития, главным образом разновозрастными гранитои-

дами, а также метаморфическими, осадочно-метаморфическими и эффузивными комплексами. Горст-антиклинальные поднятия совпадают с основными современными горными хребтами: Цаган-Хуртейским, Яблоновым, Малханским, Черского, Даурским, Борщовочным, Кличкинским, Удоканским, Кодарским и др. Ширина описываемых структур колеблется от 30 до 90 *км* при протяженности до 300—900 *км*.

Палеоген — неоген. Образования палеогеновой и неогеновой систем в пределах области получили незначительное распространение и приурочены главным образом к мезозойским впадинам.

Среди образований палеогена — неогена выделяются обширные покровы базальтов и андезито-базальтов мощностью до 100—250 *м*, широко развитые в пределах Унгинской, Ингодинской, Хилокской, Уровской и Аргунской впадин. В двух последних впадинах покровам базальтов приписывается нижнечетвертичный возраст. Палеоген — неогеновые эффузивы залегают практически горизонтально. Представлены они преимущественно плотными и пузыристыми слабо трещиноватыми разностями.

Осадочные отложения палеоген-неогенового возраста развиты в пределах Оловской, Шилкинской, Ундино-Даинской, Тургинской и Урулюнгуевской впадин; в меньшей степени — в низовьях рек Шилки, Аргуни, Чикоя и Хилка, в среднем течении р. Витима и в некоторых других пунктах. Представлены эти отложения глинами, слабо сцементированными конгломератами, галечниками, реже песками, супесями и суглинками, иногда с примесью щебенки. По генезису среди них известны аллювиальные, озерные и делювиально-пролювиальные толщи. Мощность отложений колеблется от 40—60 до 100—150 *м*. Стратиграфия их изучена весьма слабо; палеонтологически они почти не охарактеризованы.

Плиоцен-четвертичные отложения. Отложения плиоцен-раннечетвертичного возраста развиты широко и приурочены к долинам крупных рек, особенно в пределах депрессий — Читинской, Ингодинской, Ононской, Чикойской, Арбагаро-Холбонской, Ундино-Даинской, Кручинской, Кыкеро-Акиминской, Торейской и др. Представлены они так называемой «белесой толщей» — слабокаолинизированными галечниками, песками, суглинками, иногда глинами (кангильская толща). Мощность отложений значительная и достигает 40—100 *м* (окрестности г. Читы, по р. Онон у с. Чинданта и др.).

Породы четвертичного возраста различного генезиса пользуются повсеместным развитием. Элювиальные и делювиальные отложения образуют сплошные покровы на склонах гор и водоразделах. Мощности их в большинстве случаев незначительны (1—5 *м*) и поэтому они не играют большой роли в балансе вод. Широко развитые в гольцовых зонах осыпи и курумы являются хорошими конденсаторами атмосферной влаги, вследствие чего в нижних их частях часто наблюдаются источники пресной воды.

Среднечетвертичные отложения, представленные в основном песками и суглинками, пользуются широким развитием, особенно в долинах крупных рек. Мощность этих отложений, выделяемых в забайкальскую свиту, достигает 15—25 *м*.

Верхнечетвертичные образования, представленные песками, галечниками и глинами, слагают высокие террасы крупных рек, обычно вложенные в среднечетвертичные отложения. Мощность их колеблется от единиц до десятков метров. В высокогорных областях (гольцы Сохондо, Хонин-Чулун, Шебертуй, в хребтах Удокан, Калар и Ямкан) широко развиты мореины и флювиогляциальные ледниковые отложения средне-верхнечетвертичного возраста. Особенно крупные поля ледниковых

отложений известны в долине р. Калар и в Чарской впадине. Мощность этих образований достигает здесь 40 *м*.

В северной части Читинской области расположены Чарская, Куандинская и Муйская впадины, выполненные четвертичными отложениями большой мощности (свыше 300 *м*). Эти породы представлены рыхлыми галечниками, песками, слабосцементированными конгломератами и песчаниками. По-видимому, в основании разреза этих отложений, как и в некоторых других впадинах Прибайкалья, присутствует палеоген — неоген.

Рыхлые четвертичные отложения отличаются высокой водоносностью в тех местах, где они достигают наибольшей мощности.

Особый интерес с точки зрения водоносности представляют современные аллювиальные и аллювиально-делювиальные отложения, широко развитые в долинах всех рек области. Главное значение имеет аллювий крупнейших рек — Шилки, Аргуни, Онона, Ингоды, Чикоя, Чары, Витима и Олекмы, где мощность его достигает 15—40 *м* (редко больше). Аллювиальные отложения представлены галечниками с линзами песков и глин и обладают хорошей пористостью и водонасыщенностью. Аллювиальные воды крупных рек играют большую роль как источник водоснабжения предприятий и населенных пунктов.

В кайнозое Читинская область, особенно северная и юго-западная ее части, являлась ареной интенсивных горообразовательных движений, в результате которых были созданы высокие (2000—3000 *м*) горные хребты — Кодарский, Удоканский — на севере и Даурский и Чикоконский на юго-западе. Мезозойские впадины сохранили тенденцию к относительному опусканию и в них происходило накопление неогеновых и четвертичных отложений значительной мощности 50—100 *м* (Чикойская, Арбагаро-Холбонская, Тургинская и другие котловины).

Высокая сейсмическая активность Центрального Забайкалья и северной части Читинской области свидетельствует об интенсивных неотектонических процессах, протекающих в этих районах в настоящее время. Верховье р. Чары с прилегающими Удоканским и Кодарским хребтами находится в зоне восьмибалльной изосейсты, хотя здесь нередки землетрясения с силой в эпицентре до 9 баллов (Муйское — 1957 г.). Семибалльная изосейста охватывает полностью указанные выше хребты. Центральное Забайкалье и западная часть Олекмо-Витимской горной страны находятся в зоне шестибалльной изосейсты. В центральной части области, в районе г. Читы, в бассейне р. Витима довольно часто отмечаются толчки силой 3—4 балла.

К южным и северным склонам Удоканского хребта, наиболее сейсмически активного района области, приурочены мощные (до 200 *м*) излияния базальтов нижнечетвертичного и современного (?) возраста. На северной оконечности указанных покровов плато-базальтов установлено четыре потухших вулкана современного (?) возраста. Три вулкана расположены в 10 *км* к юго-востоку от слияния рек Верхнего и Нижнего Ингамакитов. Они приурочены к ослабленной зоне широтного простирания. По данным В. Васильева, вулканы представляют собой возвышенности, поднимающиеся на 100—150 *м* над окружающей местностью. Они имеют форму плоского усеченного конуса с пологими (15—20°) склонами и округленным основанием диаметром около 1 *км*. Вершина одного из вулканов представлена слабонаклонной площадкой эллиптической формы диаметром около 200 *м*. В центре площадки отмечено широкое воронкообразное углубление. У второго вулкана сохранился кратер в виде чаши глубиной до 25 *м* и диаметром до 300 *м*. Дно кратера наклонено к северо-востоку. Аналогичный потухший вулкан обнаружен также в верховьях р. Эимнах (приток Куанды). Конуса

вулканов сложены грубослоистым материалом и характеризуются чередованием пузырчатых лавовых потоков с резко преобладающими продуктами эксплозионных извержений, агглютинированными шлаками, ляпилями, обломками, вулканическим пеплом и бомбами. Излияния четвертичных базальтов известны также в Даурском хребте, по левобережью р. Аргуни и в бассейне р. Витима, около устья рч. Юмурчен.

Новейшие тектонические движения обусловили подновление разломов, окаймляющих кайнозойские и мезозойские впадины, а также расколов в осевых частях хребтов. Анализ геологических и топографических карт, а также аэрофотоснимков выявляет чрезвычайно широкое развитие густой сети разрывных нарушений, которая покрывает всю территорию области. На местности эти разломы выражены зонами дробления, катаклаза, но чаще они скрыты под наносами и фиксируются углублениями в рельефе. К разрывным нарушениям приурочены источники пресных и минеральных вод. Последние широко развиты на территории области, особенно в южной части. Дебит источников местами значителен и на некоторых из них функционируют курорты (Дарасун, Кука, Молоковка, Олентуй, Шиванда и др.). В наиболее активных сейсмических областях значительное развитие получили термальные источники (верховья рек Кыры, Былыры, Ингоды, Чикоя в Центральном Забайкалье, по р. Чаре на Севере).

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

В настоящем разделе приводится краткая общая характеристика искусственных факторов формирования подземных вод. К этим относятся некоторые стороны хозяйственной деятельности человека Качественная сторона этой деятельности достаточно ясна, но количественная оценка ее влияния на сток подземных и поверхностных вод, на их питание и режим, на преобразование химического состава их не получила пока еще должного освещения.

В промышленно и хозяйственноосвоенных районах Читинской области искусственные факторы, связанные с хозяйственной деятельностью человека, оказывают большое влияние как на формирование подземных вод, так и на их режим. Наиболее важными из них являются: эксплуатация подземных вод для целей водоснабжения городов и населенных пунктов; осушение месторождений полезных ископаемых в связи с их разработкой; мелиорация заболоченных площадей с целью использования их под посевы; освоение целинных и залежных земель и вырубка лесов.

Характеристика состояния водоснабжения городов и населенных пунктов области, основанного на использовании подземных вод, дается в главе VIII, где освещаются лишь некоторые вопросы изменения режима и условий формирования подземных вод в связи с их использованием для целей водоснабжения.

Самыми крупными городами области, потребляющими большое количество воды для питьевых и технических нужд, являются Чита и Балей. Водоснабжение г. Читы основывается на использовании подземных вод Читинского межгорного артезианского бассейна. В связи с увеличивающейся из года в год потребностью в воде, обусловленной расширением промышленности и ростом населения, в черте города на участках расположения водозаборов резко снизился уровень подземных вод и образовались две крупные депрессионные воронки.

Первая воронка находится в районе железнодорожной насосной станции (Чита I), эксплуатирующей подземные воды для технического водоснабжения. Диаметр воронки составляет 2—2,5 *км*, а глубина

достигает 9 *м* Вторая воронка находится в районе Кузнечных рядов (Чита II), где размещаются основные эксплуатационные скважины, снабжающие водой население города. Здесь диаметр воронки равен 1—1,5 *км*, а глубина ее составляет 4 *м*. Форма обеих воронок близка к эллипсоидальной, с направлением длинной оси на юго-восток, т. е. параллельно простиранию Читинского артезианского бассейна (Башмачникова, 1962).

Эти факты свидетельствуют об изменении естественного режима подземных вод водоносного комплекса верхнеюрских — нижнемеловых отложений Читинского артезианского бассейна. Дальнейшее увеличение водозабора в г. Чите следует проводить, по-видимому, за счет подземных вод более глубоких горизонтов.

Почти аналогичное явление наблюдается в г. Балее. Однако дренаж водоносной зоны в породах фундамента и чехла здесь связан не с водозабором для водоснабжения, а с откачкой трещинных вод гранитоидов и пластово-трещинных — нижнемеловых пород из шахт Балейского золоторудного месторождения. По шахте 1, пройденной в измененных гранитоидах, диаметр депрессионной воронки в породах фундамента и отчасти чехла равен не менее 700 *м*. Форма воронки асимметричная. Ее более крутая поверхность находится в породах фундамента, более пологая — в породах чехла. Глубина воронки, замеренная от первоначального уровня трещинных вод, составляет 140 *м*. Две другие депрессионные воронки приурочены к нижнемеловым песчано-сланцевым водоносным отложениям (шахты 2 и 9). Диаметр первой составляет 850 *м*, второй 1700—1800 *м*, глубина первой депрессионной воронки равна 120 *м*, второй 160 *м*. Форма воронок также асимметричная.

Интенсивный дренаж пород чехла и фундамента установлен при эксплуатации Черновского и Букачачинского угольных месторождений. На Букачачинском месторождении при проходке шахты была вскрыта сильно обводненная мощная зона тектонического разрыва. В процессе длительной откачки было выяснено, что поступление воды в эту зону происходит из озера, расположенного вблизи шахты Полный дренаж разрывного нарушения и трещиноватой зоны пород чехла Букачачинской впадины наступил лишь после осушения озера.

Мелиоративные работы, связанные с осушением заболоченных площадей, в настоящее время проводятся в незначительных масштабах, главным образом в поймах рек и небольших по размерам падениях. Однако эти работы стоят в плане Читинского областного отдела водного хозяйства и в ближайшем будущем получат большой размах. Для этих целей Читинским геологическим управлением в процессе проведения гидрогеологической съемки ведутся специальные гидрогеологические и инженерно-геологические работы.

После осушения отдельных участков пойм зеркало грунтовых вод займет новое, более глубокое, положение. Это вызовет изменение характера движения подземных вод в водоносных горизонтах, а также изменение условий формирования химического состава их и характера взаимосвязи между грунтовыми и поверхностными водами.

Первый опыт осушения заболоченных земель проведен на правой пойме р. Ингоды в районе с. Улеты. Стекающие здесь с хр. Черского горные речки в пределах пойменной террасы имеют плохо выраженное русло и замедленный сток. Большинство речек не доносит свои воды до русла р. Ингоды и теряется среди рыхлых отложений долины, заболачивая ее. Большую роль в заболачивании поймы играют также трещинные воды зоны выветривания, выклинивающиеся вдоль подножия склонов падей. Заболоченная площадь измеряется здесь на одном из

участков многими десятками квадратных километров. После проходки нескольких каналов, отрегулировавших поверхностный и подземный сток, уровень грунтовых вод в долине понизился вблизи дренажных сооружений на 1—1,2 *м*, а в 2—3 *км* от них — на 0,4—0,6 *м* (Охотников, 1963)

Освоение целинных и залежных земель сказывается благоприятным образом на условиях питания подземных вод. Разрыхленная с поверхности почва способствует более быстрому и свободному просачиванию атмосферных вод на глубину на участках отсутствия многолетнемерзлых пород и соответственно уменьшению поверхностного стока. В основном это относится к районам со значительно пересеченным рельефом, где сток атмосферных вод проявляется наиболее интенсивно.

Вырубка лесных массивов, проводящаяся в широких масштабах в Центральном и Восточном Забайкалье, ведет к усилению поверхностного стока и, следовательно, к уменьшению количества просачивающейся вглубь влаги На оголенных склонах гор и в безлесных долинах создаются в период летних дождей благоприятные условия для быстрого стока атмосферных вод, вызывающего резкое повышение уровня воды в поверхностных водотоках. Горные речки при этом чрезвычайно быстро разливаются, затопляя поля и широкие пространства пойм.

Например, летом 1958 г. на территории Шилкинского, Балейского, Карымского, Читинского, Улетовского и других районов, а также в Агинском национальном округе вследствие интенсивных ливневых осадков, выпавших в течение очень короткого промежутка времени, вышли из берегов все реки, затопив обширные пространства и причинив огромный материальный ущерб народному хозяйству области. В частности, были снесены все, даже на крупных реках, мосты. Усиливается на вырубленных площадях и эрозионная деятельность. Рыхлый покров сносится в долины, а по склонам образуются глубокие промоины или крупные овраги.

В грунтовых водах некоторых населенных пунктов и курортов (например, Газимуровский Завод, Молоковка) отмечается повышенное содержание хлоридов натрия, а во многих колодцах — также азотных и азотистых соединений, аммиака и других продуктов загрязнения. В шахтных водах ряда полиметаллических и других месторождений наблюдается повышенное и высокое содержание сульфатов.

Приведенные материалы показывают, что хозяйственная деятельность человека оказывает существенное влияние на режим подземных и поверхностных вод. Для более рационального использования и охраны природных вод следует правильно размещать сеть водозаборных сооружений в городах и рабочих поселках. Кроме того, необходимо упорядочить вырубку лесных массивов и осуществить лесонасаждение.

Глава III

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории Читинской области в соответствии с ее геологическим строением выделяются подземные воды: 1) фундамента, имеющего повсеместное распространение и характеризующегося развитием сложных систем бассейнов трещинных вод; 2) чехла, залегающего во впадинах фундамента с межпластовыми артезианскими водами; 3) покрова четвертичных отложений, развитого преимущественно в пределах долин и межгорных котловин; 4) покровов кайнозойских плато-базальтов и других эффузивов, залегающих локально на водоразделах склонов гор и в межгорных котловинах.

Фундамент состоит из нескольких структурных этажей, включающих граниты, гнейсы, кристаллические и метаморфические сланцы, известняки. терригенные и вулканогенные породы от протерозойского до юрского возраста включительно. Чехол сложен нижнекембрийскими отложениями платформенного типа на севере Читинской области и мезокайнозойскими отложениями в многочисленных межгорных впадинах остальной ее территории.

В составе фундамента выделяются следующие водоносные комплексы и гидрогеологические формации:

1) гидрогеологическая формация разновозрастных интрузивных пород; 2) гидрогеологическая формация докембрийских метаморфических образований, в дальнейшем называемая гидрогеологической формацией докембрия; 3) гидрогеологическая формация карбонатных протерозойских пород; 4) водоносный комплекс нижнепалеозойских карбонатных и терригенных отложений; 5) гидрогеологическая формация нижне- и среднепалеозойских метаморфических песчанико-сланцевых отложений; 6) гидрогеологическая формация верхнекаменноугольных, пермских и нижнетриасовых терригенных отложений; 7) гидрогеологическая формация мезозойских терригенных отложений; 8) гидрогеологическая формация докайнозойских вулканогенных пород.

Выступы фундамента, выходящие на поверхность земли, образуют гидрогеологические структуры первого порядка — гидрогеологические массивы. Погружения фундамента, прикрытые чехлом, создают основание артезианских бассейнов, также относимых к структурам первого порядка.

В составе чехла выделяются следующие водоносные комплексы и гидрогеологические формации: 1) нижнекембрийский водоносный комплекс; 2) гидрогеологическая формация верхнеюрских — нижнемеловых и нижнемеловых континентальных отложений; 3) гидрогеологическая формация терригенных отложений палеогена, неогена и 4) неоген-нижнечетвертичный водоносный комплекс.

Помимо перечисленных водоносных комплексов и гидрогеологических формаций в составе покрова четвертичных отложений выделяется водоносный горизонт, приуроченный к нижне- и среднечетвертичным отложениям, а также водоносный комплекс современных четвертичных отложений, развитый преимущественно по долинам рек.

Особо следует отметить водоносный комплекс кайнозойских базальтов и других кайнозойских эффузивных пород, образующих специфические гидрогеологические структуры, получившие в последнее время название вулканогенных супербассейнов.

При чтении главы «Подземные воды» следует учесть следующее. 1. Описание гидрогеологических формаций, водоносных комплексов и горизонтов приводится снизу вверх, т. е. от более древних к более молодым. 2. При наименовании подземных вод по химическому составу ионы располагаются в возрастающем порядке, причем в начале называются анионы, а затем катионы. 3. По степени минерализации выделены воды: сверхпресные с минерализацией менее 10 *мг/л*, весьма пресные от 10 до 30 *мг/л*, очень пресные от 30 до 100 *мг/л*, особо пресные от 100 до 300 *мг/л*, нормально пресные от 300 до 500 *мг/л*, пресноватые от 500 до 1000 *мг/л*; соленые с подразделением на слабосолоноватые от 1 до 3 *г/л*, сильно солоноватые от 3 до 10 *г/л*, слабосоленые от 10 до 20 *г/л*, умеренно соленые от 20 до 35 *г/л*; рассольные с подразделением на весьма слабые рассолы (сильно соленые воды) — от 35 до 70 *г/кг*; слабые рассолы от 70 до 140 *г/кг*; крепкие рассолы 140—270 *г/кг*, весьма крепкие рассолы 270—350 *г/кг* и сверхкрепкие рассолы свыше 350 *г/кг*.

Для удобства изложения материала в начале главы III «Подземные воды» рассматривается гидрогеологическое районирование, а затем приводится описание водоносности пород.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

За основные единицы структурно-гидрогеологического районирования территории Читинской области можно принять: а) гидрогеологические массивы и б) артезианские бассейны.

Гидрогеологические массивы представляют систему бассейнов трещинных вод, приуроченных к горным сооружениям и к небольшим возвышенностям, сложенным породами фундамента. Основное развитие в этих структурах получили бассейны стока трещинно-грунтовых, трещинно-напорных и трещинно-жильных вод Подчиненное значение имеют отдельные небольшие бассейны трещинно-карстовых вод. Грунтовые воды четвертичных отложений, преимущественно аллювиальных, обычно гидравлически тесно связаны с трещинными водами пород фундамента в пределах тальвега долин Поскольку большинство гидрогеологических массивов вытянуто в северо-восточном, восток-северо-восточном и близширотном направлениях для них характерно развитие двух главных округов стока· северного (северо-западного) и южного (юго-восточного) румбов. Округа стока представляют единую систему стока поверхностных вод и трещинных подземных вод Они разделяются водораздельной линией, обычно совпадающей с простиранием длинной оси массива Отделяющие один массив от другого долины рек и межгорные впадины являются областями выклинивания и разгрузки подземных вод.

Для системы стока гидрогеологических массивов характерна центробежная направленность, выражающаяся в движении подземных и поверхностных вод в направлении от водораздельных приподнятых частей массивов к их периферии.

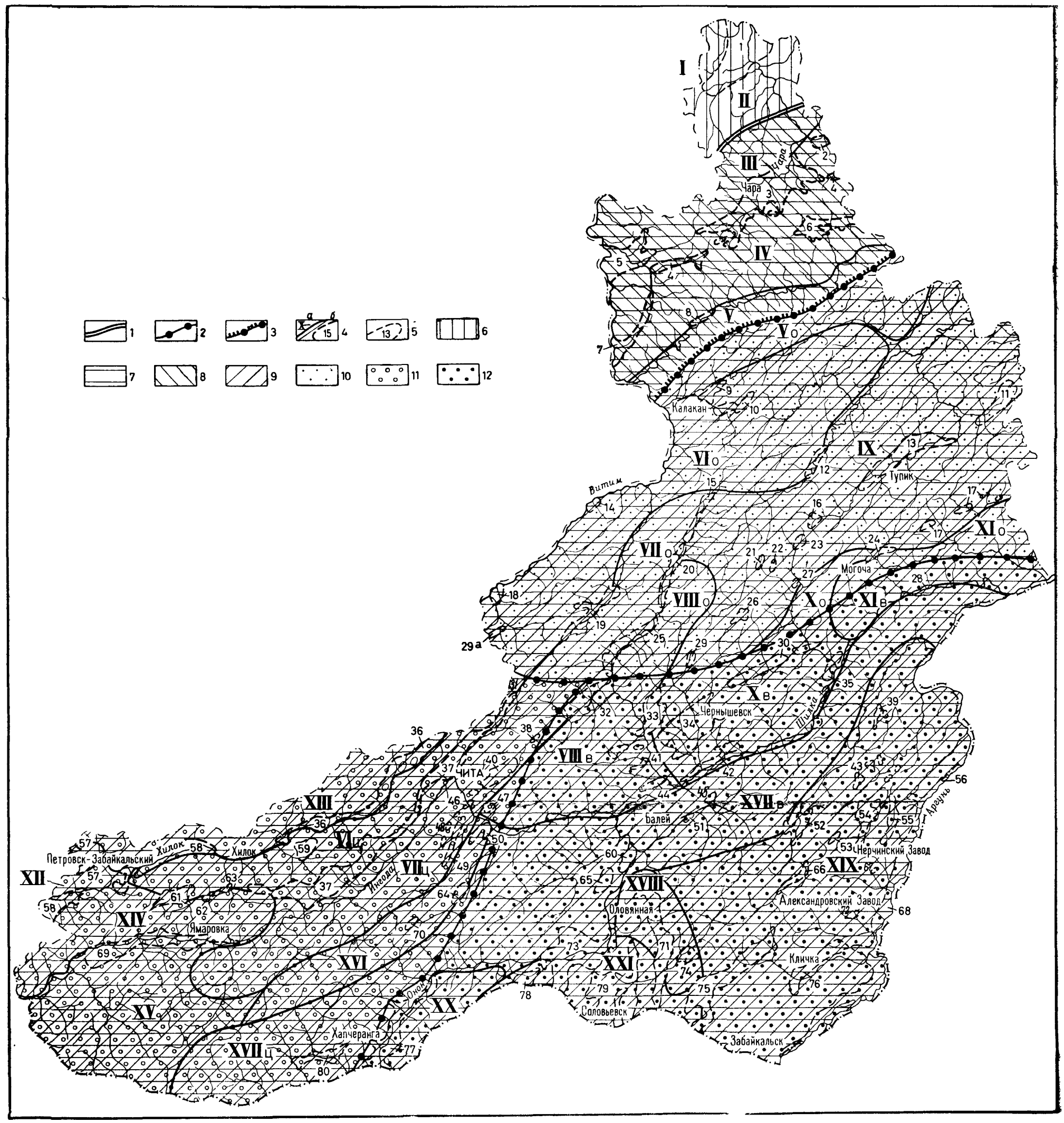


Рис. 13. Схематическая карта гидрогеологического районирования Читинской области
(Составили: Л. М. Орлова, А. Н. Скляревская)

1 — граница гидрогеологического района первого порядка; *2* — граница гидрогеологического района второго порядка; *3* — граница гидрогеологического подрайона первого порядка; *4* — границы и номера гидрогеологических подрайонов второго порядка: *а* — гидрогеологических массивов; *б* — артезианских бассейнов; *5* — граница и номер гидрогеологического подрайона третьего порядка (артезианские бассейны); *6* — Восточно-Сибирская артезианская область; *7* — Восточно-Сибирская система гидрогеологических складчатых областей; *8* — Байкало-Чарская складчатая область; *9* — Даурская сложная гидрогеологическая складчатая область; *10* — Олекмо-Витимская складчатая область; *11* — гидрогеологическая складчатая область Центрального Забайкалья; *12* — гидрогеологическая складчатая область Восточного Забайкалья

Гидрогеологические области и массивы (римская цифра на карте обозначает номер гидрогеологической области или массива); римской цифрой с буквой обозначен номер гидрогеологического массива, расположенного на площади двух гидрогеологических подрайонов первого порядка (о — Олекмо-Витимская область, ц — Центральное Забайкалье, в — Восточное Забайкалье).

Области: I — Патомо-Витимская; II — Алданская

Массивы: Муйско-Кодарский; IV — Каларо-Удоканский; V — Янкан-Дырындинский; VI — Яблоновый; VII — Черский; VIII — Нерчинско-Куэнгинский; IX — Олекминский Становик; X — Шилкинско-Алеурский; XI — Амазарский; XII — Заганский; XIII — Цаган-Хуртейский-Худунай-Цаганский; XIV — Малханский; XV — Чикой-Ингодинский; XVI — Даурский; XVII — Борщовочный; XVIII — юго-восточная окраина Агинского массива; XIX — сложный гидрогеологический массив горных хребтов Кукульбей, Газимурского, Урюмканского, Нерчинского, Кличкинского и Аргунского; XX — Эрмана; XXI — северная окраина бессточной Центрально-Азиатской впадины

Артезианские бассейны (арабские цифры на карте): 1 — Якутский; 2 — Токкинский Q; 3 — Верхне-Чарский Q_1J; 4 — Нижне-Читканднинский; 5 — Муйско-Куандинский (Нижне-Муйский, Муаканский) Q; 6 — Верхне-Каларский (Читкандинский) Q_1J_{1-2}; 7 — Таксимский Q; 8 — Каларский Q; 9 — Калаканский Q; 10 — Тундакский $J_3 — Cr_1$; 11 — Ненюгинский $J_3 — Cr_1$; 12 — Верхне-Олекминский Q; 13 — Тунгирский $Q_1J_3 — Cr_3$; 14 — Витимский $J_3 — Cr_1$; 16 — Верхне-Нерчинский $QJ_3 — Cr_1$; 16 — Верхне-Тунгирский QJ_3Cr_1; 17 — Амазарские $J_3 — Cr_1$; 18 — Усть-Конднинский (Юмурченский) βKz, $J_3 — Cr_1$; 19 — Каренгский $N — Q_1$; 20 — Средне-Нерчинский (Зеленоозерский) $Q_1J_3 — Cv_1$; 21 — Нерчуганский $J_3 — Cr_1$; 22 — Джалирский $J_3 — Cr_1$; 23 — Итакинский $QJ_3 — Cr_1$; 24 — Могочинский $J_3 — Cr_1$; 25 — Нижне-Нерчинский $J_3 — Cr_1$; 26 — Зиловский $J_3 — Cr_1$; 27 — Верхне-Черный $J_3 — Cr_1$; 28 — Нижне-Шилкинский $J_3 — Cr_1$; 29 — Букачачинский $J_3 — Cr_1$; 29а — Верхне-Юмурченский $J_2 — Cr_1$; 30 — Ундургинский $J_3 — Cr_1$; 31 — Ушмунский $J_3 — Cr_1$; 32 — Кучегер-Усуглинский (Ульдургинский) $N_2 — Q_1$, $J_3 — Cr_1$; 33 — Зюльзинский $N_2 — Q_1$, $J_3 — Cr_1$; 34 — Оловский $N_2 — Q_1$, $J_3 — Cr_1$; 35 — Усть-Карский $J_3 — Cr_1$; 36 — Верхне-Хилокский (в том числе с северо-востока на юго-запад: Беклемишевская, Могзонская и Харагунская артезианские мульды) $Q_1J_3 — Cr_1$; 37 — Читино-Ингодинский (в том числе с юго-запада на северо-восток: Николаевская, Аблатуканская, Черемховская, Татауровская, Домно-Ключевская, Черновская, Читинская, Шишкинская и Бургенская артезианские мульды) Q, $J_3 — Cr_1$; 38 — Элымерский $J_3 — Cr_1$; 39 — Будюмканский Cr_1; 40 — Кручининский $J_3 — Cr_1$; 41 — Кангильский J_3Cr_1; 42 — Куэнгинский Q_1, Cr_1; 43 — Урюмканский βQ, Cr_1; 44 — Арбагаро-Холбонский Q, Cr_1; 45 — Ундино-Даннский (в том числе с юго-запада на северо-восток: Балейская, Оноховская и другие мульды) $J_3 — Cr_1$; 46 — Александровский $J_3 — Cr_1$; 47 — Макаавеевский $J_3 — Cr_1$; 48 — Олентуйский $J_3 — Cr_1$; 49 — Аленгуйский $J_3 — Cr_1$; 50 — Тыргетуй-Дарасунский $J_3 — Cr_1$; 51 — Балейский Cr_1; 52 — Газимурский βQ, Cr_1; 53 — Верхне-Уровский Cr_1; 54 — Уровский Q, βQCr_1; 55 — Серебрянский (Зерентуйский) $Q\beta Q$, Cr_1; 56 — Нижне-Аргунский βQ, Cr_1; 57 — Тугнуйский $J_3 — Cr_1$; 58 — Средне-Хилокский (в том числе с северо-востока на юго-запад: Хилокская, Бадинская, Тарбагатайская, Усть-Оборская и Малетинская артезианские мульды) $Q\beta$, $QJ_3 — Cr_1$; 59 — Харалгатинский Q, $J_3 — Cr_1$; 60 — Боржигеитайский $N_2 — Q_1$, Cr_1; 61 — Унгинский βQ, $J_3 — Cr_1$; 62 — Хилкосонский $J_3 — Cr_1$; 63 — Энгарокский $J_3 — Cr_1$; 64 — Иля-Туринский $J_3 — Cr_1$; 65 — Цаголовский $N_2 — Q_1$, Pg; 66 — Верхне-Газимурский Q, Cr_1; 67 — Чашино-Ильдиканский Cr_1; 68 — Верхне-Аргунский βQ, Cr_1; 69 — Чикойский (в том числе, с востока на запад: Зашуланская, Шимбелинская, Красночикойская артезианские мульды) Q, $J_3 — Cr_1$; 70 — Урейский $J_3 — Cr_1$; 71 — Тургино-Харанорский Q, βQPg, Cr_1; 72 — Савва-Борзинский Cr_1; 73 — Цасучеевский Q; 74 — Борзинский Pg, Cr_1; 75 — Западно-Урулюнгуйский Pg, J_3, Cr_1Cr_1; 76 — Восточно-Урулюнгуйский Q, βQ, Cr_1; 77 — Верхне-Ононский Q, $J_3 — Cr_1$; 78 — Дуруллуевский QCr_1; 79 — Зун- и Барун-Торейские βQ, Pg, Cr_1; 80 — Алтано-Кыринский Q, $J_3 — Cr_1$

Гидрогеологические массивы Читинской области весьма разнообразны по геологическому строению, по топографическим особенностям и по относительному и абсолютному превышению.

По геологическому строению выделяются гидрогеологические массивы простые и сложные. Эти массивы состоят из гранитоидов или смятых в складки пород докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя. Некоторые сложные гидрогеологические массивы включают небольшие по размерам артезианские бассейны.

По топографическим особенностям различаются простые горы, одиночные и небольшие хребты, а также сложные системы горных сооружений — гидрогеологические массивы простые и сложные. Сложные линейно вытянутые гидрогеологические массивы нередко характеризуются шириной в несколько десятков километров, а длина некоторых из них доходит до многих сотен километров (Яблоновый, Борщовочный и др.). Наконец, по относительному превышению различаются гидрогеологические массивы высокогорные, среднегорные и низкогорные (мелкосопочные) со значительными и умеренными абсолютными высотами. Перечисленные основные особенности гидрогеологических массивов оказывают большое влияние на характер минерализации, а также на состав и распределение подземных вод.

Артезианские бассейны представляют впадины фундамента, выполненные отложениями чехла. В зависимости от приуроченности к различным типам структур артезианские бассейны Читинской области подразделяются на платформенные и межгорные.

К платформенным относится Чарский залив Якутского артезианского бассейна (юго-западная его часть), расположенный на крайнем севере Читинской области. Он характеризуется двухъярусным строением чехла. Нижний ярус представлен кембрийским водоносным комплексом, верхний — мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Межгорные артезианские бассейны разделяются на следующие типы: байкальский, алданский, забайкальский (даурский) и монгольский. Артезианские бассейны байкальского типа приурочены к глубоким тектоническим впадинам (байкальского типа). Для них характерно значительное превышение горного обрамления, глубокое залегание пород фундамента и соответственно значительная мощность отложений чехла. Борта этих бассейнов обычно крутые и осложнены молодыми крупными разломами, к которым приурочены восходящие пресные холодные и термальные источники.

Артезианские бассейны алданского типа (например, Читкандинский) также расположены в северной части Читинской области, причем на весьма значительных абсолютных высотах, достигающих 1000 *м* и более. Отличительными их особенностями являются сравнительно малые размеры, меньшая мощность юрских отложений (средний ярус чехла бассейна), чем в бассейнах байкальского типа, наличие кембрийских карбонатных пород (нижний ярус чехла).

Артезианские бассейны забайкальского (даурского) типа приурочены к различного размера межгорным впадинам. Они отличаются от бассейнов других типов небольшим превышением горного обрамления, меньшей глубиной залегания фундамента, верхнеюрско — нижнемеловым и нижнемеловым возрастом отложений чехла, с подчиненными кайнозойскими, преимущественно четвертичными образованиями.

Среди бассейнов забайкальского типа по структурным особенностям и положению можно выделить несколько подтипов, это бассейны: 1) межгорных впадин; 2) латеральные, приуроченные к склонам горных сооружений; 3) медиальные, расположенные на погружении горных

сооружений; 4) приводораздельные, находящиеся в пределах низких водоразделов и седловин.

Монгольский тип артезианских бассейнов характеризуется мелкосопочным горным обрамлением, нижнемеловым и кайнозойским возрастом пород чехла, а также отсутствием стока (бессточностью).

Артезианские бассейны представляют собой: линейно вытянутые системы или группы бассейнов с невыраженной линейностью расположения.

Линейные системы артезианских бассейнов и цепи гидрогеологических массивов обычно хорошо соподчинены и гидрогеологически тесно связаны. В геологическом отношении первые рассматриваются как грабен-синклинали, а вторые — как горст-антиклинали. С гидрогеологических же позиций первые представляют соответственно области циркуляции и разгрузки пластовых подземных вод, а вторые — внешние области их питания.

Помимо артезианских бассейнов в Читинской области предварительно намечаются адартезианские бассейны пластово-трещинных вод, приуроченные к синклинальным структурам, сложенным пермскими или нижнемезозойскими терригенными отложениями до средней юры включительно. Адартезианские бассейны близки к обычным артезианским, но отличаются от них: 1) приуроченностью к верхним структурным ярусам фундамента или к нижним ярусам чехла; 2) большой степенью дислоцированности, трещиноватости и уплотненностью пород; 3) преобладанием пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод. Примерами таких адартезианских бассейнов могут служить синклинальные структуры пермских, триасовых и нижне-среднеюрских отложений Восточного Забайкалья*.

Кайнозойские эффузивы образуют своеобразные «наложенные» гидрогеологические структуры, которые, относятся к типу вулканогенных супербассейнов существенно трещинных вод. Нередко эти структуры имеют несколько этажей. Супербассейны перекрывают гидрогеологические массивы и артезианские бассейны или располагаются на границе тех и других.

Гидрогеологические массивы (система стока трещинных вод фундамента) и артезианские бассейны (системы пластовых напорных вод чехла, трещинно-напорных и жильных вод подстилающего чехол фундамента) в совокупности образуют гидрогеологические складчатые области В зависимости от строения фундамента и рельефа его поверхности, а также строения артезианских бассейнов выделяются две крупные гидрогеологические складчатые области: 1) Байкало-Чарская с фундаментом, сложенным древнейшими водоносными комплексами пород и артезианскими бассейнами байкальского и алданского типов; 2) Даурская (Забайкальская) с фундаментом, сложенным различными по возрасту и составу водоносными комплексами пород, начиная с архейских и протерозойских до формаций верхнеюрских эффузивов.

Даурская гидрогеологическая область очень сложная и подразделяется в свою очередь на: а) Олекмо-Витимскую гидрогеологическую складчатую область, или Северную Даурию; б) гидрогеологическую область Центрального Забайкалья, или Центральную Даурию, и в) гидрогеологическую область Восточного Забайкалья, или Нерчинскую Даурию. В. А Обручев помимо этого выделял Селенгинскую Даурию, которая в основном расположена на территории Бурятской АССР.

---

* По-видимому, некоторые межгорные артезианские бассейны в дальнейшем будут отнесены к адартезианским, как, например, Букачачинский *(прим ред)*

Байкало-Чарская, Даурская и расположенная на север от них Патомо-Витимская гидрогеологические складчатые области в совокупности образуют Восточно-Сибирскую сложную складчатую область или Восточно-Сибирскую систему гидрогеологических складчатых областей. По отношению к этой области три первые можно рассматривать, как области второго порядка. В связи со сказанным Северная, Центральная и Нерчинская Даурия являются гидрогеологическими складчатыми областями третьего порядка, входящими в состав Даурской области второго порядка.

Гидрогеологические складчатые области тесно взаимосвязаны. Границы между ними в известной мере проводятся условно и подлежат дальнейшему уточнению. В самом деле некоторые сложные гидрогеологические массивы и линейные системы артезианских бассейнов переходят из одной области непосредственно в другую.

Так, Яблоновый и Черского гидрогеологические массивы протягиваются с юго-запада на северо-восток почти через всю территорию Центрального Забайкалья и уходят в Олекмо-Витимскую складчатую область. Гидрогеологический массив Нерчинско-Куэнгинский из Нерчинской Даурии протягивается в Витимо-Олекминскую гидрогеологическую область, уходя далеко на север от ее южной границы.

Борщовочный гидрогеологический массив из Центральной Даурии уходит в Нерчинскую Даурию. Сложная линейная система артезианских бассейнов — Чикой-Ингодинская завершается в Олекмо-Витимской области в том же северо-восточном направлении бассейном р. Каренги.

Верхне- и Средне-Нерчинская система артезианских бассейнов Олекмо-Витимской области на юго-запад уходит в Восточное и Центральное Забайкалье.

Вышеизложенные принципы структурно-гидрогеологического районирования Читинской области, базирующиеся на геолого-тектонических, геоморфологических и топографических особенностях ее строения, позволяют составить первую предварительную, грубую схему ее гидрогеологического районирования.

Схема структурно-гидрогеологического районирования. Исходя из вышеизложенных принципов гидрогеологического районирования, составлена схема структурно-гидрогеологического районирования территории Читинской области, которая приводится ниже (рис. 13). С севера на юг выделяются следующие гидрогеологические районы первого и второго порядка (табл. 12).

В пределах гидрогеологических подрайонов первого порядка выделяются подрайоны второго порядка, представляющие гидрогеологические массивы и артезианские бассейны. Первые на карте гидрогеологического районирования показаны римскими цифрами, а вторые — арабскими, причем каждый артезианский бассейн имеет тот же номер, что и на карте артезианских бассейнов. Гидрогеологические массивы пронумерованы римскими цифрами в направлении с севера на юг и с запада на восток. При этом к номеру массива, расположенного на площади двух гидрогеологических подрайонов первого порядка добавляются буквы о, ц или в, обозначающие соответственно складчатые области: Олекмо-Витимскую, Центрального и Восточного Забайкалья.

В качестве гидрогеологических подрайонов третьего порядка выделены артезианские бассейны, приуроченные к отдельным гидрогеологическим массивам. Следует отметить, что масштаб гидрогеологической карты и объем данной работы не позволили провести детальное районирование ряда гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов. Часто они объединяются в группы или сложные районы (приложение 1).

Кроме вышеуказанных гидрогеологических районов и подрайонов первого и второго порядка можно выделить гидрогеологические подрайоны — вулканогенные супербассейны. Они представляют собой молодые базальтовые потоки и покровы, особенно широко развитые на севере области, где с ними связаны потухшие вулканы. Эти гидрогеологические структуры размещаются поверх гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов и имеют большое значение в формировании подземных вод. Главнейшие вулканогенные супербассейны показаны на карте условным знаком*.

При детальном гидрогеологическом районировании Читинской области могут быть выделены карстовые бассейны. Описание их приведено в главе IV.

Гидрогеологическое районирование. Восточно-Сибирская артезианская область и ее обрамление (южная окраина Сибирской платформы) (I) охватывает крайний север территории Читинской области. Здесь выделяется Чарский залив** Якутского артезианского бассейна (I) и его горное обрамление. С запада он ограничен Патомо-Витимской (I) и с востока — Алданской (II) гидрогеологическими областями.

Чарский артезианский залив открыт с севера, где его воды вливаются в Якутский артезианский бассейн. Чехол этого бассейна сложен кембрийскими отложениями, залегающими на кристаллическом фундаменте.

Входящие в состав Читинской области части Патомо-Витимской и Алданской складчатых областей в гидрогеологическом отношении не изучены. Небольшие карстовые бассейны, сложенные кембрийскими карбонатными породами, установлены к юго-востоку от Чарского залива.

На юг от Сибирской платформы расположена Восточно-Сибирская система гидрогеологических складчатых областей. Северная ее часть относится к Байкало-Чарской гидрогеологической складчатой области, входящей в пределы Читинской области лишь своей северо-восточной окраиной (к западу она распространяется на территорию Бурятской АССР). Она охватывает бассейн стока р. Чары и правобережных притоков среднего течения р. Витима.

В Байкало-Чарской гидрогеологической складчатой области с севера на юг выделяются следующие гидрогеологические подрайоны второго порядка: Муйско-Кодарский гидрогеологический массив (III), Токконский артезианский бассейн (2), Верхне-Чарский артезианский бассейн (3), Нижне-Читкандинский артезианский бассейн (4), Муйско-Куандинский артезианский бассейн (5), Каларо-Удоканский гидрогеологический массив (IV), Верхне-Каларский артезианский бассейн (6), Таксимский артезианский бассейн (7), Каларский артезианский бассейн (8) и Янкан-Дырындинский гидрогеологический массив (V). Перечисленные артезианские бассейны представляют линейно вытянутую систему бассейнов байкальского типа, ограниченную Кодарским и Удоканским массивами. На юге Байкало-Чарской области между массивами Удоканским и Каларским расположены одиночные артезианские бассейны: Каларский и Верхне-Каларский (Читкандинский). Последний относится к типу алданских. Отличительными чертами Байкало-Чарской области являются сильно расчлененный высокогорный рельеф и наличие

---

* Гидрогеологическая формация вулканогенных пород докайнозоя супербассейнов не образует *(прим ред)*

** Поскольку в основу наименования гидрогеологических районов положены названия бассейнов рек или орографических единиц в первую очередь, а тектонических единиц во вторую, то название Чарский залив наиболее подходящее по сравнению со всеми другими *(прим. ред)*

Таблица 12

Схема гидрогеологического районирования

Гидрогеологические районы и их номера на карте		Гидрогеологические подрайоны и их номера на карте		
первого порядка	второго порядка	первого порядка	второго порядка	третьего порядка
Восточно - Сибирская артезианская область	I Патомо-Витимская гидрогеологическая складчатая область, восточная окраина 1 Якутский артезианский бассейн, юго-западная окраина (Чарский Залив) II Алданская гидрогеологическая складчатая область, западная окраина			
	Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область, восточная часть		III Муйско-Кодарский гидрогеологический массив 2 Токкинский артезианский бассейн 3 Верхне-Чарский „ 4 Нижне-Читкандинский „ 5 Муйско-Куанлинский „ IV Каларо-Удоканский гидрогеологический массив 6 Верхне-Каларский (Читкандинский) артезианский бассейн 7 Таксимский „ V Янкан-Дырындинский гидрогеологический массив 8 Каларский артезианский бассейн	
			Vо Янкан-Дырындинский гидрогеологический массив VIо Яблоновый гидрогеологический	9 Калаканский артезианский бассейн 10 Тундакский „

Восточно-Сибирская система гидрогеологических складчатых областей		Олекмо-Витимская гидрогеологическая складчатая область	массив	12 Верхне-Олекминский „ 14 Витимский „ 18 Усть-Кондинский „ 19 Каренгский „
			VIIо Гидрогеологический массив хр Черского VIIIо Нерчинско-Кузнецкий гидрогеологический массив	15 Верхне-Нерчинский артезианский бассейн 20 Средне-Нерчинский „ 25 Нижне-Нерчинский „
	Даурская (Забайкальская) сложная гидрогеологическая складчатая область		IX Гидрогеологический массив Олекминского Становика	11 Неюгинский артезианский бассейн 13 Тунгирский „ 16 Верхне-Тунгирский „ 17 Амазарские артезианские бассейны 21 Нерчуганский артезианский бассейн 23 Итакинский „ 22 Джалирский „ 26 Зиловский „ 27 Верхне-Черный „ 29 Букачачинский „
		Гидрогеологическая складчатая область Центрального Забайкалья	Хо Шилко-Алеурский гидрогеологический массив	
			XIо, XIз Амазарский гидрогеологический массив	24 Могочинский артезианский бассейн 28 Нижне-Шилкинский „
			XII Заганский гидрогеологический массив XIII Цаган-Хуртейский—Худуцай-Цаганский гидрогеологический массив 57 Тугнуйский артезианский бассейн, восточная часть	

Продолжение табл. 12

Гидрогеологические районы и их номера на карте		Гидрогеологические подрайоны и их номера на карте		
первого порядка	второго порядка	первого порядка	второго порядка	третьего порядка
			58 Средне-Хилокский артезианский бассейн 36 Верхне-Хилокский	
			XIV Малханский гидрогеологический массив	61 Унгинский артезианский бассейн 62 Хилкосонский „ 63 Энгарокский „
			VIц Яблоновый гидрогеологический массив	31 Ушкунский артезианский бассейн 59 Харалгатинский „
			69 Чикойский артезианский бассейн	
		Гидрогеологическая складчатая область Центрального Забайкалья	37 Читино-Ингодинский артезианский бассейн	
			VIIп Гидрогеологический массив хр Черского	38 Эльмерский артезианский бассейн 40 Кручининский „ 46 Александровский „ 48 Оленгуйский „ 49 Аленгуйский „
			XV Чикой-Ингодинский гидрогеологический массив	
Восточно-Сибирская система гидрогеологиче-	Даурская (Забайкальская) сложная гид-			

ских складчатых областей	рогеологическая складчатая область		XVI Даурский гидрогеологический массив	47 Маккавеевский артезианский бассейн 50 Тыргетуй-Дарасунский „ 64 Иля-Турнинский „ 70 Урейский „
			XVIIц Борщовочный гидрогеологический массив	80 Алтано-Кыринский артезианский бассейн
		Гидрогеологическая складчатая область Восточного Забайкалья	VIIIв Нерчинско-Куэнгинский гидрогеологический массив	32 Кучегер-Усуглинский артезианский бассейн 41 Канганьский „
			Хв Шилкинско-Алеурский гидрогеологический массив, южная окраина	30 Ундургинский артезианский бассейн 33 Зюльзинский „ 34 Орловский „ 35 Усть-Карский „ 42 Кузнечихинский „ 44 Арбагаро-Холбонский „
			XVIIв Борщовочный гидрогеологический массив (включает хр Могойтуйский)	45 Ундино-Давшский бассейн 51 Балейский „ 60 Боржигантайский „ 65 Цуголовский „
			XVIII Юго-восточная окраина Агинского массива	71 Тургино-Харанорский бассейн 74 Борзинский „
			XIX Сложный гидрогеологический массив горных хребтов Кукульбей, Газимурского, Урюмканского, Нерчинского, Кличкинского и Аргунского	39 Будюмканский артезианский бассейн 43 Урюмканские артезианские бассейны 54 Уровский артезианский бассейн

Продолжение табл. 12

Гидрогеологические районы и их номера на карте		Гидрогеологические подрайоны и их номера на карте		
первого порядка	второго порядка	первого порядка	второго порядка	третьего порядка
Восточно-Сибирская система гидрогеологических складчатых областей	Даурская (Забайкальская) сложная гидрогеологическая складчатая область	Гидрогеологическая складчатая область Восточного Забайкалья	77 Верхне-Ононский артезианский бассейн	55 Серебряковский артезианский бассейн 56 Нижне-Аргунский „ 52 Газимурский „ 53 Верхне-Уровский „ 66 Верхне-Газимурский „ 67 Чашино-Ильдиканский „ 68 Верхне-Аргунский „ 72 Савра-Борзинский „ 75 Западно-Урюмкуйский бассейн
			XX Гидрогеологический массив Эрмана	76 Восточно-Урюмкуйский бассейн
			XXI Северная окраина восточной Центрально-Азиатской впадины	73 Цасучейский артезианский бассейн 78 Дурулгуевский „ 79 Зун- и Барун-Торейские артезианские бассейны

мощной мерзлой зоны. Эти особенности определяют современный поверхностный сток и дренаж гидрогеологических массивов. Широким распространением здесь пользуются глубокозалегающие трещинно-жильные воды формаций древнейших метаморфических пород и гранитоидов. Подчиненное значение имеют трещинно-карстовые и трещинные воды карбонатных и терригенных пород кембрия, питающие по молодым тектоническим разломам гигантские наледи и источники с дебитом в несколько десятков и сотен литров в секунду. Эти источники являются крупнейшими на территории Читинской области.

Артезианские бассейны Байкало-Чарской области приурочены к глубоким тектоническим впадинам (типа Байкальской) кайнозойского возраста. Для них характерно наличие в бортах молодых долгоживущих тектонических разломов, играющих роль крупных глубоких подземных активных дрен. С тектоническими разломами связаны выходы на поверхность горячих источников (Чарские и др.). Вулканогенные супербассейны, сложенные эффузивными породами кайнозоя, в гидрогеологическом отношении не изучены.

Северная цепь гидрогеологических массивов Байкало-Чарской области (Кодарский, Муйский и др.) делит сток на два округа — северный в сторону Сибирской платформы и Южный — в систему артезианских бассейнов Муйского и Верхне-Чарского.

Расположенный на юге Каларский гидрогеологический массив распределяет сток между системой р. Калара на севере и Олекмо-Витимской гидрогеологической областью на юге (Калакан и Олекма, верховья Калара).

К югу от Байкало-Чарской гидрогеологической области находится сложная Даурская (Забайкальская) гидрогеологическая область. Северная ее часть — Олекмо-Витимская гидрогеологическая область или Северная Даурия охватывает бассейны стока верхнего течения рек Витима и Олекмы (бассейн Лены), а также р. Нерчи (бассейн Амура). В пределах данной области выделяется ряд крупных и сложных гидрогеологических массивов, вытянутых в северо-восточном направлении, а также линейные системы межгорных артезианских бассейнов, приуроченные к разделяющим массивы тектоническим депрессиям (Нерчинская, Каренгская, Тунгирская и др.). Кроме того, имеются одиночные межгорные и приводораздельные артезианские бассейны.

Некоторые группы артезианских бассейнов сливаются в линейные системы.

На западе Олекмо-Витимской области расположена северная окраина Яблонового гидрогеологического массива (IV), приуроченная к одноименному хребту. Юго-западная его часть находится в пределах складчатой области Центрального Забайкалья.

К северу от Яблонового гидрогеологического массива протягивается Витимская линейная система малых артезианских бассейнов — Калаканский (9), Тундакский (10), Витимский (14), Усть-Кондинский (18). В тектонической депрессии, к которой приурочена продольная долина р. Каренги, находится Каренгский артезианский бассейн (19). Долина р. Каренги отделяет Яблоновый гидрогеологический массив от расположенного к юго-востоку гидрогеологического массива хр. Черского (VIIо). Последний протягивается на сотни километров в направлении к юго-западу в пределах смежной складчатой области Центрального Забайкалья. Линейная система Нерчинских артезианских бассейнов (15, 20, 25), приуроченная к тектонической депрессии северо-восточного простирания, отделяет массив хр. Черского от гидрогеологического массива Олекминского Становика и Нерчинско-Куэнгинского гидрогеологического массива (VIIIо), юго-западная часть которого расположена в пре-

делах складчатой области Восточного Забайкалья К Нерчинской системе артезианских бассейнов относятся — Верхне-Нерчинский (15), Средне-Нерчинский, или Зеленоозерский (20), и Нижне-Нерчинский, или Акыма-Кыкерский (25), артезианские бассейны. К этой же системе относится Кучегер-Усуглинский, или Ульдургинский, артезианский бассейн (32), приуроченный к одноименной впадине, расположенной уже в Восточном Забайкалье. Этот бассейн дренируется системой р. Ульдурги правого притока р. Нерчи. Нерчинско-Куэнгинский сложный гидрогеологический массив представляет собой систему небольших хребтов. На юго-западе он уходит на территорию Восточного Забайкалья, а на северо-востоке отделяется водоразделом с долиной верхнего течения р. Олекмы от гидрогеологического массива Олекминского Становика (XI) В центральной части Олекминского Становика с юго-запада на северо-восток расположены малые артезианские бассейны Зиловский (26), Нерчуганский (21), Джалирский (22), Итакинский (23), Верхне-Тунгирский (16) и более крупные Тунгирский (13) и Ненюгинский (11) На юго-восточной окраине Олекминского Становика известны артезианские бассейны Могочинский (24) и группа Амазарских (17). Все перечисленные бассейны имеют верхнеюрский — нижнемеловой возраст отложений чехла. В бассейнах Тунгирской депрессии большое значение в строении чехла имеют четвертичные образования.

К югу от Олекминского Становика располагается северная часть сложного Шилкинско-Алеурского гидрогеологического массива (Хо) с Букачачинским (29) артезианским бассейном *

На крайнем юго-востоке Олекмо-Витимской гидрогеологической области расположена северная часть Амазарского гидрогеологического массива (XI, XIв), южная часть которого лежит в Нерчинской Даурии

Для Олекмо-Витимской гидрогеологической складчатой области характерно широкое распространение подмерзлотных напорных трещинно-жильных подземных вод гранитоидов. Лишь на юге области в связи с уменьшением, а местами и выклиниванием многолетнемерзлой зоны развиты трещинные воды зоны выветривания кристаллических пород. Подчиненное значение в области имеют подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды древних метаморфических сланцев и частично карстовые воды карбонатных пород протерозоя — нижнего кембрия (район Букачачи)

Небольшие по размерам артезианские бассейны области характеризуются наличием верхнеюрского — нижнемелового водоносного комплекса, к которому приурочены трещинно-пластовые и реже порово-пластовые подмерзлотные артезианские воды. Надмерзлотные воды аллювиальных отложений имеют широкое распространение Меж- и подмерзлотные аллювиальные воды вследствие большой мощности мерзлой зоны практически отсутствуют К трещинам тектонических разломов наряду с пресными приурочены и редкие углекислые минеральные источники.

На юг от Олекмо-Витимской области располагается южная часть Даурской гидрогеологической складчатой области Границу между ними, показанную на карте, следует считать в значительной степени условной. Она установлена в основном по характеру рельефа и распространению мерзлой зоны

---

* Описание южной части Шилкинско Алеурского гидрогеологического массива дано при характеристике Нерчинской Даурии *(прим ред)*

Южная часть Даурской гидрогеологической складчатой области охватывает на западе Селенгинскую Даурию, а также Центральное и Восточное Забайкалье (Центральную и Нерчинскую Даурию).

В Центральном Забайкалье по горным хребтам Даурскому и Яблоновому проходит водораздел между Северным Ледовитым океаном (бассейн р. Селенги) и Тихим — (бассейн р. Амура). В пределах Центрального Забайкалья выделяется ряд гидрогеологических массивов и подчиненных им межгорных артезианских бассейнов, имеющих преимущественно северо-восточное простирание. Так, например, Цаган-Хуртейский — Худунай-Цаганский гидрогеологический массив (XIII) протягивается по правобережью р. Хилка и служит его водоразделом с р. Удой. К югу от этого массива располагается линейная система Хилокских артезианских бассейнов, к которой относятся Верхне-Хилокский (36), Средне-Хилокский (58) и Тугнуйский (57) бассейны. Последний на территорию Читинской области входит лишь своей восточной окраиной и относится к гидрогеологической области Западного Забайкалья (Селенгинская Даурия).

На крайнем западе находится восточная часть Заганского гидрогеологического массива.

Южнее Хилокской группы артезианских бассейнов проходит в северо-восточном направлении Яблоновый гидрогеологический массив (VIц), в пределах которого расположен малый Харалгинский артезианский бассейн (59), а также небольшой Ушмунский бассейн (31). На юго-западной окраине Яблонового гидрогеологического массива почти в широтном направлении расположены Унгинский (61), Хилкосонский (62) и Энгарокский (63) артезианские бассейны. Они отделяют Яблоновый гидрогеологический массив (XIV) от Малханского. Последний служит северным обрамлением Чикойского артезианского бассейна (69). К северо-востоку от него расположен самый крупный в Центральном Забайкалье Читино-Ингодинский артезианский бассейн (37), ограниченный с востока и юго-востока гидрогеологическим массивом Черского (VII). Чикойский и Читино-Ингодинский артезианские бассейны приурочены к единой Чикой-Ингодинской структурной зоне.

Гидрогеологический массив Черского на юго-западе граничит со сложным Чикой-Ингодинским гидрогеологическим массивом (XV), приуроченным к одноименной, интенсивно расчлененной горной стране.

В южной части Центрального Забайкалья в северо-восточном направлении проходят Даурский (XVI) и Борщовочный (XVIIц) гидрогеологические массивы, отвечающие одноименным горным хребтам. Они характеризуются расчлененными формами водоразделов с абсолютными отметками более 2 тыс. *м*. С Даурского гидрогеологического массива берут начало реки Чикой, Ингода, а также левобережные притоки р. Онона.

На северо-востоке Центрального Забайкалья между гидрогеологическими массивами Черского и Даурским в тектонической депрессии в виде цепочки расположены, с юго-запада на север-северо-восток, Аленгуйский (49), Оленгуйский (48), Александровский (46), Кручининский (40) и Элымерский (38) артезианские бассейны, которые восточнее связываются с линейной системой нерчинских бассейнов Олекмо-Витимской складчатой области.

Борщовочный гидрогеологический массив (XVIIц) простирается примерно на 300 *км*. К нему приурочены в Центральном Забайкалье Алтано-Кыринский артезианский бассейн (80), находящийся в его юго-западной части, а также Иля-Туринский (64), Тыргетуй-Дарасунский (50) и Маккавеевский (47), расположенные по окраине Агинского палеозойского поля.

Гидрогеологическая складчатая область Центрального Забайкалья в целом характеризуется как сложная система гидрогеологических массивов, высоко приподнятых над межгорными впадинами. К этим массивам приурочены линейные системы артезианских бассейнов. При этом основные линейные группы артезианских бассейнов сосредоточены на севере и северо-западе области, а также в пограничной полосе с Восточным Забайкальем.

От Байкало-Чарской и Олекмо-Витимской гидрогеологических областей Центральное Забайкалье отличается целым рядом особенностей.

1. Ярко выраженная вертикальная гидрогеологическая поясность, обусловленная значительным превышением водоразделов над дном магистральных продольных долин. Эта поясность прежде всего выражается: а) в развитии мощной мерзлой зоны в пределах гольцовой части области и малой ее мощности, а иногда и отсутствии в межгорных впадинах: б) в обильном выпадении атмосферных осадков в гольцовой области и значительно меньшем — в межгорных впадинах (во впадинах наряду с пресными имеются и бессточные содовые озера — Дороненское и др.); в) в наличии в высокогорной части области сдренированных на значительную глубину гидрогеологических массивов.

2. Широкое развитие на большей части территории трещинно-грунтовых вод зоны выветривания кристаллических пород.

3. Наличие как мелких, так и крупных межгорных артезианских бассейнов забайкальского типа, содержащих огромные ресурсы пресных подземных вод.

4. Большое разнообразие глубин проникновения тектонических разломов, в связи с чем в центральной части области распространены термальные источники, а на остальной ее территории прослеживаются весьма протяженные гидроминеральные линии, к которым приурочены выходы на поверхность холодных пресных и углекислых минеральных источников.

5. Благоприятные условия подтока (перелива) трещинно-жильных вод гидрогеологических массивов в межгорные артезианские бассейны.

Гидрогеологическая складчатая область Восточного Забайкалья (Нерчинская Даурия) расположена к востоку от Центрального Забайкалья и к югу от Олекмо-Витимской складчатой области. Она охватывает бассейн стока верхнего течения р. Амура — его крупных составляющих рек Шилки и Аргуни, за исключением тех частей бассейна, которые относятся к Центральному Забайкалью и Олекмо-Витимской области. На юге территории Восточного Забайкалья располагается область бессточных котловин.

В пределах складчатой области Восточного Забайкалья выделяются следующие гидрогеологические подрайоны первого порядка:

1. Нерчинско-Куэнгинский гидрогеологический массив (VIIIв) (южная часть) *. На его западной и восточной границах расположены соответственно Кручининский (40) и Зюльзинский (33) артезианские бассейны, отделяющие его от Черского и Шилкинско-Алеурского (Хв) гидрогеологических массивов. Кроме того, в юго-западной части его площади известны малые артезианские бассейны; Кангильский (41) и Арбагаро-Холбонский (44).

В геологическом отношении Нерчинско-Куэнгинский гидрогеологический массив слагают в основном гранитоиды палеозоя.

2. Шилкинско-Алеурский гидрогеологический массив (Хв) (южная часть **) расположен северо-восточнее Нерчинско-Куэнгинского мас-

* Северная его часть находится в Олекмо-Витимской гидрогеологической складчатой области

** Северная часть массива расположена в Северной Даурии *(прим. ред.)*

сива. В его пределах располагаются Ундургинский (30), Оловский (34), Куэнгинский (42) и Усть-Карский (35) артезианские бассейны. Эта группа бассейнов представляет юго-западную ветвь линейной системы артезианских бассейнов, прослеживающейся вдоль долины р. Черный Урюм и далее к северо-востоку, в пределах Олекмо-Витимской складчатой области. К северо-востоку Шилкинско-Алеурский гидрогеологический массив сменяется небольшим по протяжению Амазарским гидрогеологическим массивом (XIв), к которому относятся малые артезианские бассейны: Могочинский (24) на северной окраине, и Нижне-Шилкинский (28) на юге его.

Центральную часть Восточного Забайкалья занимает сложный Борщовочный гидрогеологический массив (XVIIв), отделенный долинами рек Ингоды и Шилки от расположенных к северу от них Нерчинско-Куэнгинского, Шилкинско-Алеурского и Амазарского массивов. Западная часть Борщовочного массива, включающая Могойтуйский гидрогеологический массив, известна под названием Агинского палеозойского поля, сложенного осадочно-метаморфическими породами. Восточная часть Борщовочного гидрогеологического массива, вытянутая в северо-восточном направлении по правобережью р. Шилки до слияния ее с Аргунью, характеризуется большой длиной. Сложена она в основном гранитоидами палеозоя и подчиненными им амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами нижнего палеозоя — докембрия. В пределах Борщовочного гидрогеологического массива с юго-запада на северовосток расположены следующие артезианские бассейны: Верхне-Ононский (77), Цуголовский (65), Боржигантайский (60), Балейский (51) и Ундино-Даинский (45). Из них Цуголовский и Боржигентайский имеют нижнечетвертичный — палеоген-неогеновый возраст отложений чехла, а остальные — верхнеюрский — нижнемеловой и нижнемеловой.

Верхне-Ононский артезианский бассейн отделяет юго-западную часть Борщовочного гидрогеологического массива (XVII в) от массива Эрмана (XX).

К югу от Борщовочного гидрогеологического массива в пределах Агинского палеозойского поля расположен подрайон северной окраины бессточной Центрально-Азиатской впадины (XXI), а также Тургино-Харанорской впадины и ее горного обрамления (XVIII).

К востоку от него простирается сложный гидрогеологический массив горных хребтов Кукульбей, Газимурского, Урюмканского, Нерчинского, Кличкинского и Аргунского (XIX). Эти массивы разделяют следующие межгорные артезианские бассейны с юго-запада на северовосток: Западно-Урулюнгуйский (75), Верхне-Газимурский (66), Газимурский (52), Верхне-Уровский (53), Уровский (54), Урюмканский (43), Будюмканский (39), Восточно-Урулюнуйский (76), Верхне-Аргунский (68), Савва-Борзинский (72), Чашино-Ильдиканский (67), Серебрянский (55) и Нижне-Аргунский (56). Отложения чехла этих артезианских бассейнов имеют нижнемеловой возраст.

Особое положение занимают Тургино-Харанорский (71) и Борзинский (74) артезианский бассейны, расположенные в пределах гидрогеологического подрайона — юго-восточной окраины Агинского массива XVIII. Подземные воды этих бассейнов через долины рек Борзи и Турги вливаются в Онон. По-видимому, они прежде относились к бессточным бассейнам Центрально-Азиатской впадины, но в связи с перестройкой речной сети Нерчинской Даурии во вторую половину четвертичного периода были захвачены правыми притоками рек Онона, Онон-Борзи и Турги и тем самым включились в систему стока Амура.

К артезианским бассейнам Центрально-Азиатской впадины принадлежат: Цасучеевский (73), Дурулгуевский (78), Зун- и Барун-Торей-

ские (79). Последние приурочены к бессточным котловинам, обрамленным палеозойскими осадочно-метаморфическими породами, прорванными гранитами. Для Торейского и Дурулгуевского артезианских бассейнов характерны солоноватые воды верхних водоносных горизонтов внутренних частей бассейнов, а для краевых — пресные.

Гидрогеологическая складчатая область Восточного Забайкалья (Нерчинская Даурия) в целом характеризуется развитием среднегорных гидрогеологических массивов и широким распространением многочисленных линейных, групповых и одиночных артезианских бассейнов забайкальского типа: малых и средних по размерам. На юге обосабливаются бассейны монгольского типа.

Палеозойские и мезозойские водоносные комплексы и гидрогеологическая формация гранитоидов составляют основной фон фундамента, которому подчинены редкие карстовые бассейны, приуроченные к карбонатным породам нижнего палеозоя. Условия водообмена здесь весьма своеобразны и обусловлены характером рельефа, а также типом и мощностью мерзлой зоны, выклинивающейся на юг. Подземные воды складчатой области Восточного Забайкалья относятся к пресным, но имеют более высокую минерализацию по сравнению с водами Олекмо-Витимской области и Центрального Забайкалья. Отмечается рост минерализации и изменение состава ее в направлении от водоразделов к дну долин и котловин (вертикальная поясность), а также с севера на юг (широтная зональность). Следовательно, вертикальная поясность достаточно отчетливо проявляется на общем фоне широтной зональности вод.

В южной части Восточного Забайкалья (XVIII и XXI гидрогеологические подрайоны второго порядка) отмечается заметный рост минерализации подземных вод до слабосолоноватых. В бессточных котловинах появляются минеральные озера, окруженные ореолом солоноватых подземных вод. Зона грунтовых вод выщелачивания сменяется постепенно зоной грунтовых вод континентального засоления. Для этой области характерны также многочисленные и разнообразные по минерализации и составу углекислые источники.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ФУНДАМЕНТА

Гидрогеологическая формация разновозрастных интрузивных пород

В связи с некоторым различием химического состава подземных вод, формирующихся в кислых, щелочных и субщелочных породах этой формации, целесообразнее дать раздельное их описание.

Нижнепротерозойские гранитоидные породы широко распространены в Кодаро-Удоканской зоне. Они прослеживаются во внутренней и в периферической части этой зоны. В составе гранитоидов наблюдаются равномернозернистые или порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты, граносиениты и гнейсовидные граниты. Некоторые данные о подземных водах этих пород, вскрытых в долине р. Наминги, приведены в табл. 13.

Глубина залегания подземных вод в гранитах колеблется в широких пределах и определяется мощностью зоны многолетнемерзлых пород. Так, вблизи пос. Наминга нижняя граница нулевых температур, по расчетным данным, в пойменной части долины проходит на глубине 150—220 *м*, что соответствует 1250—1280 *м* абсолютной высоты, а в 4—5 *км* от поселка в гранитоидах встречены подземные воды на глубине 70,5 и 115,8 *м*. Воды являются напорными. Статический уровень их установился на глубине 17,7 и 27,8 *м*, а напор соответственно составил 52,7

Таблица 13

Сведения о подземных водах протерозойских гранитов, вскрытых скважинами в долине р. Наминги

Номера скважин	Местоположение	Состав водовмещающих пород	Глубина залегания обводненной части пород, *м*		Мощность, *м*	Глубина залегания статического уровня, *м*	Величина напора, *м*	Понижение, *м*	Дебит, *л/сек*
			от	до					
1	Днище долины р. Наминги, против устья кл. Скользкого	Крупнозернистые биотитовые граниты	115,8	124,0	8,2	27,8	88	3,2	1,66
2	В 500 *м* от скв. № 1 вверх по долине р. Наминги	То же	70,5	87,5	17,0	17,75	52,7	Нет сведений	0,2
3	Днище долины р. Наминги	Среднезернистые биотитовые граниты	118,6	150,1	31,5	22,0	96,6	То же	0,6—0,8
4	Днище долины р. Наминги (у головки наледи)	Крупнозернистые биотитовые порфировидные граниты	86,0	94,0	8,0	11,5	74,5	„ „	Нет сведений

и 88 *м*. Как видно из табл. 13, обводненность пород оказалась весьма неравномерной. В скв. 2 при мощности обводненных пород, равной 17 *м*, дебит оказался всего лишь 0,2 *л/сек*, а в скв. 1 при мощности пород в 8,2 *м*, дебит скважины составил 1,66 *л/сек*.

На остальной площади распространения протерозойских гранитоидов сведения о степени их обводненности можно получить из наблюдений за ростом наледей, питающихся водами этих гранитоидов (табл. 14).

Как видно из таблицы и по данным наблюдений за наледями, протерозойские гранитоидные породы характеризуются весьма непостоянной обводненностью, тесно связанной с их трещиноватостью. Наблюдающиеся высокие расходы родников в долинах рек Наминги, Нижнего и Верхнего, а также Левого Ингамакитов объясняются прохождением здесь зон тектонических нарушений, сопровождающихся повышенной трещиноватостью пород.

Химический состав подземных вод протерозойских гранитоидов изучен слабо. По данным небольшого числа анализов, часть из которых приведена в табл. 15, эти воды вблизи центральных частей горных сооружений характеризуются гидрокарбонатным натриевым и магниево-натриевым составом с минерализацией от 20 до 50 *мг/л*. Реже среди вод отмеченной минерализации встречаются гидрокарбонатные магниево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. При движении вниз по долине, пересекающей горный хребет, или при увеличении глубины залегания обводненной зоны состав воды сменяется на гидрокарбонатный кальциево-натриевый или натриево-кальциевый с одновременным увеличением минерализации до 0,1—0,2 *г/л*.

Палеозойские и мезозойские гранитоиды пользуются широким распространением на территории Читинской области, но воды их изучены очень слабо и весьма неравномерно по площади. Так, В. Я. Киселев и Г. А. Стомаченко, проводившие в 1958—1959 гг. исследования на тер-

Таблица 14

Результаты наблюдений за ростом наледей, питающихся подземными водами протерозойских граинтондов

Местоположение	Геологические условия места выхода	Объем льда с момента образования наледи до даты наблюдения, тыс. $м^3$	Средний расход, *л/сек*	Дата обследования
Верхняя наледь, р. Наминга	Борта долины сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами	3200	150—170	1/V 1961 г.
Большая наледь, р Нижний Ингамакит	То же	4220	350	6/III 1962 г.
Группа наледей в долине р. Верхний Ингамакит:				
а) верхняя	„	225	19	3/III 1962 г.
б) средняя	„	53	4,5	3/III 1962 г.
в) нижняя	„	623	54	2/III 1962 г.
Наледь в долине р. Талая (Левый Ингамакит)	„	113	9,5	4/III 1962 г.
Источник в основании правого склона долины руч Лиственничного	Борта долины в месте образования наледи и вверх по долине (4—5 *км*) сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами	27	2	9/IV 1962 г.

ритории Тунгиро-Олекминского района, отмечают, что на участках развития тундрового ландшафта не встречено источников, получающих питание из гранитов. Глубина залегания подземных вод в гранитах наиболее распространенного здесь амуджикано-шахтаминского комплекса составляет 70—75 *м*. Водообильность скважин в гранитах, по данным пробных и опытных откачек, изменяется от 0,3 до 1,4 *л/сек*. Воды, вскрытые скважинами, имеют минерализацию до 0,3—1,3 *г/л*; по составу они — гидрокарбонатные кальциевые и реже натриевые. Иногда эти воды имеют сложный катионный состав — магниево-натриево-кальциевый или кальциево-натриевый. В подземных водах гранитов этих районов, кроме широко распространенных кремния, алюминия и железа, спектральным анализом установлено присутствие следов молибдена, меди, никеля, хрома, титана, бария и галия.

В Чернышевском и Могочинском районах выходы подземных вод гранитов сравнительно редки, что прежде всего определяется сплошным распространением зоны многолетнемерзлых пород. Гидрогеологические исследования, проведенные в разное время П. И. Трофимуком, Н. П. Михалевым, И. Н. Бирко и другими, показали, что глубины залегания подземных вод при вскрытии таликов изменяются в пределах от 10 до 50 *м*. В Могочинском районе обводненность гранитов, разрушенных процессами выветривания, невелика. Удельный дебит скважин не превышает 0,005 *л/сек*. В окрестностях ст. Могочи водоприток в штольню на глубине 40 *м* не превышал 18 $м^3$/*час* (табл. 16).

В пределах Малханского хребта (Центральное Забайкалье) с нижнепалеозойскими гранитоидами связаны источники, имеющие дебит не

более 0,5 *л/сек*. Буровыми скважинами, в районе сел Мало-Архангельское и Верхней Шергольджим Красночикойского района, подземные воды вскрыты на глубине от 3 до 22 *м*. Дебит скважин изменяется от 0,03 до 0,6 *л/сек*.

На междуречье Хилка и Чикоя подземные воды гранитов, по Д. Н. Лахно (1957), характеризуются общей минерализацией 0,02—0,3 *г/л*. Из анионов преобладают гидрокарбонаты (до 90% *·экв*). Содержание сульфатов и хлоридов не превышает 10% *·экв*. В составе катионов доминирует кальций (от 50 до 90—95% *·экв*). Магний является вторым по значению. Содержание его достигает 25—36% *·экв*. Второе место иногда занимает натрий (до 20—25% *·экв*). Известны источники и со значительным содержанием натрия (табл. 17 бассейн р. Унго).

Спектральным анализом в подземных водах гранитов Малханского хребта устанавливаются в значительных количествах цинк (сотые доли %), медь, хром и др.

Неоднородной водообильностью отличаются и разновозрастные гранитоиды в бассейне Хилка. Откачками из скважин, вскрывших воды на глубинах от 7 до 27 *м*, установлено, что удельный их дебит колеблется от 0,0001 *л/сек* (ст. Баляга) до 1,1 *л/сек* (г. Петровск Забайкальский). Чаще удельный дебит скважин в этом районе составляет 0,05—0,2 *л/сек*.

В северной части Зачикойской горной страны и в пределах Ингода-Былыринского междуречья в Центральном Забайкалье выходы трещинных вод гранитов приурочены обычно к долинам рек. В большинстве случаев вода поступает из толщи четвертичных отложений, реже непосредственно из трещин. Дебит источников колеблется обычно от 0,02 до 0,5 *л/сек* (бассейны Чикоя, Ингоды, Кыры и Былыры). В период интенсивного выпадения атмосферных осадков дебит повышается до одного и реже до 2 *л/сек* (район горы Кондратьев мыс, долина р. Маректа).

Широкое распространение мерзлой зоны определяет очень низкую температуру подземных вод, до 2° С. Лишь во второй половине лета температура воды в источниках повышается до 4° С.

Минерализация подземных вод гранитоидов Центрального Забайкалья крайне незначительная. Лишь изредка она достигает 60—70 *мг/л* Особенно низкой минерализацией, не превышающей 10—20 *мг/л*, отличаются трещинные воды в гольцовых районах (Лахно, 1955; Степанов, 1956; Цыганок, 1963). Химический состав вод, как правило, гидрокарбонатный. Содержание гидрокарбонатного иона достигает 95—100% *·экв*. Из катионов для слабоминерализованных вод района гольца Сохондо наиболее характерен магний или натрий. Так, например, в бассейне р. Кыры содержание натрия в водах гранитов достигает 50—60% *·экв*. Увеличение общей минерализации до 0,1 *г/л* сопровождается преобладанием кальция (табл. 18). Это особенно хорошо заметно в направлении от высокогорных районов бассейна Чикоя к среднегорью Хилок-Ингодинского междуречья (Фельдман, Фомин, 1957; Молчанов, Ильинский, 1963—1964), а также в системе левых притоков верховьев Онона.

Дебит источников палеозойских гранитов Центрального Забайкалья несколько больше, чем мезозойских.

В Халзанском массиве подземные воды вскрыты в разных его частях на глубине от 1—2 до 30—40 *м*. Пробные откачки из скважин установили невысокую водообильность гранитов. Многие из них оказались практически безводными. Лишь скважины, вскрывшие тектонические трещины, характеризовались удельным дебитом 0,2—0,5 *л/сек*.

Более 80% общего числа обследованных источников Халзанского массива приурочены к склонам южной экспозиции. Дебит источников колеблется от сотых долей до 2 *л/сек*. Режимные наблюдения, проведен-

Таблица 15

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации интрузивных пород Кодарский интрузивный массив
(по данным А. А. Шпака и Ю. П. Скляревского, 1963; Э. Ф. Гриталя и В. И. Кривеико, 1962)

Местоположение водопункта	Литологический состав водоносных пород	Дата взятия пробы воды	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Источник на левом склоне долины р Левый Ингамакит	Граниты крупнозернистые, светло-серые, порфировидные	8/VII 1961 г.	6,3	Нет сведений	0,3	0,05	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,06 9	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	39 0,63 91	Нет сведений	8 0,38 54	Нет сведений	2 0,1 15	3 0,21 31	0,2	Нет	3
Источник на правом склоне долины р. Левый Ингамакит	То же	8/VII 1961 г.	7,2	9	0,6	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,12 15	"	"	"	41 0,67 85	"	6 0,16 20	"	6 0,32 40	4 0,31 40	Нет сведений		2
Источник в основании правого склона долины правого притока рч. Вакат	Граниты крупнозернистые, биотитово-роговообманковые	25/VII 1961 г.	6,4	8	0,1	0,03	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,06 14	4 0,08 18	"	"	18 0,29 68	"	8 0,35 82	"	1 0,05 12	0,3 0,03 6	"	"	4
Источник на левом склоне долины р Кемен	Граниты крупнозернистые, светло-розовые, биотитовые	28/VIII 1961 г.	7,0	7	2,2	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,08 3	Нет сведений	"	"	170 2,78 97	"	14 0,63 22	"	42 2,12 74	2 0,11 4	"	"	5
Источник на расстоянии 1,3 *км* от высоты с отметкой 1993,9 *м*	То же	22/IX 1961 г.	6,4	15	0,9	0,04	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,09 16	8 0,16 27	"	"	20 0,33 57	"	11 0,48 83	"	2 0,1 17	Нет сведений	0,3	"	3
Наледь в долине р Наминги	Граниты	Нет сведений	7,0	0,5	0,7	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 11	Нет сведений	"	"	73 1,2 89	"	1,4 0,59 44	0,4 0,02 2	11 0,53 39	3 0,21 15	Нет сведений	"	Нет сведений
Наледь в долине р Наминги	"	"	6,8	4	0,5	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,07 5	4 0,08 6	"	"	76 1,25 89	"	21 0,9 65	0,2 0,01	9 0,44 32	0,6 0,05 3	"	0,3	"

ные Г. А. Стомаченко (1957), показали тесную зависимость дебита источников от метеорологических условий. Весной (апрель — май) дебит источников бывает незначительным (пади Качера и Шойнича), а летом после выпадения атмосферных осадков (июль — август) увели-

Таблица 16

Сведения о водопритоках в штольню, заложенную в палеозойских гранитах в окрестностях ст. Могочи
(по данным Н. П. Михалева)

Водообильность / Дата	1959 г.														1960 г.		
	5/VI	18/VI	11/VII	18/VII	11/VIII	11/VIII	3/IX	20/IX	9/X	28/X	5/XI	30/XI	10/XII	20/XII	4/I	25/I	2/II
Длина штольни, *м*	250	300	400	440	500	570	600	750	840	950	1000	1040	1200	1260	1360	1500	1550
Водоприток, *м³/час*	Нет	0,1	0,2	0,4	3	8	11	18	15	8,5	3,6	1	0,5	0,2	0,04	0,03	0,02

Таблица 17

Сведения об источниках Малханского хребта, питающихся подземными водами нижнепалеозойских гранитов

Местоположение, абсолютная отметка выхода источника, *м*	Дебит, *л/сек*	Температура, °С	Формула Курлова
Долина р. Унго. В 56 *км* от дер. Усть-Обор, 980 . .	0,02	0,5	$M_{0,056}\frac{HCO^3\ 100}{Ca\ 63\ Mg\ 33}$
В долине р. Оська (бассейн р. Унго), 820	0,3	2,0	$M_{0,18}\frac{HCO^3\ 100}{(Na+K)\ 65\ Ca\ 35}$
Долина р Бугутай, 1100	0,05	0,5	$M_{0,029}\frac{HCO^3\ 100}{Ca\ 83\ Mg\ 13}$
Бассейн р. Хилка, 660 . .	0,02	3	$M_{0,282}\frac{HCO^3\ 92\ SO^4\ 8}{Ca\ 62\ Mg\ 25\ (Na+K)\ 13}$
Долиина р. Энгорок (бассейн р Блудная), 940 . .	0,5	1	$M_{0,051}\frac{HCO^3\ 100}{Ca\ 50\ (Na+K)\ 42}$

Таблица 18

Сведения об источниках Центрального Забайкалья, питающихся подземными водами палеозойских и мезозойских гранитов

Местоположение, абс отметка выхода источника, *м*, возраст	Дебит, *л/сек*	Температура, °С	Формула Курлова	Фамилия исследователя, год
Верховье рч Улури, в 16 *км* от с Былыра, 1480, Pz	1,0	0,5	$M_{0\,019}\frac{HCO^3\ 100}{(Na+K)\ 55\ Mg\ 45}$	Д Н Лахно, 1955 г
Бассейн рч Улури, в 8 *км* на ЮВ от оз Угдыри, Pz	0,5	0,5	$M_{0\,019}\frac{HCO^3\ 100}{Mg\ 57\ (Na+K)\ 43}$	Д Н Лахно, 1955 г
Бассейн р Ингоды, долина р Б Улелей, 1180 Pz	0,8	0,5	$M_{0\,021}\frac{HCO^3\ 100}{Mg\ 93}$	В М Степанов, 1956 г
Бассейн р Ингоды, падь Оселковая, 1200, Pz	0,1	0,5	$M_{0\,027}\frac{HCO^3\ 100}{Mg\ 70\ (Na+K)\ 30}$	В М Степанов, 1956 г
Бассейн р Джила, 1100 Mz	0,1	2,0	$M_{0\,018}\frac{HCO^3\ 100}{(Na+K)\ 52\ Mg\ 48}$	В М Степанов, 1956 г
Долина р Ушмун, 1100 Mz	0,01	5,0	$M_{0\,018}\frac{HCO^3\ 100}{Mg\ 76\ (Na+K)\ 21}$	В М Степанов, 1956 г
Бассейн р Былыры В 4 *км* к ЮВ от пос Усть Арашантуй, Pz	0,3	1,0	$M_{0,034}\frac{HCO^3\ 88\ SO^4\ 12}{Mg\ 57\ (Na+K)\ 43}$	Л Л Богданова, 1956 г
Бассейн р Кыры В 2 *км* на ЮВ от с Былыры, 950, Mz	0,2	7,0	$M_{0\,05}\frac{HCO^3\ 100}{Ca\ 87\ (Na+K)\ 13}$	Д Н Лахно, 1956 г
Бассейн р Кыры, падь Джаргалантуй, 1440 Pz	0,5	0,3	$M_{0\,029}\frac{HCO^3\ 100}{(Na+K)\ 50\ Mg\ 50}$	Л Л Богданова, 1956 г
Бассейн р Ингоды, падь Маректа, 1100, Pz	2,0	5,0	$M_{0\,061}\frac{HCO^3\ 100}{Mg\ 70\ (Na+K)\ 30}$	В М Степанов, 1956 г
Бассейн р Ингоды, в 16 *км* на ЗЮЗ от пос Ленинского, 940	0,2	4 0	$M_{0\,116}\frac{HCO^3\ 100}{Ca\ 42\ Mg\ 35\ (Na+K)\ 23}$	В М Степанов, 1956 г

чивается до 1—2 *л/сек* Многие источники этого района функционируют в течение всего года и перемерзают зимой лишь при температуре ниже 50° С

Минерализация подземных вод этих гранитов обычно не превышает 0,05—0,08 *г/л* Изредка, при выходе вод из-под покрова рыхлых отложений в краевых частях массива, она достигает 0,1 *г/л* Воды повсеместно гидрокарбонатные кальциевые и реже натриевые (табл 19)

На западном склоне хр Черского подземные воды вскрываются скважинами и колодцами на глубине от 10 до 18 *м* (долины правых притоков р Ингоды), на восточном хр Даурский от 10 до 25 *м*, в отрогах хр Борщовочный до 20—50 *м* Мощность водоносной зоны для трещинно-грунтовых вод составляет 30—40 *м* На большей площади своего развития эти воды характеризуются свободной поверхностью уровня и лишь в долинах рек, выполненных рыхлыми отложениями, они обладают напором В устьевых частях долин величина напора иногда превышает 40—50 *м* Водоносность гранитов здесь очень неравномерна Так, напри-

мер, в бассейне верховьев Туры и Или наибольший процент источников (56%) характеризуется дебитом от 0,3 до 1 *л/сек*, а в бассейне верхнего течения р. Онона (45%) — от 1 до 3 *л/сек* (табл. 20).

Воды источников характеризуются, как правило, гидрокарбонатным составом. В большинстве случаев содержание HCO_3 составляет более 90% *мг·экв*. Преобладают обычно натриево-кальциевые воды. В бассейне верховьев Онона количество источников, характеризующихся водой натриево-кальциевого состава, определяется 55—60%. Несколько реже отмечаются кальциево- или магниево-натриевые (20—25%) и очень редко — нитриево- или кальциево-магниевые воды. Для натриево-кальциевых вод величина минерализации составляет от 0,10 до 0,16 *г/л*, часто от 0,12 до 0,14 *г/л*, для кальциево-натриевых — от 0,07 до 0,14 *г/л*, а чаще всего — 0,08—0,10 *г/л* (табл. 21).

В Восточном Забайкалье подземные воды гранитов вскрываются многими скважинами и колодцами на различных глубинах. Так, например, в междуречье Олова и Куэнги подземные воды вскрыты в 25—30 *м* от поверхности в долинах и в 50—60 *м* — на водоразделах (Ясько, 1961). В районе г. Балея глубина залегания колеблется от 0 до 100 *м* (Орлова, 1958); на территории, заключенной между реками Ононом, Шилкой и Аргунью, — от 20 до 170 *м* (Лапай, 1956, 1957, 1958 и др). Наряду с трещинно-грунтовыми водами широко развиты трещинно-жильные, характеризующиеся высоким напором. По отдельным скважинам величина напора составляет около 150 *м*. Многие из скважин фонтанируют (район г. Балея, села Ушмун, Калга, Бишигино и др.). Напорный характер подземных вод гранитов обусловлен неравномерной трещиноватостью и наличием линз многолетнемерзлых пород.

Водоносность гранитов Восточного Забайкалья обычно невысокая (табл 22). В бассейне верховьев Куэнги и Олова удельный дебит скважин определяется тысячными долями литра в секунду; притоки воды в разведочные шахты (глубина 100—120 *м*) 25—30 $м^3$/*час*. Для остальной территории Восточного Забайкалья дебит скважин составляет чаще всего десятые доли литра, реже — единицы литров в секунду (до 3,5 *л/сек*) при снижении уровня на 10—60 *м* (см. табл. 22). Дебит самоизливом колеблется от 0,6 до 2 *л/сек*.

Неравномерный характер обводненности гранитов сказывается и на дебите источников. В пределах горного обрамления Зюльзинской и Оловской депрессий, а также в бассейне нижнего течения р. Ингоды и верхнего течения Шилки дебит большинства источников не превышает 1—1,5 *л/сек* В бассейне р. Газимура этому значению соответствует более 60% источников. На долю источников с дебитом от 1 до 5 *л/сек* и более 5 *л/сек* приходится 30% от общего их количества (табл. 23).

Источники с дебитом более 5 *л/сек* среди гранитов Читинской области наблюдаются крайне редко. Для бассейна р. Газимура они составляют около 2%.

В целом трещинно-грунтовые воды гранитов Восточного Забайкалья характеризуются невысокой минерализацией, редко превышающей 0,3 *г/л*. Как правило, это обычно гидрокарбонатные воды иногда сложного катионного состава. Содержание гидрокарбонатного иона в большинстве случаев превышает 90% *·экв*.

В бассейне нижнего течения р. Нерчи наиболее типичны магниево- и натриево-кальциевые, реже — кальциево-натриевые воды. Для кальциево-натриевых вод характерна чаще всего невысокая минерализация — до 50—60 *мг/л* для магниево- и натриево-кальциевых — от 50 до 200 *мг/л* (Осадчий, Портнов и др., 1957; Богомолов, 1959). Такая же закономерность сохраняется в бассейне нижнего течения р. Ингоды (Портнов, 1958 и др.), на правобережье Шилки (Орлова, 1958) и еще

Таблица 19

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации разновозрастных интрузивных пород Зачикойской складчатой зоны
(по данным В И Цыганка, 1963)

Местонахождение источника и абсолютная отметка, *м*	Литологический состав пород	Дата взятия проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации										
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}
Долина р. Агуцы, 1810	Граниты порфировидные биотитовые	16/IX 1962 г.	6,3	Нет сведений	0,1	0,02	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 40	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	9 0,15 60	2 0,11 44	0,2 0,01 4	2 0,1 40	0,3 0,03 12	0,1	Нет сведений
Долина рек Барун-Быркыктын-Сала, 1780	Граниты, гранодиориты порфировидные	22/IX 1962 г.	6,2	То же	0,1	0,01	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 55	То же	То же	То же	5 0,08 45	2 0,07 39	0,15 0,01 6	1 0,08 44	0,3 0,02 11	0,1	Следы
Долина рек Барун-Шевартай, 1540	Гранодиориты порфировидные биотитовые	11/VIII 1962 г.	6,2	„ „	0,2	0,03	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 29	„ „	„ „	„ „	15 0,25 71	1 0,06 14	0,5 0,02 9	5 0,25 71	0,3 0,02 6	0,1	Нет сведений
Долина р. Кумыльской Алии, 1480	Гранодиориты порфировидные биотитовые	9/IX 1962 г.	6,3	„ „	0,3	0,03	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 25	„ „	„ „	„ „	18 0,3 75	2 0,08 20	0,4 0,02 5	5 0,25 63	0,6 0,05 12	Нет сведений	То же
Долина р Билютуя, 1340	Гранодиориты биотитово-роговообманковые	4/VII 1962 г.	6,5	„ „	0,3	0,03	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,12 27	„ „	„ „	„ „	20 0,33 73	1 0,06 13	0,7 0,04 9	4 0,23 51	2 0,12 27	0,1	Следы
Долина р Джаргалантуй, 1280	Гранодиориты биотитово-роговообманковые	14/X 1962 г.	6,4	„ „	0,3	0,03	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,07 19	2 0,04 11	„ „	„ „	15 0,25 70	0,2 0,01 3	0,2	5 0,25 69	1 0,1 28	Нет сведений	0,1
Долина р Шикалана, 1280	Гранодиориты биотитово-роговообманковые	8 IX 1964 г.	6,5	„ „	0,3	0,04	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 18	Нет сведений	„ „	„ „	27 0,45 82	3 0,14 27	0,5 0,03 5	6 0,3 55	1 0,08 13	То же	Нет сведений
Долина р Кулинды, 1180	Гранодиориты биотитово-роговообманковые	18/X 1962 г.	7	„ „	0,9	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,07 7	То же	„ „	„ „	56 0,93 93	2 0,06 6	0,15	14 0,7 70	3 0,24 24	Нет	Нет
Долина р Таретуя, 1040	Гранодиориты биотитово-роговообманковые	12/X 1962 г.	6,5	„ „	0,9	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,07 6	4 0,08 7	5 0,08 8	„ „	53 0,88 79	3 0,21 19	0,15	14 0,68 61	3 0,22 20	Следы	.
Долина р Кыры, 1000	Гранодиориты биотитово роговообманковые	15/X 1962 г.	6,9	„ „	0,9	0,09	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 8	4 0,08 7	4 0,06 5	0,45 0,01 1	58 0,95 79	7 0,3 25	0,2	14 0,69 57	3 0,21 18	0,1	

Таблица 20

Сведения о водоносности гранитов для территорий, лежащей между Центральным и Восточным Забайкальем

Район обследования	Пределы колебаний дебита источников, л/сек										Фамилия исследователя и год
	0,1—0,3		0,3—0,5		0,5—1		1—3		3—5		
	количество	%	количество	%	количество	%	количество	%	количество	%	
Бассейн верхнего течения рек Или и Туры	9	17	16	29	15	27	11	20	4	7	Молчанов Н. А., Ильинский Ю. Ф., 1964
Бассейн верхнего течения р. Онона	4	10	4	10	10	25	18	45	4	10	Богомолов Н. С., Самойленко В. Н., 1964

южнее — в бассейне р. Газимура (Овчаренко, Коржов, 1964), но наряду со слабоминерализованными водами здесь широко развиты воды с более высокой минерализацией от 0,2 *г/л* до 0,3—0,36 *г/л* (табл. 24). На левобережье Аргуни увеличение минерализации до 0,2—0,3 *г/л* происходит за счет усложнения анионного состава, когда гидрокарбонатные воды сменяются сульфатно- или хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатными.

Более высокой минерализацией по сравнению с трещинно-грунтовыми, отличаются трещинно-жильные воды, вскрываемые многочисленными скважинами в мелких тектонических разрывах и системе трещин, генетически с ними связанных. По данным бурения, вода (около 60% скважин) характеризуется минерализацией от 0,3 до 0,5 *г/л* (см. гл. IV).

Щелочные и субщелочные породы по сравнению с общей площадью, занимаемой интрузивными образованиями кислого состава, имеют резко подчиненное значение. Они развиты в пределах Олекмо-Витимской горной страны, в центральной части Удоканского хребта и в других местах. Эти породы здесь объединены в особый алданский комплекс. Подземные воды, связанные с этим комплексом, совсем не изучены.

В южной и центральной частях области в размещении щелочных и субщелочных образований, слагающих так называемые малые интрузии, наблюдается вполне определенная закономерность. Она выражается в приуроченности интрузивных массивов к зоне северо-восточного направления, протягивающейся от с. Красный Чикой на юго-западе до верховьев долины р. Тунгир на северо-востоке. Щелочные породы, как правило, слагают небольшие штокообразные тела площадью от 40 до 90 *км*^{2}. Однако в общем геологическом плане мелкого масштаба серия этих тел образует отчетливо выраженный пояс, располагающийся в центральной части зоны варисской складчатости. Наиболее крупными массивами в пределах отмеченного пояса являются Торгинский, Молоковский, Кукинский, Яблоновый, Тайдутский.

Торгинский щелочной гранитоидный массив располагается в междуречье Торги — Нерчи, протягиваясь по левобережью Торги от ее истока до с. Олинского. Общая площадь массива составляет несколько сотен квадратных километров. Наиболее распространенными породами данной интрузии являются щелочные и субщелочные эгириновые и аляскитовые граниты, которые дают фациальные переходы к граносиенитам и сиенитам (Стрелов, 1959).

Молоковский и Кукинский массивы располагаются к югу и юго-западу от г. Читы (в районе санатория Молоковки и сел Куки и Красной Речки). Кукинский массив сложен в основном щелочными, а Молоковский — субщелочными гранитоидами. Два других массива, сложенных аналогичными породами, располагаются к северо-западу от г. Читы, в центральной части Яблонового хребта и на его северном склоне (Кузнецов, 1959). Массивы значительно меньших размеров имеются в верховье долины р. Хилка (по 80—90 *км*^{2}) и у с. Красный Чикой. Наиболее вероятным возрастом пород является триасовый.

В пределах отмеченных массивов подземные воды связаны в основном с зоной эффективной тектонической трещиноватости, глубина которой определяется в 60—80 *м*. По условиям формирования, распределения по площади, зависимости глубины залегания от элементов рельефа, выхода на поверхность и режима подземные воды щелочных и субщелочных пород не отличаются от подземных вод палеозойских и мезозойских гранитоидов, описанных выше. Небольшое различие состоит лишь в химическом составе воды.

В пределах Торгинского интрузивного массива обследован 31 источник. Из них более половины имеют дебит 0,5 *л/сек* и выше, остальные 0,1—0,5 *л/сек* (табл. 25).

По степени водоносности субщелочные гранитоиды данного массива не отличаются от средне- и верхнепалеозойских гранитов, среди которых они залегают. Притоки воды в скважине, пройденные в субщелочных гранитоидах Яблонового хребта, составляют от 0,9 до 6,2 *л/сек* (Шпак, 1961), что видно из табл. 26.

В пределах Кукинского и Молоковского массивов субщелочных и щелочных гранитоидов дебит источников составляет чаще всего от 1 до 3 *л/сек* (табл. 27). Приток воды в скв. 2214, пройденную в субщелочных гранитоидах Кукинского массива, составлял 2,5 *л/сек* при понижении на 4,1 *м* (Богомолов, Будзинский, Коржов, 1961). Источники субщелочных гранитоидов Тайдутского массива характеризуются дебитом в среднем от 0,5 до 1,5 *л/сек* (Фельдман, Фомин, 1957).

По химическому составу трещинные воды щелочных и субщелочных гранитоидов Торгинского интрузивного массива относятся преимущественно к гидрокарбонатным натриевым (табл. 28). Вторым по преобладанию является кальций, из анионов второе место занимает ион хлора. Химический состав подземных вод щелочных и субщелочных пород Молоковского и Кукинского интрузивных массивов характеризуется минерализацией от 0,03 до 0,09 *г/л* и гидрокарбонатным составом (табл. 29). Ионы хлора обычно преобладают над сульфат-ионом, хотя бывают и обратные соотношения. Натрий, как правило, преобладает над кальцием. Иногда соотношения между ними обратные. Воды гранитоидов нормального ряда характеризуются в среднегорных районах чаще всего гидрокарбонатным кальциевым составом. Наличие среди них вод натриевого состава указывает на существование в месте выхода источника щелочных пород*. Иногда источники с натриевым составом воды находятся вблизи контакта щелочных пород с вмещающими или несколько удалены от него. Это особенно характерно для вод с минерализацией выше общей фоновой, формирующихся в пределах относительно крупных массивов щелочных гранитов. По величине минерализации подземные воды щелочных пород не отличаются от трещинных вод гранитоидов нормального ряда и вод метаморфических сланцев. В большинстве случаев величина минерализации не превышает здесь

* Наличие гидрокарбонатных натриевых вод присуще и обычным гранитам на большой глубине от поверхности земли *(прим. ред.)*

Таблица 21

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации разновозрастных интрузивных пород бассейна верховьев рек Туры и Или и бассейна верхнего течения р Оюна.

(по данным Н А Молчанова, Ю Ф Ильинского 1963, Н С Богомолова и В Н Самойленко, 1963)

Местонахождение источника	Литологический состав пород	Дата взятия проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая *мг-экв*	Минерализация *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2 *мг/л*
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Долина р Дульдурги	Граниты среднезернистые и порфировидные, преимущественно биотитовые	3/VII 1963 г.	6,4	6	0,5	0,05	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 7	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	38 0,62 93	3 0,13 20	0,15 0,01 1	7 0,37 55	2 0,15 22	0,3 0,01 2	Нет сведений	14
То же	То же	5/VII 1963 г	6,4	7	0,4	0,05	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,07 11	.	.	.	33 0,55 89	3 0,14 22	0,2 0,01 2	7 0,34 55	1 0,1 16	0,7 0,03 5	.	13
Левый склон долины р Шабартуй	„	8/VIII 1963 г.	6,4	9	0,5	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 6	8 0,17 22	.	.	34 0,55 72	5 0,20 26	0,2 0,01 2	9 0,45 58	1 0,1 13	0,3 0,01 1	.	18
Левый склон долины р Туры	„	8/IX 1963 г.	6,4	7	0,9	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,07 5	12 0,25 19	.	.	61 1,0 76	9 0,4 30	0,1 0,01 1	11 0,55 42	4 0,35 26	0,4 0,01 1	Следы	20
Левый склон долины притока р Б. Сыпчугур	„	15/X 1963 г.	6,2	9	0,8	0,09	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,07 6	8 0,17 15	Нет сведений	Нет сведений	55 0,9 79	6 0,27 24	0,2 0,01 1	14 0,7 61	2 0,15 13	0,4 0,01 1	Нет сведений	12
Правый склон долины Б Сыпчугур	„	20/X 1963 г.	6,8	7	1,4	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 3	2 0,04 3	.	Следы	90 1,47 94	2 0,08 5	0,2 0,01 1	18 0,9 58	7 0,55 35	0,1 —	0,3 0,02 1	13
Истоки руч Арын Жэлегэр	Граниты среднезернистые и порфировидные, преимущественно биотитовые	16/VI 1963 г.	6,4	7	1,1	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,07 5	8 0,17 12	Нет сведений	Нет сведений	70 1,15 83	6 0,28 20	0,2 0,01 1	18 0,9 65	3 0,2 14	0,1	Нет сведений	9
Истоки руч Арангата	То же	22/VI 1963 г.	6,3	4	0,4	0,04	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 9	2 0,04 7	.	Нет сведений	27 0,45 84	2 0,09 17	0,15 0,01 2	6 0,29 54	1 0,12 22	0,7 0,03 5	.	11
Истоки рч Дунда-Шабартуй	„	8/VIII 1963 г.	6,6	10	1	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 5	Нет сведений	.	0,01	64 1,05 95	2 0,07 6	0,2 0,01 1	15 0,75 68	3 0,25 23	0,4 0,02 2	Следы	18
Правый склон долины р Дульдурги	„	3/VII 1963 г.	6,6	5	0,6	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,07 9	.	.	Нет сведений	43 0,7 91	3 0,14 18	0,15 0,01 1	9 0,46 60	2 0,15 20	0,4 0,01 1	Нет сведений	12
Средняя часть безымянного распадка в долине р Гозакина	„	3/VII 1963 г.	6,2	4	0,6	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 8	4 0,08 6	.	.	69 1,13 86	16 0,69 52	Следы	7 0,35 27	3 0,25 19	0,6 0,02 2	Следы	18
В 1,2 *км* на юго-запад от Нижне-Ульхуинского лесоучастка	„	3/VIII 1963 г.	6,6	6	0,5	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 9	Нет сведений	Следы	Следы	61 1,05 91	12 0,54 47	0,2 0,01 1	10 0,5 44	Нет сведений	2 0,08 0,7	0,3 0,02 1	22

Продолжение табл. 21

Местонахождение источника	Литологический состав пород	Дата взятия проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая *мг-экв*	Минерализация, *г*/*л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2, *мг*/*л*
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Верховье долины р. Халанды	Граниты среднезернистые и порфировидные, преимущественно биотитовые	21/VIII 1963 г.	6,4	3	0,4	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 8	6 0,12 10	Следы	Нет сведений	66 1,08 82	18 0,77 59	0,3 0,01 1	10 0,52 40	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	12
Верховье правого распадка долины р. Халанды	То же	21/VIII 1963 г.	6,9	3	0,8	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 6	8 0,16 10	2 0,03 2	„	81 1,32 82	18 0,78 48	0,2 0,01 1	12 0,62 38	2 0,2 13	Нет сведений	Нет сведений	12
В устье распадка долины р. Халанды	„	21/VIII 1963 г.	7,1	2	1,7	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 4	6 0,12 4	Следы	Следы	158 2,59 92	24 1,05 37	0,2 0,01 1	28 1,4 50	4 0,36 12	„	„	18
Правый склон долины р. Халанды	„	21/VIII 1963 г.	7	2	1,7	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 4	4 0,08 3	Нет сведений	Нет сведений	152 2,50 93	21 0,92 34	0,2 0,01 1	25 1,24 46	6 0,51 19	„	„	18
Правый склон р. Воровской	„	23/VIII 1963 г.	7	2	1,2	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 7	Нет сведений	2 0,3 1	„	129 2,12 92	21 0,93 40	1 0,07 3	23 1,14 49	2 0,15 7	0,3 0,01 1	„	25
То же	„	23/VIII 1963 г.	6,8	3	1	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 7	„	1 0,01 1	„	117 1,92 92	21 0,92 44	0,07 3	20 0,98 47	1 0,1 5	0,3 0,01 1	„	19
Левый склон долины р. Онкоек	„	3/IX 1963 г.	7,1	9	1,8	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 2	„	0,2 0,03 1	„	160 2,62 97	20 0,88 32	0,4 0,02 1	24 1,19 44	7 0,61 23	Нет сведений	„	24
Левый склон долины р. Шугуйтуй	„	10/IX 1963 г.	7,2	6	1,3	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 3	8 0,16 9	Нет сведений	„	101 1,66 88	12 0,52 28	0,2 0,01 1	25 1,24 66	1 0,1 5	„	„	11
Устье пади Малой Чиконды	„	17/IX 1963 г.	6,8	7	1,6	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 2	6 0,12 5	3 0,16 6	„	137 2,35 87	20 0,88 34	1 0,06 2	25 1,24 48	5 0,4 16	„	„	20
Подножие левого склона долины р. Чиконды	„	17/IX 1963 г.	7	3	1,9	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 4	6 0,12 4	Нет сведений	„	155 2,55 92	18 0,81 29	0,2 0,01 1	29 1,45 52	6 0,5 18	Нет сведений	Нет сведений	16
То же	„	17/IX 1963 г.	6,9	2	1,5	0 2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 4	8 0,16 7	Следы	Следы	131 2,16 89	21 0,92 38	0,2 0,01 1	21 1,03 42	5 0,46 19	„	„	20
В распадке пади Малая Чиконда	„	17/IX 1963 г.	6,8	5	0,9	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 3	4 0,08 4	Нет сведений	Нет сведений	113 1,86 93	9 0,41 20	1 0,61 31	14 0,67 34	4 0,3 15	Следы	„	18
Вблизи устья пади Чиконда	„	18/IX 1963 г.	6,8	2	1,8	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 2	10 0,21 7	2 0,03 1	„	155 2,55 90	20 0,86 30	2 0,11 4	30 1,51 53	4 0,36 13	„	„	14

Таблица 22

Сведения о дебите скважин, вскрывших подземные воды гранитов Юго-Восточного Забайкалья

Номер скважин	Местоположение скважины	Глубина скважины, м: установившийся уровень, м	Результаты откачки: понижение, м	дебит, л/сек	удельный дебит, л/сек	Фамилия исследователя и год
1	Село Ушмун Шелопугинского района	127 / +0,3	64,5 58,5	1 0,8	0,015 0,014	Бурвод, 1954
2	Падь Калиннха, рудник Букука	44 / 5,5	17 21	1 1,5	0,06 0,07	То же „ „
3	Совхоз Приаргунский	70 / 22	12 16	0,3 0,46	0,025 0,028	„ „ „ „
4	Рудник Солонечный	50 / 7,7	11,2 22,0	1,3 2	0,11 0,9	„ „ „ „
5	Долина р. Калгукана, с. Нижний Калгукан	96,5	17,9 29,2	1 1,6	0,05 0,05	Лапай И. М., 1959
6	Долина р. Ильдикана, с. Чашино-Ильдикан	75 / 6	16,7 24,8	0,3 0,4	0,017 0,016	То же „ „
7	Совхоз им. Погодаева	99,9 / 13,5	34,4 21,1 11,5	1,8 1,2 0,8	0,05 0,05 0,06	Земляной В. В., Писарева Э. С., 1959
8	Село Подойницино	227 / 5	92 162 227	0,02 0,02 0,2	0,0002 0,0002 0,0008	То же „ „ „ „

Таблица 23

Водообильность гранитов бассейна р. Газимура. Юго-Восточное Забайкалье
(по данным В. И. Овчаренко и М. И. Коржова, 1964)

Пределы колебаний дебита источников, л/сек											
0,1—0,3		0,3—0,5		0,5—1		1—3		3—5		>5	
Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
73	22	61	18	99	30	84	25	11	3	6	2

0,1 *г/л*, редко 0,2—0,3 *г/л*. В последнем случае источники трещинных вод находятся значительно дальше от области питания.

Условия питания описываемой гидрогеологической формации на различных площадях ее развития являются неодинаковыми.

В Байкало-Чарской области, где мощность мерзлой зоны определяется сотнями метров, проникновение атмосферных вод в глубину

возможно лишь на участках, представляющих талики. Эти талики обычно приурочиваются к зонам тектонических разрывов, к руслам некоторых водотоков, к каменным россыпям. Выпадающие в летнее время атмосферные осадки стекают с горных хребтов в долины. Если долины выполнены крупно-глыбовыми ледниковыми образованиями, как это наблюдается в системе правых притоков р. Чары, то в межень они имеют только подземный сток, а в паводок — и подземный, и поверхностный. Такие долины наиболее благоприятны с точки зрения наличия многолетних таликов, а следовательно, — просачивания поверхностных вод. В долинах, более крупных по размеру, с хорошо разработанными продольными профилями и выполненными тонкозернистыми отложениями, песками и илами, прикрытыми с поверхности многолетнемерзлыми торфяниками, сток преимущественно поверхностный. Сквозные талики здесь встречаются много реже. Таким образом, в Байкало-Чарской области общая площадь, занятая таликами, является относительно небольшой. Поэтому также невелика и доля атмосферных и поверхностных вод в питании гидрогеологической формации гранитов.

В Олекмо-Витимской горной стране условия поверхностного питания — более благоприятны. Сквозные талики в пределах гидрогеологических массивов наблюдаются на склонах южной экспозиции, а иногда отмечаются и на водоразделах. Мощность многолетнемерзлой зоны по сравнению с Байкало-Чарской областью здесь меньше. Атмосферные осадки, выпадающие в летнее время на водоразделах и склонах горных хребтов, свободно просачиваются сквозь толщу рыхлого материала и заполняют открытые тектонические трещины. Наибольшее просачивание атмосферных вод происходит среди каменных россыпей по склонам гор, наименьшее — в крупных заболоченных межгорных понижениях, именуемых марями.

В Центральном и Восточном Забайкалье условия для поверхностного питания гранитов наиболее благоприятны. Мерзлая зона в пределах горных массивов отличается еще более сильной прерывистостью. Многолетние талики характеризуются чаще всего большими площадями, а в центральных и южных частях региона они преобладают над мерзлой зоной (Маринов, 1937, 1939; Толстихин, 1941; Орлова, Осадчий, 1956; Втюрина, 1962). Пологоволнистый, местами сглаженный денудационными процессами рельеф, небольшая мощность рыхлых отложений на водораздельных пространствах и склонах хребтов, а также хорошие фильтрационные свойства способствуют свободному просачиванию атмосферных вод в толщу трещиноватых пород. Сеть тектонических трещин, рассекающих породы иногда на большую глубину, имеет открытый характер в кровле плутонов, если эта кровля не перекрыта рыхлыми отложениями. Ширина отдельных трещин достигает здесь 50—100 *мм*.

Помимо питания поверхностными и атмосферными водами, пополнение подземных вод гранитов может происходить за счет конденсации водяных паров, проникающих из атмосферы воздуха в открытые трещины. Наиболее благоприятные условия для образования конденсационных вод находятся в южной части Олекмо-Витимской горной страны и в Даурской области, характеризующихся наличием широких пространств, занятых каменными россыпями. Количественная сторона данного процесса изучалась В. В. Климочкиным в Западном Забайкалье — на территории соседней Бурятии. В элювиальных и делювиальных образованиях, представленных различной крупности обломками с супесчаным и суглинистым заполнителем, модуль подземного стока конденсационных вод определен в 0,8 *л/сек*, в щебнисто-обломочных отложениях — в 1,3 *л/сек*. Эти значения соответствуют 20—30% от

Таблица 24

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации разновозрастных интрузивных пород

Местоиахождение источника	Литологический состав пород	Дата взятия пробы	pH	Окисляемость *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг/экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
А. Бассейн р. Торга (по Н. С. Богомолову, 1959)																			
Верховье р. Жарчи	Граниты среднезернистые и порфировидные, преимущественно биотитовые	Нет сведений	6,8	5	0,8	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,09 8	12 0,25 22	Нет сведений	Нет сведений	49 0,8 70	6 0,29 25	0,2 0,01 1	14 0,7 61	2 0,15 13	Нет сведений	Нет сведений	9
То же	То же	»	6,6	5	0,7	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 10	10 0,2 22	»	»	39 0,65 68	4 0,18 18	0,2 0,01 2	9 0,46 48	4 0,3 32	»	»	8
Верховье р. Жарчи, подножие левого склона	» »	»	6,4	5	0,5	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 16	10 0,2 22	»	»	36 0,6 62	9 0,39 41	0,4 0,02 2	9 0,46 48	1 0,08 9	»	»	8
То же	» »	»	6,4	6	0,5	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 11	8 0,16 8	»	»	39 0,65 71	8 0,32 38	0,4 0,002 2	10 0,49 51	1 0,08 9	»	»	8
В верховье пади Петухова	» »	»	6	6	0,3	0,04	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 18	2 0,04 8	»	»	24 0,4 74	2 0,11 21	1 0,06 11	4 0,22 41	2 0,13 24	0,5	»	8
Верховье пади Нагенга	» »	10/VII 1958 г.	6	5	0,6	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 10	2 0,04 4	»	»	51 0,85 86	5 0,21 22	2 0,08 8	8 0,4 41	3 0,28 27	0,5 0,02 2	»	9
В верхней части пади Банной	Граниты среднезернистые и порфировидные, преимущественно биотитовые	13/VII 1958 г.	6,8	5	0,6	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 10	2 0,04 4	Нет сведений	Нет сведений	55 0,9 86	9 0,38 37	0,4 0,02 2	8 0,41 39	3 0,22 21	0,3 0,01 1	Следы	4
Верховье пади Дипкочи	» »	20/VI 1958 г.	7,2	7	0,6	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 9	3 0,06 6	»	»	55 0,9 85	7 0,32 30	0,4 0,02 2	9 0,45 42	3 0,22 21	1 0,03 3	0,3 0,02 2	8
Верховье долины р. Шадра	» »	24/VI 1958 г.	6,6	6	0,8	0,09	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 8	4 0,08 7	»	»	64 1,05 85	7 0,31 25	0,4 0,02 2	10 0,5 41	4 0,36 29	1 0,04 13	Нет сведений	8
Средняя часть правого склона долины р. Б. Кумы	» »	Нет сведений	7,2	5	1,2	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 10	4 0,08 5	»	»	82 1,35 85	7 0,33 21	0,2 0,01 1	20 1,01 64	3 0,23 14	Нет сведений	Следы	9
Средняя часть долины р. Б. Кумы	То же		6,8	4	1,5	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 8	Нет сведений	»	»	110 1,8 92	8 0,36 19	1 0,04 2	22 1,09 56	5 0,46 23	»	»	10
Верховье долины р. Сургузуна	» »	26/VI 1958 г.	8,8	5	0,7	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 10	2 0,04 4	»	»	52 0,85 86	5 0,22 22	0,4 0,02 3	9 0,45 45	3 0,27 27	0,8 0,03 3	»	8
Б. Бассейн рек Шилки и Унды (по Л. М. Орловой, 1957—1958)																			
У подножия правого склона пади руч. Маячного, в 11,5 *км* от ее устья	Грааиты	17/VIII 1958 г.	7,4	2	2,8	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 1	16 0,33 9	Нет сведений	Нет сведений	213 3,5 90	22 0,98 25	Нет сведений	35 1,75 45	14 1,14 29	0,2 0,01 1	Нет сведений	23

Продолжение табл. 24

Местонахождение источника	Литологический состав пород	Дата взятия пробы	pH	Окисляемость *мгO₂/л*	Жесткость общая, *мг/экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO₂
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Левый склон пади Занбовой, в 2,3 *км* выше устья ее ручья	Граниты	6/VI 1957 г.	7,7	21	2,4	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 2	16 0,33 12	Нет сведений	0,01	149 2,45 81	15 0,62 21	Нет сведений	34 1,7 62	6 0,51 17	Нет сведений	Нет сведений	8
Долина руч. Пешково, в 2,6 *км* ниже его истока	То же	19/VI 1957 г.	6,6	7	0,4	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 7	Нет сведений	»	Нет сведений	41 0,67 93	7 0,34 45	»	5 0,24 34	2 0,14 20	»	0,3 0,01 1	10
Основание левого склона долины Чернозипуниха, в 4,7 *км* выше устья	» »	28/IX 1957 г.	6,4	10	0,7	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	3 0,07 8	4 0,08 9	»	»	46 0,75 83	3 0,17 19	0,5 0,02 2	12 0,58 64	2 0,13 15	0,5 0,02 2	Нет сведений	12
Верховье пади Сальникова, у подножия ее правого склона	» »	9/VIII 1957 г.	6,9	13	0,6	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	5 0,14 5	4 0,08 3	»	»	176 2,9 92	19 0,8 26	1 0,05 2	30 1,5 49	7 0,57 18	2,5 0,08 2	2 0,1 3	16
Верховье пади Кудиница, в 0,4 *км* выше полевого стаиа	» »	16/VIII 1958 г.	7,3	11	4	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	9 0,25 5	16 0,33 7	»	»	256 4,2 88	17 0,75 16	Нет сведений	53 2,63 55	17 1,4 29	Нет сведенний	Нет сведений	17
В. Бассейны р. Газимура (по В. И. Овчаренко и М. И. Коржову, 1964)																			
Верховье долины р. Каракальтуя	» »	25/IX 1959 г.	6,3	2	0,3	0,03	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 14	Нет сведеиий	Нет сведений	Нет сведений	18 0,3 86	0,4 0,02 6	0,4 0,02 6	4 0,2 57	1 0,1 29	0,2 0,01 2	0,1	11
Долина р. Ильдикана	» »	17/VI 1960 г.	6,5	7	0,6	0,05	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	Нет сведеиий	»	»	»	39 0,65 100	0,7 0,03 4	Нет сведеиий	9 0,44 68	2 0,18 28	Нет сведений	Нет сведений	9
Верховье долины р. Дишимы	» »	9/IX 1959 г.	6,6	6	0,4	0,04	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 9	»	»	»	30 0,50 91	2 0,09 16	0,1	8 0,4 73	0,6 0,05 9	0,02 0,01 2	»	15
Падь прямая	» »	22/VI 1960 г.	6,4	2	0,5	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 5	Нет сведений	Нет сведений	0,01	55 0,9 95	8 0,35 37	0,7 0,03 3	9 0,44 46	2 0,12 13	0,4 0,01 1	Нет сведений	7
Правый склон долины р. Березовки, в ее верховье	» »	28/VI 1958 г.	6,5	2	0,8	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	7 0,19 18	2 0,04 4	»	Нет сведений	49 0,8 78	4 0,16 16	1 0,06 6	15 0,75 73	0,6 0,05 5	0,2 0,01 1	Следы	8
Верховье безымянной пади, пересекающей правый склон долины р. Газимура	» »	15/VI 1959 г.	6,9	7	1,2	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 3	14 0,29 19	2 0,03 2	»	70 115 76	6 0,28 18	0,2 0,01 1	18 0,92 60	4 0,3 20	Нет сведений	0,2 0,01 1	12
Долина р. Унтача	» »	4/X 1959 г.	7	5	1,4	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 3	4 0,08 5	Нет сведений	»	97 1,6 92	7 0,3 17	0,2 0,01 1	24 1,17 68	3 0,25 14	»	Следы	13
Левый склон долины р. Курюмхана	» »	5/VII 1959 г.	6,6	7	1,2	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 3	Нет сведеннй	»	»	109 1,8 97	14 0,61 33	0,4 0,02 1	20 1 56	4 0,18 10	0,3 0,01 1	Нет сведений	12
Правый склон долины р. Ильдикана	» »	16/VI 1959 г.	6,8	6	1,5	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	3 0,09 5	12 0,25 13	Следы	»	100 1,65 82	11 0,47 24	0,4 0,02 1	22 1,08 54	5 0,41 20	0,4 0,01 1	0,1	13
Левый склон долины р. Гарджигуя	» »	10/VII 1959 г.	7	4	1,8	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	2 0,05 2	6 0,12 5	2 0,03 1	»	125 2,05 22	10 0,44 19	0,1	27 1,34 60	5 0,46 20	0,3 0,01 1	Нет сведений	10

Продолжение табл. 24

Местонахождение источника	Литологический состав пород	Дата взятия пробы	pH	Окисляемость мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											Si_2
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2-}	Fe^{3+}	
Правый склон долины р. Кухгоры	Граниты	26/VII 1959 г.	7	4	2,4	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 2	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	165 2,70 98	7 0,33 12	0,1	40 2,01 73	5 0,41 15	0,2	Нет сведений	16
Правый склон долины р. Ильдикана	То же	16/VI 1959 г.	7,1	10	2,4	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,09 3	4 0,08 3	„	„	174 2,85 94	13 0,54 18	0,1	35 1,75 58	9 0,72 23	0,3 0,01 1	„	12
Правый склон долины р. Газимура	„ „	10/V 1959 г.	7,1	16	3	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	21 0,58 19	52 1,08 35	2 0,03 1	„	85 1,4 45	0,4 0,02 1	0,1	44 2,2 71	10 0,87 28	0,1	Нет сведений	6
Левый склон долины р. Арбука, в ее устье	„ „	7/VII 1959 г.	7,1	7	3	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 1	Нет сведений	Нет сведений	„	226 3,70 99	16 0,72 19	0,1	50 2,47 66	11 0,56 15	Нет сведений	0,1	11
Тальвег долины р. Оножихи	„ „	22/VI 1959 г.	7,1	12	4	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 2	26 0,54 12	Следы	„	231 3,8 86	10 0,42 9	0,1	57 2,84 64	14 1,18 27	0,1	Нет сведений	9
Левый склон долины р. Газимура	„ „	4/X 1959 г.	7,2	7	4	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 1	8 0,16 3	Нет сведений	„	268 4,4 93	16 0,68 14	0,1	49 2,45 52	19 1,58 34	0,1	„	8
Подножие левого склона долины р. Курюмдикана	„ „	6/VII 1959 г,	7	4	3,6	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 1	12 0,25 5	6 0,09 2	„	289 4,75 92	34 1,47 28	0,1	53 2,63 51	13 1,03 20	0,2 0,01 1	„	12
Левый склон долины р. Березовки в среднем течении	„ „	28/VI 1958 г.	7,1	7	5,7	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	27 0,77 12	70 1,46 24	Нет сведений	„	241 3,95 64	10 0,43 7	0,8 0,04 1	76 3,8 62	23 1,9 30	0,3 0,01 1	Следы	13

Таблица 25

Дебит источников, питающихся подземными водами Торгинского интрузивного массива
(по данным Н С Богомолова, 1959)

Пределы колебаний дебитов, л/сек							
0,1—0,3		0,3—0,5		0,5—1		1—3	
Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
7	23	6	19	6	19	12	39

Таблица 26

Водоносность гранитоидов Яблонового хребта по некоторым скважинам

Номер скважины	Дебит, л/сек	Понижение, м	Удельный дебит, л/сек	Номер скважины	Дебит, л/сек	Понижение, м	Удельный дебит, л/сек
9620-А	0,91	10	0,09	2-Б	6,2	3,3	1,6
7256-А	2,2	—	0,16				

Таблица 27

Дебит источников, питающихся подземными водами Кукинского и Молоковского интрузивных массивов
(по Н С Богомолову, Э И Будзинскому и М. И. Коржову)

Пределы колебаний дебитов источников, л/сек									
0,1—0,3		0,3—0,5		0,5—1		1—3		3—5	
Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%
4	17	5	22	5	22	8	35	1	4

модуля подземного стока инфильтрационных вод. Существенная роль конденсационных вод в общем балансе подземных вод Западного Забайкалья определяется большими относительными отметками горных массивов, разбитых несколькими системами трещин, а также большой амплитудой суточных колебаний температуры воздуха (Климочкин, 1959).

Возможно, что в питании подземных вод гранитоидов, особенно в Байкало-Чарской области, принимают участие глубинные воды, поднимающиеся снизу. Это предположение подтверждается наличием вдоль зон генеральных разломов выходов термальных источников, а также присутствием в них хлоридов и фторидов натрия.

Таблица 28

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации интрузивных пород. Субщелочные породы Центрального Забайкалья, Торгинский интрузивный массив (по данным Н. С Богомолова, 1959)

Местоположение источника	Литологический состав водоносного горизонта	Дата взятия пробы	pH	Окисляемость *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Верховье пади Средняя	Граниты среднезернистые субщелочные	28/VII 1958 г.	6,4	4	0,3	0,05	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,09 14	4 0,08 11	Нет сведений	Нет сведений	33 0,55 75	8 0,36 49	0,2 0,01 1	4 0,23 31	2 0,14 18	0,3 0,01 1	Нет сведений	9
Вершина пади Бронникова	То же	22/VII 1958 г.	7,4	4	1,1	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 4	4 0,08 2	"	"	247 4,05 94	72 3,15 74	Нет сведений	17 0,86 20	3 0,27 6	Следы	"	11
Средняя часть правого распадка долины Ключик, у подножия его левого склона	Граниты субщелочные	8/VII 1958 г.	6	5	0,4	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 15	4 0,08 8	"	"	49 0,8 77	12 0,53 52	0,7 0,04 4	5 0,27 26	2 0,18 17	0,3 0,01 1	"	8
Средняя часть долины Безымянной в 1,5 *км* на юг от устья пади Киргийтуй	То же	26/VI 1958 г.	6,4	5	0,4	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 12	4 0,08 11	"	"	37 0,6 77	8 0,36 46	0,5 0,03 3,4	4 0,22 29	2 0,13 17	1 0,04 5	"	8
В вершине пади Медакай	" "	3/VII 1958 г.	6,6	6	0,4	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 17	2 0,04 5	"	"	43 0,7 78	10 0,42 47	0,2 0,001 1	6 0,31 35	1 0,09 10	1,5 0,05 6	"	8
В 1 *км* вверх по р. Торге от устья пос Улентуй	Граниты субщелочные, порфировидные	31/VII 1958 г.	6,6	4	0,4	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 17	4 0,08 9	"	"	40 0,65 74	9 0,37 43	0,4 0,02 2	5 0,27 31	2 0,18 20	1 0,04 4	"	8

Различия в условиях питания накладывают отпечаток и на процессы формирования химического состава подземных вод гранитов. Как было видно из приведенного выше фактического материала, в высокогорных районах Байкало-Чарской складчатой области и Цеитрального Забайкалья формируются преимущественно гидрокарбонатные натриевые, реже — магниевые воды с минерализацией до 50—70 *мг/л*. У подошвы горных сооружений катионный состав вод гранитов усложняется до кальциево-натриевого или натриево-кальциевого, причем минерализация увеличивается до 0,1, реже — до 0,2 *г/л*. При движении от Байкало-Чарской области к югу и от Центрального Забайкалья к востоку натриево-кальциевые воды получают преобладающее развитие. Так, например, среди гранитоидов южной части Олекмо-Витимской горной страны и на границе Центрального и Восточного Забайкалья, этот класс вод преобладает над магниево-кальциевым и кальциево-натриевым, причем величина минерализации натриево-кальциевых вод колеблется чаще всего от 0,1 до 0,15—0,2 *г/л*, для кальциево-натриевых — от 0,05 до 0,15 *г/л*.

При движении еще дальше на юг, от рек Шилки и Ингоды к р. Аргуни химический состав вод гранитов более усложняется за счет появления сульфатов, а иногда и хлоридов, что ведет к повышению минерализации до 0,3—0,35 *г/л*.

Гидрогеологическая формация гранитоидов, характеризуясь чрезвычайно широкой площадью своего развития, имеет непосредственную гидравлическую связь со всеми остальными гидрогеологическими формациями, комплексами и водоносными горизонтами. Гранитоиды, занимая в большинстве случаев более высокое гипсометрическое положение и имея несколько меньшую мощность зоны выветривания, создают благоприятные условия для перелива трещинно-грунтовых вод в другие гидрогеологические формации, комплексы и горизонты. В частности, воды гранитов питают большинство артезианских бассейнов Читинской области, а также пластовые воды четвертичных отложений и др.

На использовании вод гранитов в ряде населенных пунктов основано питьевое водоснабжение. Изучение этих вод в ближайшем будущем поможет наметить конкретные мероприятия по их дальнейшему использованию для народного хозяйства Читинской области.

Таблица 29

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации разновозрастных интрузивных пород. Щелочные и субщелочные породы Восточного Забайкалья. Молоковский и Кукинский интрузивные массивы

(по данным Н. С. Богомолова, Э И. Будзинского, М И. Коржова, 1961)

Местоположение источника	Литологический состав водоносных пород	Дата взятия пробы	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^+	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Правый склон долины р. Средней Нарымки	Граниты субщелочные	12/VII 1960 г.	6,6	4	0,3	0,05	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,1 16	4 0,08 13	Нет сведений	Нет сведений	27 0,45 71	5 0,23 37	0,7 0,04 6,2	5 0,26 41	1 0,1 16	Нет сведений	Нет сведений	20
Подножие правого склона средней части долины Безымянной	Граниты среднезернистые, субщелочные и щелочные	15/VII 1960 г.	7,4	5	0,5	0,06	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,08 10	5 0,15 18	„	„	37 0,6 72	8 0,32 39	0,7 0,04 4	8 0,42 51	0,6 0,05 6	„	„	20
Верховье долины р. Нарымки	То же	Нет сведений	6,4	6	Нет сведений	0,05	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 24	2 0,04 6	„	„	27 0,43 70	6 0,26 40	Нет сведений	6 0,31 49	0,6 0,05 11	„	„	Нет сведений
Верхняя часть долины правого притока р. Средней Нарымки	„	13/VII 1960 г.	6,6	4	0,3	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 8	5 0,11 18	„	„	27 0,43 74	76 0,33 54	„	5 0,26 43	0,3 0,02 3	„	„	„
Долина правого притока р. Большая Садзе	„	14/VIII 1959 г.	7	4	0,5	0,06	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 13	4 0,08 10	„	„	37 0,6 77	6 0,27 34	0,2 0,01 2	6 0,28 36	3 0,22 28	„	„	„
Верхияя часть долины р. Красной Речки	„	12/VIII 1959 г.	6,8	3	0,3	0,06	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 21	4 0,08 11	„	„	31 0,5 68	10 0,45 61	0,2 0,01 1	5 0,23 31	0,7 0,05 7	„	„	18
Верхняя часть долины левого притока р. Молоковки	„	14/VII 1960 г.	6,4	5	0,4	0,06	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,04 5	3 0,15 18	„	„	40 0,65 77	9 0,4 49	Нет сведений	5 0,26 32	2 0,16 19	„	„	Нет сведений
Нижняя часть р. Малая Садзе	„	14/VIII 1959 г.	6,8	4	0,4	0,06	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 13	4 0,08 11	„	„	36 0,6 76	9 0,38 49	0,2 0,01 1	6 0,28 36	1 0,11 14	„	„	20
Долина р. Саржи	„	21/VII 1959 г.	6,3	19	0,2	0,03	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 11	2 0,04 10	„	„	21 0,35 79	5 0,19 45	0,4 0,02 5	3 0,16 38	0,7 0,05 12	„	„	Нет сведений
Верхняя часть долины левого притока р. Широкой	„	14/VII 1960 г.	6,4	6	0,4	0,06	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 18	4 0,08 10	„	„	37 0,6 72	8 0,34 41	0,4 0,02 2	6 0,31 38	2 0,16 19	„	„	20
Правый приток р. Большая Садзе	„	15/VIII 1959 г.	6,8	10	0,3	0,05	мг/л мг-экв/л % · экв	6 0,17 17	4 0,07 16	„	„	24 0,4 66	7 0,32 51	Нет сведений	5 0,22 36	0,7 0,06 13	„	„	Нет сведений
Долина р. Амодовой Нарымки	„	10/IX 1959 г.	6,4	8	0,3	0,05	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,1 15	4 0,08 12	„	„	30 0,5 73	8 0,35 51	Следы „ „	5 0,22 33	1 0,11 16	„	„	20
Верховье правого притока р. Ингоды (в двух километрах ниже устья р. Красной Речки)	„	12/VII 1959 г.	6,8	8	0,2	0,05	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 21	6 0,12 17	„	„	27 0,44 62	11 0,49 67	0,4 0,02 3	3 0,16 23	0,7 0,05 7	„	„	18
Долина правого притока р. Какова	Граниитоиды субщелочные	12/VII 1959 г.	6,8	4	Нет сведений	0,04	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 10	2 0,04 8	„	„	24 0,4 82	7 0,27 58	Нет сведений	3 0,15 32	0,6 0,05 10	„	„	Нет сведений
Правый склон долины р. Какова	То же	Нет сведений	6,6	2	„	0,03	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,04 11	2 0,04 9	„	„	21 0,34 80	5 0,21 49	„	3 0,15 35	0,6 0,05 16	„	„	„

Гидрогеологическая формация докембрийских метаморфических образований

В сложении этой формации наиболее широко распространены нижнепротерозойские метаморфические образования, залегающие на площади, примыкающей к Чарской глыбе архея и к западной части Алданского щита (бассейны рр. Чары и Калара). Здесь преобладают полимиктовые, аркозовые и кварцевые песчаники, сланцы, алевролиты и кварциты. Изучение трещиноватости пород (водораздел р. Наминги и кл. Скользского) позволяет выделить в них следующие системы трещин: напластования, веерообразные, ориентированные под углом 90° к трещинам напластования и вертикальные, а также крутопадающие, частично залеченные или зияющие, орнентированные вкрест простирания пород. Две первые системы трещин являются закрытыми, третья — открытой. Мощность ее колеблется от 0,1 до 0,15 *м*, иногда до 0,5—0,7 *м*. Трещины имеют ограниченное распространение и в зоне многолетнемерзлых пород часто заполнены льдом или льдом с обломками пород.

Глубина залегания подмерзлотных вод определяется в общем случае глубиной залегания подошвы мерзлой зоны и колеблется в широких пределах. Так, например, в долине р. Наминги подземные воды в протерозойских алевролитах и кварцитовидных песчаниках вскрыты на глубине от 63,7 до 270 *м* (табл. 30). Как видно из таблицы, в этих отложениях скважинами встречены напорные воды, причем величина напора колеблется от 24 до 113,4 *м*. Трещиноватость, а следовательно, и обводненность пород отличается большим непостоянством.

Таблица 30

Сведения о подземных водах протерозойских отложений бассейна р. Наминги

Состав водовмещающих пород	Глубина залегания водоносных пород, *м*		Пройденная мощность водоносных пород, *м*	Пьезометрический уровень, *м*	Напор, *м*	Понижение уровня, *м*	Дебит, *л/сек*
	кровли	подошвы					
Кварцитовидные мелкозернистые песчаники	70	73,5	3,5	46	24	27	3,16
						16,5	2,31
	135,9	144,8	8,9	22,5	113,4	12,2	1,81
Алевролиты	270	(?)	(?)	225	45	Нет сведений	0,2
Кварцитовидные песчаники	63,7	78,2	14,5	12,1	51,6	18,9	4
Кварцитовидные мелкозернистые песчаники	65	95,6	30,6	32,7	32,3	Нет сведений	1,0

Приближенная оценка обводненности пород протерозойской формации может быть дана по результатам наблюдений за интенсивностью роста ключевых наледей, питающихся подмерзлотными водами этих пород (табл. 31).

Из данных этой таблицы видно, что дебит источников имеет очень большие колебания, обусловленные, по-видимому, неравномерной трещиноватостью пород. Обычный дебит источников, очевидно, редко будет превышать 2—4 *л/сек*, а чаще всего меньше. На участках же прохождения крупных тектонических нарушений, сопровождающихся мощными зонами дробления пород, как это, например, имеет место в долине р. Чины, дебит возрастает в десятки и сотни раз.

Таблица 31

Сведения о наледях и дебите источников гидрогеологической формации

Местоположение	Состав водовмещающих пород	Объем льда с момента образования наледи до даты наблюдения, тыс, $м^3$	Средний дебит, *л/сек*	Дата наблюдения
В основании правого склона долины р Нижнего Ингамакита	Мелкозернистые кварцитовидные песчаники	42	3,5	5/III 1962 г.
То же	То же	27	2,5	5/III 1962 г.
Долина р Левой Чины	Алевролиты и алевропесчаники	14	1	6/IV 1962 г.
Долина р Чины (нижняя наледь)	Дно долины выполнено ледниковыми отложениями, коренные склоны сложены алевролитами, алевропесчаниками и кварцитовидными песчаниками	675	50	5/IV 1962 г.
Долина р Чины (большая наледь)	Алевропесчаники и мелкозернистые кварцитовидные песчаники	3060	250	5/IV 1962 г.

По химическому составу подземные воды описываемого комплекса являются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми с минерализацией в среднем 0,05—0,08 *г/л*, в зонах более глубокой циркуляции, минерализация их возрастает до 0,16 *г/л*. Результаты нескольких химических анализов этих вод помещены в табл. 32.

Приведенный выше материал позволяет сделать заключение, что все литолого-петрографические разности протерозойских пород, заключающие подмерзлотную воду вследствие их достаточно интенсивной трещиноватости образуют, по-видимому, единый подмерзлотный водоносный горизонт. Однако в связи с чрезвычайно неравномерной трещиноватостью пород, а также неровной нижней поверхностью многолетнемерзлой зоны мощность этого горизонта, по-видимому, весьма непостоянна. Местами она составляет всего несколько метров, а местами увеличивается до десятков метров. Развитие наибольшей мощности водоносных пород приурочено к участкам повышенной трещиноватости, характеризующимся наиболее интенсивным движением подземных вод. Эти же участки являются и наиболее обводненными. К ним приурочены источники, дающие высокие дебиты и питающие большие наледи.

Вследствие широкого развития многолетнемерзлой зоны область питания протерозойского водоносного комплекса является незначительной. Она представлена таликами, находящимися высоко в горах и в депрессионных понижениях. Талики приурочены к зонам тектонических нарушений, озерным депрессиям и речным долинам. Эти же участки, при соответствующих гидродинамических соотношениях являются естественными областями разгрузки подземных вод. К ним обычно приурочиваются выходы подземных вод иногда очень концентрированные. Эти участки и являются благоприятными для заложения поисковых и поисково-разведочных на воду скважин.

Таблица 32

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации докембрийских метаморфических образований
(по данным А. А. Шпака и Ю. П. Скляревского, 1963)

Местоположение источника	Литологический состав водоносных пород	Дата взятия пробы	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Левый склон долины р. Охотничьей	Гранито-гнейсы	28/VII 1961 г.	6,3	6	0,1	0,03	*мг л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,06 15	4 0,08 21	Нет сведений	Нет сведений	16 0,25 64	Нет сведений	7 0,29 75	Нет сведений	1 0,05 13	0,5 0,05 12	Нет сведений	Нет сведений	5
У подошвы левого склона долины р Левого Солокита	Гнейсо - граниты, гранодиориты, кристаллические сланцы	28/VII 1961 г.	6,3	8	0,1	0,04	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08 17	3 0,07 14	"	"	20 0,33 69	"	9 0,38 77	"	1 0,05 11	1 0,05 12	"	"	5

Гидрогеологическая формация карбонатных пород протерозоя *

Карбонатные породы в составе метаморфических пород докембрия пользуются ограниченным распространением. Они образуют среди них небольшие тела, представленные главным образом известняками и доломитами. Однако в отличие от других пород докембрия эти породы характеризуются интенсивной трещиноватостью, кавернозностью и закарстованностью, что и обусловливает их повышенную обводненность. И действительно, несмотря на слабую гидрогеологическую изученность области, отдельные наблюдения, выполненные различными исследователями на участке развития карбонатных пород в пределах Олекмо-Витимской страны показывают, что источники, приуроченные к карбонатным породам, имеют более высокий дебит по сравнению с дебитом источников остальных пород.

В бассейне р. Ундурги карбонатные породы слагают юго-восточное крыло Букачачинской впадины, где образуют так называемый Усть-Иондинский карстовый бассейн, ограниченный по краям зонами тектонических нарушений, проходящих по контакту карбонатных пород с палеозойскими гранитами. Породы сверху проморожены за исключением участка, приуроченного к долине р. Ионды.

Водовмещающие породы бассейна представлены мраморовидными известняками, сильно трещиноватыми и закарстованными. Наибольшее развитие карста наблюдается в зоне, примыкающей к поверхностному водотоку р. Ионды. Эффективная трещиноватость и проявления карста прослежены в известняках до глубины 150—160 *м*. Ниже они переходят в монолитные разности.

Глубина залегания подземных вод определяется мощностью многолетнемерзлой зоны и колеблется от 48 до 70 *м*, местами несколько больше, а под долиной р. Ионды она значительно меньше. Мощность обводненной зоны изменяется от 13 до 155 *м*.

Пьезометрический уровень трещинно-карстовых вод установился в скважинах на 0,5—4,5 *м* выше поверхности земли. На участках отсутствия мерзлой зоны подземные воды имеют свободный режим.

Питание Усть-Иондинского карстового бассейна осуществляется за счет поступления подземных вод со стороны обрамляющих его высот и через талики долины р. Ионды. Разгрузка бассейна происходит, по-видимому, по зонам тектонических нарушений, а также оттока воды в долину р. Агиты, правым притоком которой является р. Ионда.

Известняки характеризуются весьма высокой, но неравномерной обводненностью. Дебит скважин, вскрывших трещинно-карстовые воды в интервале глубин 115—200 *м*, колеблется от 2—3 до 16,4 *л/сек*, при понижении уровня на 1—1,8 *м*. Удельный дебит скважин соответственно составляет 1,3—18,2 *л/сек* (Сухопольский, 1954), а коэффициент фильтрации — 6,1—6,7 *м/сутки*. В северо-западном борту бассейна, к зоне тектонического нарушения приурочен постоянно функционирующий источник, дебит которого в течение года изменяется от 50 до 140 *л/сек*.

Трещинно-карстовые воды используются горнорудными предприятиями и населением Букачачинских каменноугольных копей для питьевого и технического водоснабжения. Эксплуатационные ресурсы их составляют, по данным О. В. Сухопольского, 4830 $м^3$/*сутки*.

По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым и гидрокарбонатным натриево-кальциевым с минерализацией до 0,5 *г/л*. Температура воды в течение года колеблется от 0 до 16° С.

Водоносный комплекс карбонатных и терригенных нижнепалеозойских отложений

Карбонатные и терригенные отложения нижнего палеозоя принимают участие в строении нижнего структурного этажа фундамента. По сравнению с другими комплексами пород они имеют ограниченное распространение, слагая мелкие разобщенные поля среди интрузивных и метаморфических пород протерозоя в Байкало-Чарской складчатой области и более значительные площади на междуречье Шилки и Аргуни.

В Байкало-Чарской складчатой области кембрийские отложения представлены разнообразными песчаниками, чередующимися со слоями мергелей, глинистых сланцев, доломитов и известняков. Эти песчаники слагают жербинскую, тиновскую и нестроцветную свиты и содержат подмерзлотные трещинные и трещинно-карстовые воды, питающие источники. Дебит источников колеблется в зависимости от состава и степени трещиноватости пород от 0,2—0,4 до 2,5—3,5 *л/сек*. На отдельных источниках, выходящих в пределах зон тектонических нарушений, в зимнее время образуются крупные наледи, Так, по данным А. А. Шпака и Ю. П. Скляревского (1963), наледь, расположенная в

* На гидрогеологической карте она не выделена и включена в формацию докембрийских пород *(прим. ред.)*.

приустьевой части долины р. Кильчариса, в апреле месяце 1962 г. имела площадь 525 тыс. $м^2$. Объем льда ее составлял 904 тыс. $м^3$. Высчитанный по нему дебит источника достигает более 60 *л/сек*. Наибольшая обводненность кембрийских отложений связана с трещиноватыми закарстованными карбонатными породами. Крупные наледи, как указанная выше в долине р. Кильчариса, представляют своеобразные области разгрузки трещинно-карстовых вод.

Ввиду незначительной площади показать карстовые бассейны на прилагаемой гидрогеологической карте не представляется возможным.

Подземные воды кембрийских отложений по сравнению с водами других водоносных комплексов Байкало-Чарской складчатой области характеризуются повышенной минерализацией 0,1—0,3 *г/л* и гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом.

В Восточном Забайкалье нижнепалеозойские отложения представлены тремя свитами (снизу вверх): быстринской, алтачинской и нерчинско-заводской. Перечисленные свиты имеют различный литологический состав и резко отличны по степени и характеру водоносности. Быстринскую и нерчинско-заводскую свиту слагают преимущественно доломиты и известняки, к которым приурочены трещинно-карстовые воды, а алтачинскую — филлиты, метаморфизованные песчаники и алевролиты и кварциты с подчиненными им прослоями карбонатных пород.

Трещинно-карстовые и трещинные воды кембрийских отложений изучались в связи с разведкой полиметаллических месторождений, а также поисками воды для целей водоснабжения сельскохозяйственных и других объектов.

Карбонатные породы быстринской свиты характеризуются интенсивной трещиноватостью и закарстованностью. Зона эффективной трещиноватости в них исчезали сотнями метров. Наибольшая трещиноватость известняков и доломитов прослеживается вдоль зон тектонических нарушений, где также активно проявляется карст. Предполагается, что более эффективно карст развивается вдоль тектонических трещин северо-западного и северо-восточного направления (Устюжанина, 1960). При проходке скважин в карбонатных породах наблюдались провалы инструмента, полное или частичное поглощение промывочной жидкости и отсутствие выхода керна.

О неравномерной трещиноватости и закарстованности известняков и доломитов свидетельствуют данные о дебите скважин и притоках воды в горные выработки. Эти данные частично отражены в табл. 33. Так, например, скважина пройденная на Акатуевском полиметаллическом месторождении, имела дебит 1,65 *л/сек*, при снижении уровня на 2,8 *м*. Скважина 328, находящаяся в районе пос. Нодаровка, при залегании воды на глубине 61 *м* дала дебит 1,33 *л/сек* при снижении уровня на 0,5 *м*. Еще более значительный дебит 8 *л/сек* показала скважина в Нерчинском Заводе. Однако уровень воды в ней при этом дебите был снижен на 20 *м*.

При проходке разведочной штольни на Акатуевском полиметаллическом месторождении была вскрыта крупная обводненная карстовая полость, дававшая ручей с дебитом 1,3 *л/сек*. Из пустот меньших размеров или небольших тектонических зон в известняках наблюдались потоки воды с расходами не более 0,5 *л/сек*.

В тесной зависимости с развитием карстовых процессов в известняках находятся и значения коэффициентов фильтрации. По данным Ф. Н. Алексеева (1960), слабо закарстованные известняки, слагающие рудное поле, Мыльниковско-Хоркиринского полиметаллического месторождения имеют коэффициенты фильтрации 2,5—2,6 *м/сутки*, а сильно закарстованные разности их на контакте с интрузивными породами

Таблица 33

Сведения о подземных водах кембрийских известняков

Номер скважины	Местоположение скважин и шахт	Литологический состав водоносных пород	Глубина залегания обводненной зоны, м		Мощность обводненной зоны, м	Глубина появления воды, м	Дебит л/сек	Удельный дебит, л/сек	Фамилия исследователя, год
			от	до		установившийся уровень, м	понижение уровня, м		
331	Долина р Солонечной	Известняки, переслаивающиеся с черными сланцами	43	183	140	43 Самоизлив	0,2 При самоизливе		Хейн Х Я, 1955
189	Ахатуевское полиметаллическое месторождение	Известняки трещиноватые, доломитизированные	75,2	340,3	265	75,2 75,2	1,65 2,8	0,6	Плигина Д Б, 1957
508	Село Нерчинский Завод	То же	29	60	31	29 25	8 20	0,4	Осадчий П И, 1959
301	Верховье пади Розыскной (Запокровско Гуруевский комбинат)	Известняки трещиноватые, скарны, граниты	10	41,2	31,2	10 3	1,3 2,52	0,5	Знаменский В А, 1938
328	Район пос Нодаровка	Известняки окварцованные, трещиноватые	61	80	19	61 61	1,33 0,5	2,66	Кудрявцева Н Л, 1940
–	Село Горный Зерентуй	Известняки доломитизированные, трещиноватые	25	104,65	79,65	25 14	10,2 11	0,93	Осадчий П И, 1959
–	Село Березовка	Известняки доломитизированные	65	102,6	37,6	30 10,8	8 16,6	0,48	Осадчий П И, 1959
–	Мыльниковско-Хоркинское полиметаллическое месторождение	Известняки трещиноватые, закарстованные	23	73	50	23 23	3,58 6,4	0,56	Алексеев Ф И, 1960
–	Долина р Кир-Кира	Известняки трещиноватые	77,2	88,5	11,3	77,2 Нет сведений	10,4 12	0,86	То же
–	Шахта Благодатского полиметаллического месторождения	Известняки с прослоями сланцев	75	Нет сведений	Нет сведений	75	5–9	–	Шолкин К Д, Ленок Л Н, 1955
–	Шахта Спасского полиметаллического месторождения	Известняки трещиноватые	21,5	То же	То же	21,5	1	–	То же

Таблица 34

Сведения об источниках, питающихся водами карбонатных пород Восточного Забайкалья

(по данным В. И. Овчаренко, 1959)

Местоположение источников и скважин, абс. отметка, *м*	Литологический состав водоносных пород	Характер выхода источников	Температура воды, °С / температура воздуха, °С	Дебит, *л/сек*
Правый склон пади Булатка, 680	Известняки	Нисходящий, сосредоточенный	+0,1 / 18	0,3
Село Георгиевское, 660	Известняки и доломиты	Восходящий, рассеянный	7 / 28	15
Верховье пади Услон, 800	Доломиты	Нисходящий, рассеянный	6 / 17	1
Верховье пади Каменушка, 830	Известняки	Нисходящий, сосредоточенный	1 / 25	0,1
Верховье пади Летник, 680	Известняки доломитизированные	Нисходящий, рассеянный	7 / 22	1,5
Подножие правого склона пади Ильдикан, 700	То же	Нисходящий, сосредоточенный	1 / 22	0,1

27—29 *м/сутки*. Неравномерной трещиноватостью и закарстованностью известняков обусловливается образование в них обводненных зон, часто гидравлически между собой не связанных.

Глубина залегания подземных вод в кембрийских известняках и доломитах изменяется от 10 до 75 *м*. Местами эти воды имеют свободную поверхность, местами они напорные, причем в отдельных скважинах пьезометрический уровень поднимается выше поверхности земли и скважины дают самоизлив воды.

К нижнепалеозойским карбонатным породам приурочены многочисленные источники, характеризующиеся, как правило, сосредоточенным выходом и высоким дебитом. Преобладают источники с дебитом 1,5—2 *л/сек*. Выходы источников обычно располагаются в основании склонов долин и связываются с зонами тектонических нарушений, а также контактами карбонатных пород с интрузивными и другими породами. Сведения по некоторым из этих источников приведены в табл. 34.

По химическому составу трещинно-карстовые воды карбонатных пород нижнего палеозоя относятся к гидрокарбонатным магниево-кальциевым, причем ионы кальция и магния часто содержатся в них почти в равных количествах.

Источники бассейнов рек Унды, Газимура, Урюмкана и Урова, питающиеся водами этих пород, имеют гидрокарбонатный магниевый или кальциево-магниевый состав, причем в них, как правило, отсутствует сульфат-ион. Минерализация их воды колеблется от 0,03 до 0,5 *г/л*. Исключение составляют источники, выходящие в пределах рудоносных тектонических зон, где их воды обогащаются сульфатами за счет

Таблица 35

Химический состав подземных вод нижнепалеозойских отложений

(по данным В. И. Овчаренко и А. П. Вийгаид, 1959; В. И. Овчаренко и А. А. Шпака и В. И. Цыганка, 1960; А. В Устюжанниой, 1960; В. И. Овчаренко, 1961; Ю. П. Скляревского, 1963)

Местоположение водопункта	Литологический состав водовмещающих пород	Год отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость, *мг-экв*, общая	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации: Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область																				
Трещинные и трещинно-карстовые воды жербинской, тиновской и нерстроцветной свит																				
Наледь в долине р Кильчериса	Известняки трещиноватые, закарстованные	1963 г.	7,3	8	4,1	0,3	*мг/л*	3	50	Нет	Нет	182	Нет	Нет	0,2	42	24	0,3	0,3	4
							мг-экв/л	0,09	1,04	сведений	сведений	2,98	сведений	сведений		2,1	2,01			
							% · *экв*	2	25			73				51	49			
Наледь у левого склона р. Кемеиа	Песчаники и сланцы	1963 г	7,1	12	2,1	0,2	*мг/л*	2	Нет	„	„	128	„	1	Следы	18	15	Нет	Нет	8
							мг-экв/л	0,07	сведений			2,1		0,05		0,9	1,22	сведений	сведений	
							% · *экв*	3				97		2		41	56			
Наледь в долине р. Силевой	То же	1963 г.	7,1	7	2,1	0,2	*мг/л*	3	„	„	„	119	„	Нет	„	23	11	„	„	4
							мг-экв л	0,08				1,95		сведений		1,14	0,9			
							% · *экв*	4				96				58	42			
Источник в вершине пади Правый Кемен	„	1963 г.	7,4	8	2,1	0,2	*мг л*	3	„	„	„	176	„	19	Нет	36	4	„	„	7
							мг-экв/л	0,08				2,88		0,83	сведений	1,8	0,33			
							% · *экв*	3				97		28		61	11			
Наледь в пади Средний Кильчерис	„	1963 г.	7,2	10	0,5	0,2	*мг/л*	4	„	„	„	118	„	19	„	8	1	„	„	7
							мг-экв/л	0,12				1,94		0,86		0,4	0,8			
							% · *экв*	4				96		41		19	39			
Источник в долине р. Нижнего Кильчериса	„	1963 г.	7,2	9	1	0,1	*мг/л*	3	„	„	„	93	„	12	„	16	3	0,1	0,1	8
							мг-экв/л	0,08				1,52		0,55		0,79	0,26			
							% · *экв*	5				95		34		50	16			
Источник у левого склона долины р Кильчериса	„	1963 г.	7	6	2,8	0,2	*мг/л*	3	4	„	„	160	„	2	„	41	8	0,1	0,1	4
							мг-экв/л	0,03	0,08			2,62		0,08		2,04	0,66			
							% · *экв*	3	3			94		3		73	24			

Продолжение табл. 35

Местоположение водопункта	Литологический состав водовмещающих пород	Год отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость, *мг-экв*, общая	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	$Na^+ + K^+$	HN_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO
Складчатая гидрогеологическая область Восточного Забайкалья																				
Трещинно-карстовые воды карбонатных пород быстринской и нерчинско-заводской свит																				
Источник в долине р Булакты	Известняки	1959 г.	8,0	Нет сведений	9,4	0,7	*мг/л*	5	43	Нет сведений	Следы	540	Нет сведений	11	0,3	41	87	0,3	Нет сведений	Нет сведений
							мг-экв/л	0,14	0,9			8,85		0,46	0,02	2,1	7,3	0,01		
							% · *экв*	1	9			89		5		21	74			
Источник в с. Георгиевском	Известняки, доломиты	1959 г.	7,9	„	7,5	0,2	*мг/л*	7	43	„	„	39	„	0,9	Следы	60	57	Нет	„	„
							мг-экв/л	0,19	0,86			6,5		0,04		3	4,5	сведений		
							% · *экв*	3	11			86				40	60			
Источник в верховье долины р. Услона	Доломиты	1959 г.	7,4	„	4,6	0,4	*мг/л*	7	4	Следы	„	284	„	7	0,5	65	16	„	Следы	„
							мг-экв/л	0,19	0,08			4,65		0,29	0,03	3,25	1,35			
							% · *экв*	4	2			94		6		66	27			
Источник в верховье долины Каменушки	Известняки	1961 г.	6,2	„	0,5	0,04	*мг/л*	2	Нет	Нет	Нет	30	„	0,2	0,8	8	1	„	Нет	„
							мг-экв/л	0,05	сведений	сведений	сведений	0,5		0,01	0,04	0,38	0,12		сведений	
							% · *экв*	9				91		2	7	69	22			
Источник в верховье долины р Летника	Доломиты, известняки	1960 г.	6,7	„	1,8	0,1	*мг/л*	2	„	„	„	116	„	4	0,8	21	9	0,1	„	„
							мг-экв/л	0,05				1,9		0,17	0,04	1,02	0,72			
							% · *экв*	3				97		9	2	52	37			
Источник у подножия правого склона долины р Ильдикана	Известняки, доломитизированные	1960 г.	7,0	„	5,2	0,4	*мг л*	2	20	„	„	299	„	2	0,2	51	33	0,1	„	,
							мг-экв/л	0,05	0,41			4,9		0,1	0,01	2,52	2,73			
							% · *экв*	1	8			91		2		47	51			
Источник в районе рудника Акатуй	Известняки	1960 г.	7,3	13	3,6	0,3	*мг/л*	4	77	„	„	194	„	8	1	48	13	Нет	0,4	,
							мг-экв/л	0,1	1,61			2,2		0,34	0,05	2,4	1,1	сведений	0,02	
							% · *экв*	3	41			56		9	1	61	28			
Скважина в с Горный Зереитуй	Известняки, доломитизированные, известняки, трещиноватые	1959 г.	7,0	2	7,3	0,6	*мг/л*	142	42	„	„	256	30	70	8	37	55	„	Нет	8
							мг-экв/л	4	0,88			4	0,99	3,04	0,43	1,85	4,54		сведений	
							% · *экв*	40	9			40	10	30	4	19	47			
Скважина в районе с. Березовки	Известняки, доломитизированные	1959 г.	7,1	9	5	0,8	*мг/л*	11	0,06	0,6	Нет	537	60	206	7	14	13	Нет	Нет	3
							мг-экв/л	0,3		0,01	сведений	8,8	2	8,95	0,4	0,7	1,06	сведений	сведений	
							% · *экв*	3				79	18	80	4	6	9			
Скважина Мыльниковско-Хоркиринское полиметаллическое месторождение	Известняки	1960 г.	8,2	1	3,9	0,4	*мг/л*	4	22	0,01	8	256	12	32	0,1	49	18	„	0,3	10
							мг-экв/л	0,12	0,47		0,13	4,2	0,4	1,4	0,01	2,45	1,45			
							% · *экв*	2	9		2	79	8	26		46	27			
Скважина в долине р Кир-Кира	„	1960 г.	8,1	0,3	3	0,3	*мг/л*	3	10	0,03	4	198	9	18	1	41	12	Следы	Нет	11
							мг-экв/л	0,09	0,2	0,01	0,06	3,25	0,3	0,78	0,08	2,05	1		сведений	
							% · *экв*	2	5		2	83	8	20	2	52	26			
Штольня 2 Акатуевского полиметаллического месторождения	Известняки с прослоями сланцев	1960 г.	6,6	1	4,9	0,4	*мг/л*	2	55	Нет	Нет	238	Нет	4	Нет	60	23	Нет	0,1	Нет
							мг-экв/л	0,05	1,14	сведений	сведений	3,89	сведений	0,18	сведений	3	1,9	сведений		сведений
							% · *экв*	1	23			76		4		59	37			
Шахта Благодатского полиметаллического месторождения	То же	1955 г.	10	7	20,4	0,6	*мг/л*	6	89	„	„	354	„	35	„	74	32	„	Нет	7
							мг-экв/л	0,16	1,86			5,8		1,52		3,7	2,6		сведений	
							% · *экв*	2	24			74		19		47	33			
Шахта Трехсвятительского полиметаллического месторождения	Известняки	1955 г.	8	11	Нет сведений	0,6	*мг/л*	8	12	„	„	451	„	8	„	68	50	„	„	8
							мг-экв/л	0,21	0,26			7,39		0,35		3,39	4,12			
							% · *экв*	3	3			94		5		43	52			

Продолжение табл. 35

Местоположение водопункта	Литологический состав водовмещающих пород	Год отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость, *мг-экв*, общая	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe_2^+	Fe_3^+	SiO_2
Трещинные воды пород алтачинской свиты																				
Источник в верховье долины р. Малого Ильдикана	Песчаники и филлитовидные сланцы	1959 г.	Нет сведений	Нет сведений	4,8	0,4	*мг/л*	5	43	0,03	Нет сведений	238	Нет сведений	4	0,2	55	33	0,3	Нет сведений	Нет сведений
							мг-экв/л	0,14	0,89			3,9		0,17	0,01	2,5	2,25	0,01		
							% · *экв*	3	18			79		3		51	46			
Источник в верховье долины р. Хавроньи	Сланцы	1959 г.	»	»	7,5	0,6	*мг/л*	5	20	Нет	»	433	»	3	0,2	40	61	Нет	»	»
							мг-экв/л	0,14	0,41	сведений		7,1		0,14	0,01	2,15	5,35	сведений		
							% · *экв*	2	5			93		2		28	70			
Источник в верховье долины р. Долгой Такши	Песчаники, сланцы	1960 г.	»	»	1,6	0,1	*мг/л*	2	12	»	»	98	»	6	0,1	25	5	»	Следы	»
							мг-экв/л	0,05	0,25			16		0,26		1,23	0,41			
							% · *экв*	3	13			84		14		65	21			
Источник в верховье правого распадка долины р. Широкой	Песчаники, метаморфизованные сланцы	1961 г.	»	»	8,3	0,6	*мг/л*	Нет	27	Следы	»	482	»	5	0,2	77	53	»	Нет	»
							мг-экв/л	сведений	0,56			7,9		0,2		3,86	4,4		сведений	
							% · *экв*		7			93		2		46	52			
Источник на левом склоне долины р. Мотогора	Кварциты, метаморфизованные сланцы	1961 г.	»	»	4,7	0,3	*мг/л*	2	18	0,05	»	259	»	0,5	Нет	50	26	»	»	»
							мг-экв/л	0,04	0,37			4,25		0,02	сведений	2,49	2,15			
							% · *экв*	1	8			91				53	46			
Источник в долине р Мотогора	Песчаники, метаморфизованные сланцы	1963 г.	»	»	1,3	0,1	*мг/л*	2	4	Нет	»	79	»	2	»	14	8	»	»	»
							мг-экв/л	0,07	0,08	сведений		1,3		0,09		0,69	0,67			
							% · *экв*	5	5			90		6		48	46			

выщелачивания и разрушения сульфидных рудных тел. Содержание сульфат-иона в водах этих источников достигает 20—43 *мг/л* или до 47—49% *экв* (источники в падях Булатка, Ильдикан, в районе рудника Акатуйского и др.).

Трещинно-карстовые воды, вскрываемые скважинами и горными выработками, расположенными в краевых частях впадин и в зонах тектонических нарушений, имеют минерализацию до 0,8—0,9 *г/л* и в отдельных скважинах (с. Березовка) гидрокарбонатный натриевый состав (табл. 35).

Отложения алтачинской свиты нижнего кембрия, развитые в междуречье Шилки и Аргуни, характеризуются значительно меньшей обводненностью по сравнению с карбонатными породами быстринской и нерчинско-заводской свит. Водоносными в них являются метаморфизованные песчаники, аргиллиты и сланцы, а также залегающие среди них в виде прослев известняки и доломиты. Скважины, расположенные на площади распространения пород алтачинской свиты обычно имеют дебит 0,1—0,5 *л/сек* (падь Малый Зерентуй и др.).

Источники, приуроченные к терригенным породам алтачинской свиты, имеют дебит менее 1 *л/сек*. Там, где в разрезе алтачинской свиты преобладают известняки и доломиты, а также проходят зоны тектонических нарушений, дебит источников возрастает до 3—5 *л/сек* (Овчаренко и др., 1959—1961). Химический состав подземных вод алтачинской свиты — преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый и реже гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Минерализация вод колеблется от 0,1 до 0,6 *г/л*.

Гидрогеологическая формация нижне- и среднепалеозойских метаморфических песчано-сланцевых отложений

В гидрогеологическую формацию нижне- и среднепалеозойских отложений включены ордовикско-нижнесилурийские, силурийские, девонские и нижнекаменноугольные метаморфические образования. Они пользуются широким развитием на юге Читинской области — в Восточном Забайкалье и южной половине Центрального Забайкалья, где слагают ряд крупных полей. Наиболее значительными из них являются Зачикойская складчатая зона, разделенная в своей центральной части гранитоидами хр. Черского, а также Агинское поднятие, западная оконечность которого представляет естественную границу между Восточным и Центральным Забайкальем. В Приаргунье, по рекам Шилке и Читинке, эти отложения имеют более ограниченное развитие.

В пределах Агинского палеозойского поля метаморфическая толща сложена серией тесно перемежающихся сланцев и песчаников с редкими прослоями мраморизованных известняков и конгломератов. В основании разреза залегают зеленокаменные породы, представляющие собой глубокоизмененные эффузивы (эпидотовые, хлоритовые, актинолитовые и другие ортосланцы), переслаивающиеся со слюдисто-кварцевыми и псаммитовыми сланцами. Стратиграфически выше преобладающую роль начинают играть филлитовидные сланцы, появляются метаморфизованные известняки. Подобные образования слагают кулиндинскую и ононскую свиты проблематично силурийского возраста. В районе большой излучины Онона на ононо-кулиндинских сланцах залегают слабометаморфизованные сланцы и песчаники девонского, а вблизи пос. Цугулов ский Дацан — карбонатизированные породы и известняки нижнекаменноугольного возраста. Наличие нижнекаменноугольных и девонских отложений установлено в последнее время также на границе Центрального и Восточного Забайкалья — в Турино-Оленгуйском междуречье (Бара башев, 1962). Весь комплекс осадочно-метаморфических образований смят в напряженные изоклинальные складки, осложненные мелкой плойчатостью.

Для Зачикойской горной страны стратиграфия нижне- и среднепалеозойских осадочно-метаморфических образований разработана слабее.

Однако общий характер геологического разреза здесь аналогичен агинскому типу

Характерной особенностью нижнего и среднего палеозоя Приаргунья является присутствие среди песчано-глинистых разностей сравнительно большого количества карбонатных пород Однако эти незначительные различия в литологическом составе территориально разобщенных полей нижнего и среднего палеозоя не оказывают принципиального влияния на общность условий формирования подземных вод

Наиболее удовлетворительно эти воды изучены в бассейне Онона, несколько хуже — в Приаргунье В условиях напряженной изоклинальной складчатости и пологоволнистого сглаженного рельефа водоносность связывается чаще всего с метаморфизованными песчано-глинистыми и филлитовидными разностями пород, имеющих широкое площадное развитие

Глубина залегания подземных вод находится в прямой зависимости от геоморфологических условий местности и мощности зоны эффективной трещиноватости

В долинах современных рек кровля водоносной трещиноватой зоны вскрывается скважинами на глубинах 14—27 *м* сразу же после проходки толщи аллювиальных отложений, нередко мерзлых В пос Южном Аргалее, в долинах рек Тарбальджей и Хурая, Хилы подземные воды вскрыты на глубине 14 *м*, в долинах рек Туры, Тарбаритуя, Киргуйтуя, Зун-Нарына, в с Золотухино, в окрестностях оз Ныр-Нор — на глубине 15—17 *м*, в окрестностях с Агинского, р Могойтуя, в пади Цаган-Чаллота, Хугутуя, в долине р Туры, на ст Бырка — на глубине 17—27 *м*, на руднике Спокойном — 22—27 *м* Несколько глубже залегают подземные воды в долинах с глубоким эрозионным врезом и большой мощностью четвертичных отложений и, вероятно, в погребенных долинах, имеющих место в окрестностях озер Ихи-Цаган-Нор и Загасутай Например, в долине р Чихирита и около оз Карайно-Нор они вскрыты на глубине 29 *м*, в долине р Газимура — 25—30 *м*, в Борзинском районе — 34—35 *м*, в пади Дырбылкой и пос Кубухай — 36—38 *м* На нагорных склонах долин подземные воды вскрываются на глубинах 30—50 *м*, а на широких водораздельных пространствах с плавными очертаниями — на 50—100 *м* В верхних частях долин, где мощность аллювиальных отложений небольшая, подземные воды могут залегать на глубинах 5—10 *м*, а в местах, где рыхлый покров выклинивается, они залегают у самой поверхности Однако в непосредственной близости от центральной части горных хребтов зеркало подземных вод вновь погружается Минимальная глубина залегания отмечается также у подножий склонов долин, где подземные воды дают многочисленные нисходящие источники Глубина залегания кровли водоносных пород нарастает при движении от тальвега долины к нагорным склонам и водораздельным пространствам Точно такая же закономерность в характере глубины залегания подземных вод данной гидрогеологической формации сохраняется на территории Монгольской Народной Республики — на продолжении складчатых структур Восточного и Центрального Забайкалья (Маринов, Попов, 1963)

Мощность водоносной зоны колеблется от 10—15 до 25—30 *м* Наибольшая мощность водоносной зоны характерна для участков долин, а наименьшая — для водораздельных пространств и нагорных склонов долин Последнее обстоятельство подтверждается тем, что подземный сток в пределах всех полей развития трещиноватых нижне- и среднепалеозойских пород направлен от водоразделов в сторону долин Именно в нижних частях склонов и вдоль их подножий отмечается самое большое количество источников трещинных вод Следовательно, здесь происходит разгрузка вод и расположенные выше участки гор являются наиболее

дренированными. Полный дренаж водоразделов может наступить после длительного засушливого периода. Долины же и основания склонов обводнены почти всегда. Это объясняется довольно значительным их удалением от областей питания.

На бóльшей площади развития формации, исключая долины горных рек, уровень подземных вод имеет свободную поверхность. На склонах водоразделов подземные воды приобретают местный напор, обычно небольшой. Величина напора в этом случае редко превышает 5—7 *м*. Иная картина наблюдается в тех долинах, где водоносные породы часто бывают перекрыты слоем водоупорного аллювия, представленного суглинками и глинами или слоем многолетнемерзлого рыхлого материала. Величины напоров составляют здесь чаще всего от 10 до 18 *м*, достигая на отдельных участках долин 25—30 *м*. Имеются случаи самоизлива воды из скважин.

Питание нижне-среднепалеозойской гидрогеологической формации происходит в пределах центральных частей горных хребтов и их крупных отрогов, на широких водораздельных пространствах, в верховьях долин. Просачивание атмосферных осадков происходит наиболее интенсивно на участках, свободных от рыхлого покрова или прикрытых с поверхности грубообломочным материалом. Наиболее благоприятны в этом отношении курумники, состоящие из крупных глыб сланцев или песчаников. Атмосферные воды легко проникают здесь в свободные промежутки между глыбами, заполняя открытые трещины. В жидкой фазе наибольшее их количество выпадает в летне-осеннее время. Весной же пополнение запасов подземных вод происходит за счет таяния снегов, накапливающихся в зимний период в глубоких логах и мелких долинах. Однако роль вешних вод в пополнении запасов подземных вод данной гидрогеологической формации, по-видимому, невелика, так как на крутых склонах и водораздельных пространствах в отличие от глубоких логов и лощин снега накапливается очень мало. Сказывается влияние и сильно пересеченного рельефа, в силу чего бóльшая часть воды стекает по склонам в поверхностные водотоки. Природные факторы позволяют полагать, что значительную роль в питании подземных вод играют процессы конденсации водяных паров в трещинах. В летнее время, когда суточная амплитуда температуры горных пород довольно значительна, а влажность воздуха достигает большей величины, для данного процесса появляются все необходимые условия. Подтверждением этому служит наличие в горных районах нисходящих источников, связанных с каменными россыпями. Эти источники действуют в определенное время суток, преимущественно в первой половине дня. Образование конденсационных вод характерно для всего летне-осеннего периода, поэтому роль этого фактора, как одного из главных составляющих элементов водного баланса, вполне очевидна. Наконец, важное значение в питании нижне-среднепалеозойской гидрогеологической формации могут оказывать трещинно-жильные воды региональной тектонической трещиноватости и воды региональных тектонических разрывов. Там, где эти нарушения пересекают глинистые, песчано-глинистые и глинисто-слюдистые породы, из зон нарушений в зону трещин выветривания может поступать значительное количество воды. Вблизи подтока жильных вод в зону выветривания иногда наблюдаются нисходящие источники с повышенной величиной минерализации, превышающей фоновую в 1,5—2 раза*.

Поскольку нижняя поверхность зоны выветривания повторяет очертания наземного рельефа и служит в то же время водоупорным ложем

* Эти особенности химии вод разломов могут быть использованы при прослеживании таковых *(прим. ред.)*.

для подземных вод данного типа, направление подземного стока сходно с направлением движения поверхностных водотоков. Оно в общем случае направлено от центральных частей горных хребтов к верховьям долин, от водоразделов к склонам долин, а затем вниз по тальвегу долин. Этому обстоятельству способствуют как геоморфологические особенности региона, так и интенсивный характер тектонической трещиноватости пород с разнообразной направленностью трещин. Поскольку поля развития палеозойских пород пересекаются системой горных хребтов северо-восточного простирания, основное движение подземных вод направлено либо на северо-запад, либо на юго-восток. В системе крупных отрогов хребтов, имеющих простирание, перпендикулярное первоначальному направлению, движение воды имеет юго-западное или северо-восточное направление. На площади долин, большинство из которых выполнено аллювиальными отложениями, подземные воды данной формации нередко перетекают в подмерзлотный аллювиальный водоносный горизонт. При этом нижняя часть пласта пластово-поровых вод часто залегает на верхней обводненной кровле трещиноватых пород. Таким образом, на участках долин подземные воды нижне-среднепалеозойской гидрогеологической формации приурочены к третьему по счету (сверху вниз) от поверхности водоносному горизонту (после надмерзлотного и подмерзлотного водоносных горизонтов в аллювиальных отложениях). Здесь грунтовые воды трещиноватых пород аналогично водам подмерзлотного потока в четвертичных отложениях, стекают от верховьев долин к их устьевым частям. Так же, как и в подмерзлотном водоносном горизонте, более крупные долины современных горных рек дренируют здесь более мелкие, и, в свою очередь, сами дренируются еще более крупными. Существенную роль в разгрузке водоносных пород играют также и источники. Большинство из них располагается на склонах и у подножий склонов долин. Излияние воды в местах выхода источников происходит лишь при условии полного насыщения трещиноватых пород на площади развития долин, а также при условии постоянного подтока подземных вод со стороны областей питания. Если, например, на площади какой-либо долины метаморфические сланцы насыщены водой не полностью, то подземные воды, движущиеся со стороны склонов горных хребтов, будут давать подток воды непосредственно под днища долин, заполненных рыхлым материалом. Выходов воды на поверхность здесь не наблюдается, так как зеркало подземных вод будет располагаться ниже любой из точек дневной поверхности. Если же трещиноватые породы, развитые на площади долин (а также подмерзлотные водоносные горизонты в четвертичных отложениях), насыщены водой полностью и зеркало подземных вод располагается значительно выше, так что некоторые глубоко врезанные долины могут его пересекать, то в таких местах при условии интенсивной тектонической трещиноватости будут располагаться нисходящие источники.

Места выхода источников в зависимости от геологических, геоморфологических, гидрогеологических и других факторов имеют следующие особенности:

1. Склон долины, сложенный трещиноватыми метаморфическими сланцами, прикрыт сверху мощным плащом делювиальных суглинков, представляющих естественную водоупорную кровлю. Источники располагаются на склонах или вблизи водораздельных пространств, там где водоупорные отложения выклиниваются или фациально замещаются более водопроницаемыми отложениями: супесчаными разностями, щебнем и дресвяниками. Выходы воды являются сосредоточенными. Источники в первом случае нисходящие, во втором — со слабым местным напором. Аналогичные условия выхода имеют источники, расположенные

в верховьях долин, выполненных мерзлым или слабо водопроницаемым аллювием. В месте выклинивания рыхлых отложений обычно отмечаются нисходящие источники, большинство из которых дает начало поверхностным водотокам. Этот случай наиболее характерен для залесенных горных районов Центрального Забайкалья, а также для верховьев р. Онона и бассейна среднего течения р. Газимура.

2. Верховье крутопадающего распадка, крупного лога или мелкой долины, днища и борта которых сложены трещиноватыми сланцами или песчаниками, покрыты с поверхности толщей пролювиально-делювиального материала различного состава. Выходы источников приурочиваются обычно к наиболее крупным естественным углублениям, располагающимся в тальвегах лощин. Последние с поверхности чаще всего прикрыты небольшим слоем растительных остатков. Нередко источник, дающий начало небольшому ручейку, через несколько метров или несколько десятков метров теряется в рыхлых отложениях долины и выходит на поверхность в другом месте новым источником. Мощность глыбовых отложений в местах выходов источников — небольшая, она измеряется всего лишь двумя-тремя метрами. Ниже обычно залегают сильно трещиноватые коренные породы, так что и те и другие представляют единую обводненную зону. Коренные породы отмечаются также и в непосредственной близости от мест выхода воды на поверхность: либо вдоль подножий склонов долин, либо в их тальвегах, обнажаясь в виде крупных уступов и гребней. Источники данного типа характерны для тех же районов, что и отмеченные выше.

3. В долинах небольшой протяженности, где мощность рыхлого покрова незначительна, выходы источников подземных вод располагаются иногда в их средних частях, в тальвеге долины. Прикрывающие обводненную трещиноватую зону аллювиально-пролювиальные отложения имеют здесь либо незначительную мощность, либо изменяют свои фильтрационные свойства, т. е. фациально замещаются менее водопроницаемыми породами, создающими подпор для подземного потока. Подземные воды нижне-среднепалеозойской гидрогеологической формации, характеризующиеся на участках долин высоким напором, дают в таких местах восходящие источники, чаще всего с сосредоточенными выходами. Наиболее характерны такие источники для системы притоков верховья Аги и левых притоков р. Онона.

4. В долинах с крутыми выпуклыми склонами, сложенными обнаженными коренными породами, выходы источников подземных вод приурочиваются к подножиям склонов. Места выходов располагаются несколько выше общей поверхности поймы или находятся на одной с ней отметке. Струи воды поступают сбоку со стороны склона непосредственно из системы трещин, рассекающих породу. Выход — сосредоточенный, источник — нисходящий. Аналогичные источники редки. Они отмечены в долине р. Могойтуя (левый приток р. Зуткулея) и в пади Агуин-Хатехим (левый приток р. Аги).

5. В долинах с пологими склонами, сложенными относительно мягкими осадочно-метаморфическими породами, водоносные породы перекрыты мощным слоем делювиально-элювиальных образований. Источники, расположенные на склоне или у подножия склона долины, могут иметь одну или группу родниковых воронок. Отдельные воронки и их группы располагаются одна от другой на расстоянии от 2—3 до 10—12 *м*. Количество воронок в группе достигает 5—6. Если рыхлые образования представлены мелкими фракциями, то в результате деятельности источника стенки воронки постоянно осыпаются, обваливаются и оползают. Воронки приобретают форму усеченного конуса с расширением в верх-

ней части и сужением внизу. В крупнообломочных отложениях родниковые воронки выражены слабее и чаще всего имеют неправильную форму. Источники данного типа отмечены в бассейне р. Хилы — правого притока р. Аги и в бассейне рек Газимура и Урюмкана.

6. На террасированных склонах с эрозионными уступами, количество которых в рельефе склона может быть различным, выходы источников на поверхность приурочены к их подножиям. Вода поступает со стороны склона; выход источников — сосредоточенныи. Когда выход связывается непосредственно с коренными породами, то головка источника обычно отсутствует; в делювии же наблюдается слабо выраженная родниковая воронка, достигающая в поперечнике 10—12 *м*. Борта ее имеют глубину до 1—1,2 *м*. Аналогичные источники характерны для верховья Хойт-Аги.

7. Источники располагаются вдоль подножий эрозионно-аккумулятивных террас. Вода поступает со стороны склона из коренных пород или делювия, а в некоторых случаях и из галечников. Протяженность террас обычно небольшая, ширина — единицы или десятки метров. Выходы воды — сосредоточенные, источники — нисходящие. Подобные источники наблюдаются в бассейне верхнего течения р. Аги и в системе левых притоков Онона.

8. На участке соединения двух глубоко врезанных равноценных долин с высокими нагорными склонами, сложенными трещиноватыми породами, источники располагаются у подножия склона, на стрелке в том месте, где эти долины разветвляются. Вода поступает на поверхность либо непосредственно из коренных пород, либо из прикрывающих их делювиальных образований. В первом случае источники — нисходящие, во втором — с местным напором. Иногда в летнее время на месте выхода отмечаются следы наледей, полуразрушенных бугров пучения, просадок и котловин. Источники характеризуются повышенным дебитом. Данная группа источников широко развита в бассейне р. Аги и в системе левых притоков р Онона в его средней части.

9. В устьевых частях висячих долин, логов и распадков, пересекающих нагорный склон долины, подземные воды дают рассеянные выходы, площади которых измеряются многими сотнями квадратных метров Вода поступает со стороны склонов и со стороны верховья логов, заболачивая поверхность. Источники подобного вида характерны для залесенных районов Центрального Забайкалья и бассейна среднего течения р. Газимура.

Большую роль в разгрузке трещиноватой водоносной зоны играют поверхностные водотоки. Подток воды в русло происходит в тех местах, где оно свободно от обломочного материала. Этим, например, характеризуются участки перекатов Разгрузка подземных вод возможна и в том случае, если аллювиальные отложения, прикрывающие трещиноватые породы, являются хорошо фильтрующими. Наличие большого количества подводных (субаквальных) источников отмечается в русле р. Онона, где их выходы отличаются своеобразными восходящими токами струй воды, имеющей очень низкую температуру. На участках, где русло подмывает коренной борт долины, поступление трещинных вод в поверхностные водотоки может происходить со стороны склонов. Подобное место наблюдается на левом берегу р. Онона, несколько ниже устья р. Куранжи, севернее ст. Оловянная и в районе пос. Чирона. Длина участков соприкосновения русловых вод с коренными породами, представленными толщей глинистых сланцев и песчаников, составляет 2—3 *км*. Особенно наглядно проявляется отмеченное явление в зимнее время, когда атмосферные осадки в питании поверхностных водотоков не принимают участия. В это время все крупные реки получают свое пополнение исключи

тельно за счет подземных вод, а реки Онон, Турга и Ага — преимущественно за счет вод нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации. В долинах, где поверхностные водотоки промерзают до дна, в местах выхода подземных вод отмечаются наледи. Если источник действует в течение всего зимнего периода, то наледи достигают больших размеров — десятки метров в ширину и сотни в длину. В верховье долин залесенной местности полное таяние льда наступает лишь в июне — июле месяце.

Большое влияние на разгрузку подземных вод оказывает мерзлая зона рыхлых отложений склонов и отчасти метаморфических пород нижнего и среднего палеозоя. На склонах долин и водоразделов, обращенных к северу, многолетнемерзлые породы залегают на глубине 0,5—2,5 *м*, а на склонах южной экспозиции на глубине 1,5—2 *м*. Крутые хорошо обогреваемые склоны южной экспозиции мерзлой зоной не затрагиваются. Она также не выявлена и в мощных песчаных террасах крупных долин. Мёрзлыми здесь являются чаще всего пойменные отложения, сменяющиеся у подножий склонов талыми породами. Наибольшая мощность многолетнемерзлых образований отмечается также на склонах северной экспозиции. Это лишний раз подчеркивает, что мерзлая зона, являясь фактором современных физико-геологических условий, географически зональна. Такое явление вызывает вполне определенную закономерность в распределении источников нижне- и верхнепалеозойской гидрогеологической формации по площади. В пределах определенной территории количество источников, расположенных у склонов южной экспозиции значительно больше, чем у склонов, обращенных к северу. Так, например, по данным Н. И. Толстихина, у склонов, обращенных к югу, юго-востоку и юго-западу отмечается 57%, а по данным И. Я. Баранова — 61% от общего количества источников (Щеголев, Толстихин, 1939 г.). Основные положения Н. И. Толстихина и И. Я. Баранова подтверждены в последнее время гидрогеологическими съемками, проведенными в Восточном Забайкалье в период с 1951 по 1961 г. В долинах широтного простирания источники трещинных вод, как правило, приурочиваются к склону, обращенному на юг, а в долинах с юго-восточным направлением — на юго-запад.

Так, по данным подсчетов, количество источников подземных вод здесь в 2—3 раза больше, чем у склонов северо-восточных и юго-восточных экспозиций.

Наибольшее количество источников нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации характерно не только для склонов долин южной экспозиции, но и для склонов горных хребтов, ориентированных к югу. Например, на южных склонах Борщовочного и Могойтуйского хребтов сосредоточено от 77 до 82% источников (табл. 36). Эта закономерность в распределении источников характерна и для подмерзлотных вод четвертичных отложений, питание которых осуществляется в основном за счет трещинных вод, подтекающих со стороны нагорных склонов. При подсчете использованы сведения по 412 источникам. Подобная закономерность для трещинных вод зоны выветривания распространяется на все Восточное и Центральное Забайкалье.

При движении от центральных частей горных хребтов к их подножиям мощность рыхлых отложений постепенно нарастает. Одновременно уменьшается величина фракций четвертичных пород. Крупноглыбовые россыпи вблизи горных хребтов сменяются вниз по склону грубообломочными и щебенистыми образованиями, а затем суглинками, супесями и песками. Удаленность описываемой площади от горного хребта находится в прямой зависимости от мощности рыхлых образований, перекры

Таблица 36

Распределение источников трещинных вод и вод четвертичных отложений в зависимости от экспозиции склонов горных хребтов

Район	Источники подземных вод нижнего и среднего палеозоя				Источники подземных вод нижне-среднепалеозойских и четвертичных пород				Фамилия исследователя, год
	на южном склоне		на северном склоне		на южном склоне		на северном склоне		
	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	
Борщовочный хребет, Чнронское поле	93	77	28	23	102	73	38	27	Богомолов Н. С., Овчаренко В И., 1958
Борщовочный хребет, западнее с Агинского	46	82	10	18	76	68	37	32	Богомолов Н С., 1956
Борщовочный хребет, центральная часть Агинского поля	—	—	—	—	72	59	30	41	Богомолов Н. С., Кужелева Н В., 1953, 1954
Могойтуйский хребет	18	82	4	18	46	81	11	19	Богомолов Н. С., 1956

вающих нижне- и среднепалеозойские породы, а также от глубины залегания подземных вод описываемой формации. Количество источников здесь резко сокращается. Аналогичная закономерность характерна и для склонов хребтов северной экспозиции. Увеличение общей мощности рыхлого покрова способствует формированию пластово-поровых вод четвертичных отложений, а при наличии в них мерзлой зоны — надмерзлотных и подмерзлотных вод, являющихся первым от поверхности водоносным горизонтом. Однако общее количество источников нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации и четвертичных отложений на удаленных от хребтов площадях является также значительно меньшим. Горные районы всегда богаты источниками, а районы предгорий, степные и полустепные пространства бедны ими.

На территории развития описываемой формации можно выделить три области, резко различающиеся между собой.

Первой является область питания, включающая центральные части горных хребтов, их крупные отроги и широкие водораздельные пространства между долинами. В пределах этой области происходит просачивание атмосферных вод по трещинам выветривания в породах до нижней водоупорной поверхности. Поскольку эта поверхность в общих чертах отражает поверхность наземного рельефа, подземные воды начинают свое движение от горных хребтов и водоразделов к подножиям их склонов, а также к долинам рек и межгорным впадинам. Уровень подземных вод залегает на разных глубинах — от нескольких до 100 *м* и более. После продолжительного засушливого периода, а также в зимнее время область может быть практически полностью дренирована долинами и межгорными впадинами. Площадь не является перспективной на поиски и разведку подземных вод больших запасов.

Во вторую область включаются склоны водоразделов и долин, в пределах которых происходит выход подземных вод на поверхность в виде многочисленных источников. Зеркало трещинных вод имеет на

клон в сторону долин, по мере продвижения к которым происходит уменьшение его глубины залегания. У подножий склонов грунтовые воды образуют нисходящие источники. Часть воды выходит на поверхность, а другая, бо́льшая часть, стекает в долины, пополняя подмерзлотный водоносный горизонт в современных аллювиальных отложениях. Если последний насыщен на неполную мощность, то выход воды на поверхность не наблюдается. То же самое отмечается при большой мощности рыхлого материала, выполняющего долины. Территория в целом может быть охарактеризована как область «транзита и частичного выклинивания» трещинных вод. На пологих склонах водоразделов и долин могут быть выявлены относительно мощные водоносные зоны со значительными запасами. Наиболее благоприятны в этом отношении территории, удаленные от областей питания.

В северной и восточной частях Агинского поля наибольшее количество источников, связанных с нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формацией, характеризуются дебитом от 0,5 до 1 *л/сек.*, что составляет от 42 до 45% от их общего числа (табл. 37). На долю источни-

Таблица 37

Сведения о водоносности гидрогеологической формации нижне- и среднепалеозойских пород Агинского поля

Район (Агинское поле)	Пределы колебаний дебита источников, *л/сек*														Фамилия исследователя и год
	0,1–0,5		0,5–1		1–3		3–5		5–10		10		сумма источников (от 0,5 и более)		
	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	Число источников	% от общего количества	
Северная часть	17	22	33	42	26	33	2	3	—	—	—	—	61	78	Богомолов Н. С., Овчаренко В. И., 1958
Западная часть	21	24	19	21	28	31	9	10	10	11	2	2	68	74	Богомолов Н. С., 1956
Восточная	5	25	9	45	6	30	—	—	—	—	—	—	15	75	Богомолов Н. С., 1959
Центральная и южная части	32	60	10	19	10	19	1	2	—	—	—	—	21	39	Богомолов Н. С., Кужелева Н. В., 1953

ков с дебитом от 1 до 3 *л/сек* приходится от 30 до 33%, а источники с дебитом от 0,1 до 0,5 *л/сек* — составляют 21—25%. В западной части Агинского поля наибольшее число источников имеет дебит от 1 до 3 *л/сек*. В центральной и южной частях поля 60% источников трещинных вод характеризуются дебитом от 0,1 до 0,5 *л/сек*, а 37% — дебитом 0,5—3 *л/сек*; высокодебитных источников здесь очень мало, в западной части Агинского поля они вообще отсутствуют. При движении от центральной части Борщовочного хребта к долине р. Онона одновременно с нарастанием мощности рыхлого покрова и уменьшением общего количества источников трещинных вод наблюдается неуклонное падение их дебита. Значительное количество подземных вод здесь, по-видимому, стекает

в долину р. Онона, пересекающую складчатые структуры палеозоя под большим углом к их простиранию. В северной, западной и восточной частях Агинского палеозойского поля преобладают источники с дебитом от 0,5 *л/сек* и выше (74—78%), а в его южной — от 0,1 до 0,5 *л/сек* (60% от их общего количества).

В Приаргунье дебит большинства источников девонских и нижнекаменноугольных пород равен 1—3 *л/сек*. Зависимость дебита источников от состава вмещающих пород не наблюдается. Степень водоносности метаморфизованных песчаников и различных метаморфических сланцев примерно одинакова. Повышенные или пониженные значения дебита источников зависят от их положения относительно форм рельефа и от степени трещиноватости горных пород. Отмеченная закономерность справедлива лишь для самой верхней части водоносной зоны, в которой при определенных условиях возникают нисходящие источники.

Если зеркало подземных вод нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации в пределах какой-либо долины ни в одной из точек не пересекается с дневной поверхностью, то вся вода, поступающая по трещинам со стороны областей питания, идет на пополнение запасов водоносного горизонта в аллювиальных отложениях, а также на насыщение трещиноватой зоны в метаморфической толще. На участках долин подземные воды описываемой формации залегают много глубже, чем у подножий склонов. Здесь они испытывают вторичное погружение. Дальнейшее движение воды будет направлено вниз по долине — аналогично направлению поверхностного водотока. Если склоны долины крупных рек пересечены долинами рек второго порядка, что является характерным для всей площади развития нижне- и среднепалеозойских пород, то расход грунтового потока будет увеличиваться по мере движения от верховьев долин к их устьям за счет поступления вод из долин второго порядка. На участках, занятых долинами, зоны водоносных трещин наиболее обводнены. Вся территория, занятая днищами долин, относится к третьей области и в целом может быть охарактеризована как область вторичного погружения, накопления и разгрузки трещинных вод. Она является наиболее перспективной для поисков и разведки подземных вод.

Из сорока гидрогеологических скважин, пройденных в зоне выветривания нижне- и среднепалеозойских пород на площадях, занятых долинами, в пятнадцати из них при пробных и опытных откачках получен дебит от 1 до 3 *л/сек*, в восьми — от 3 до 5 *л/сек* и в четырех — от 5 до 10 *л/сек*. Остальные скважины оказались малодебитными, в восьми из них получен дебит от 0,1 до 0,5 *л/сек*, а в пяти от 0,5 до 1 *л/сек*. Практически безводные скважины обычно отмечаются на участках развития монолитных, крепких пород, слабо поддающихся действию агентов физического и химического выветривания. Сюда относятся различные кварциты, а также кварцевые и кремнистые сланцы

Приведем следующие данные о водоносности нижне-среднепалеозойских отложений (по материалам скважин ЧГУ)

Пределы колебаний дебита скважин, *л/сек*	Количество скважин
0,1—0,5	8
0,5—1	5
1—3	15
3—5	8
5—10	4

Однако в зонах дробления и сильного катаклаза, там, где породы интенсивно трещиноваты, они могут быть водоносными. Подобное явление отмечается на Ераминском месторождении, где притоки воды в скважины, пройденные во вторичных кварцитах, достигают 0,5 *л/сек* (Трупов, 1960).

Особую группу составляют метаморфизованные известняки, образующие в песчано-сланцевой толще нижнего и среднего палеозоя отдельные пачки, пласты или крупные линзы, мощность которых достигает нескольких сотен метров. По простиранию они прослеживаются до 5—6 *км*. Прослои и пачки белых мраморовидных известняков имеются на левобережье р. Хилы, около пос. Аргалея и в междуречье Онона и Аргуни. В бассейне Газимура и Урюмкана карбонатные породы описываемой гидрогеологической формации преобладают над песчано-сланцевыми. Дебит большинства источников, связанных с известняками, колеблется от 1,5 до 3 *л/сек*, а притоки воды в скважины от 0,9 до 1,3 *л/сек*. Водообильность закарстованных известняков значительно выше. Так, например, в районе ст. Ясная максимальный дебит по скважинам превышал местами 10 *л/сек* (Земляной, 1961).

По химическому составу подземные воды палеозойской толщи относятся преимущественно к гидрокарбонатным кальциевым (таблицы 38—40). Почти на всей территории Восточного Забайкалья преобладающим среди анионов является сульфат-ион, а среди катионов — магний, реже — натрий. В междуречье Барун-Догоя и Барун-Шивеи и в бассейне р. Хилы вторым по преобладанию иногда является хлор. В районе Чиронского поля наряду с гидрокарбонатными кальциевыми развиты гидрокарбонатные магниевые воды. Величина минерализации воды в большинстве источников колеблется от 0,2 до 0,5 *г/л*. Известно также много источников с минерализацией воды менее 0,2 и более 0,5 *г/л*. В районе Чиронского поля отклонения от фоновых значений минерализации в сторону ее увеличения связываются с повышенным содержанием в воде магния, преобладающего над кальцием. В бассейне Газимура и Урюмкана большинство источников, связанных с песчано-сланцевыми отложениями данной формации, характеризуются минерализацией вод до 0,05 *г/л*, а с карбонатными породами от 0,1 до 0,16 *г/л*. В общем же случае слабоминерализованные формации характерны для предгорных районов, а более минерализованные — для степных и полустепных пространств, находящихся в относительно бóльшем удалении от областей питания. На основании анализа большого количества фактического материала, по химическому составу подземных вод установлено, что большинство источников с минерализацией воды 0,2 *г/л* и менее расположены вблизи областей питания — у центральных частей горных хребтов или на склонах широких водораздельных пространств. Источники же, находящиеся на значительном удалении от хребтов и водоразделов, характеризуются минерализацией от 0,3—0,4 до 0,6—0,8 *г/л*, реже до 1,3—1,7 *г/л*. Изменение величины минерализации вод нижнего и среднего палеозоя хорошо прослеживается, например, от центральной части Борщовочного хребта к долине р. Онона, с севера на юг. Так, в системе долин двух левых притоков р. Онона, пересекающих Борщовочный хребет с северо-запада на юго-восток, приращение величины минерализации на 1 *км* пути движения подземных вод составляет 6—7 *мг*. Источники выходят на поверхность непосредственно из коренных пород или из делювиальных отложений, прикрывающих водоносные трещины тонким слоем (табл. 41).

Минерализация воды источника 138, расположенного вблизи области питания, составляет 0,14 *г/л*, а источника 761, удаленного вниз по падиа на 25 *км*, — 0,326 *г/л* (Богомолов, 1956, 1961).

Таблица 38

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации метаморфических песчанико-сланцевых нижне- и среднепалеозойских отложений
(Восточное Забайкалье, Центральная часть Агинского палеозойского поля)

Местоположение водопункта и абсолютная отметка, м	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Источник в основании левого склона средней части долины р Малой Чиндахты, 700	Песчаники трещиноватые	15/VII 1953 г.	6,9	Нет сведений	5,4	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	10 0,29 5	58 1,2 21	Нет сведений	Следы	256 4,2 74	7 0,29 5	Нет сведений	75 3,76 66	20 1,64 29	0,3	Нет сведений	Нет сведений
Источник в тальвеге долины р Боготы, 700	Песчаники, метаморфизованные	18/VII 1953 г.	7	То же	6,2	0,5	мг/л мг-экв/л % · экв	9 0,24 4	63 1,31 21	То же	Нет сведений	293 4,8 75	2 0,1 2	0,6	95 4,76 75	18 1,5 23	0,3	То же	То же
Источник в основании правого склона долины р Болотной, 680	Песчаники, метаморфизованные, трещиноватые	18/VII 1953 г.	7,4	„ „	5,9	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	26 0,73 12	33 0,69 12	„ „	То же	281 4,6 76	2 0,08 2	1	88 4,46 73	18 1,48 25	0,6	„ „	„ „
Источник в основании левого склона верхней части долины р Гороша, 740	Песчаники, метаморфизованные	31/VII 1953 г.	6,8	„ „	4,8	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	9 0,24 5	22 0,5 9	„ „	Следы	256 4,2 85	1 0,04 1	Нет сведений	76 3,8 77	13 1,07 22	0,6 0,03 1	„ „	„ „
Источник в основании левого склона средней части долины Кухоша, 740	Песчаники, трещиноватые, метаморфизованные	31/VII 1953 г.	7,6	„ „	5,5	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 4	15 0,31 5	„ „	0,05	317 5,2 91	2 0,08 1	0,4	90 4,5 79	13 1,09 19	0,7 0,04 1	„ „	„ „
Источник в средней части долины р Жипкоша, 730	Песчаники, метаморфизованные	31/VII 1953 г	7	„ „	4,2	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 4	20 0,41 9	„ „	1,5	232 3,8 86	2 0,08 2	0,7	66 3,3 75	12 1 23	0,6 0,03 1	„ „	„ „
Источник в средней части долины вблизи колхоза «1-е августа», 770	То же	31/VII 1953 г	6,8	„ „	3,8	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 5	17 0,36 9	„ „	Нет сведений	207 3,4 86	0,7 0,03 1	Нет сведений	58 2,9 73	12 1 25	0,6 0,03 1	„ „	„ „
Источник в основании правого склона средней части долины р Голодной	Песчаники, среднезернистые, метаморфизованные	5/VIII 1953 г.	6,6	„ „	3,9	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 5	10 0,21 5	„ „	Следы	220 3 90	1 0,04 1	0,4	58 2,9 72	13 1,04 26	0,6 0,03 1	„ „	„ „
Источник в основании правого склона нижней части пади Ирт, 800	Песчаники, трещиноватые, среднезернистые, метаморфизованные	5/VIII 1953 г	6,4	„ „	4,4	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	9 0,25 5	6 0,12 3	„ „	Нет сведений	256 4,17 92	1 0,04 1	0,7	59 2,94 64	19 1,56 35	0,1	„ „	„ „
Источник в верховье правого распадка средней части долины р Догоя, 760	Песчаники, трещиноватые, метаморфизованные	8/VIII 1953 г	6,6	„ „	1,9	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	10 0,28 13	3 0,06 3	„ „	То же	110 1,8 84	2 0,1 5	1	33 1,65 77	4 0,33 15	1,2 0,06 3	„ „	„ „
Источник в основании восточного склона водораздела долины Большой и Малой Кулинды, 780	Песчаники, метаморфизованные и сланцы, углисто глинистые	16 VIII 1953 г.	7,2	„ „	4,6	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 4	16 0,33 7	„ „	0,2	256 4,2 89	2 0,07 1	Нет сведений	70 3,51 74	14 1,15 25	0,4	„ „	„ „
Источник в верховье пади Болокту, 800	Песчаники, метаморфизованные, среднезернистые	8/VIII 1953 г	6,8	„ „	1,8	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 10	4 0,08 4	„ „	Нет сведений	110 1,8 86	1,3 0,06 3	То же	26 1,3 62	7 0,59 29	2,5 0,13 6	„ „	„ „
Источник в основании левого склона средней части пади Болокту, 680	Песчаники, трещиноватые, метаморфизованные, мелкозернистые	8/VIII 1953 г.	6,8	„ „	4,55	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	12 0,34 7	34 0,71 15	„ „	Следы	220 3,6 78	2 0,07 2	„ „	72 3,59 77	12 0,99 24	0,6	„ „	„ „
Источник в тальвеге средней части пади Болокту, 680	Песчаники, мелкозернистые, метаморфизованные, трещиноватые	8/VIII 1953 г	8	„ „	4,3	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	9 0,25 6	29 0,6 13	„ „	„	220 3,6 81	2 0,08 2	„ „	64 3,21 72	14 1,16 26	0,6	„ „	„ „

Местоположение водопункта и абсолютная отметка, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа
Источник в верховье пади Марсотуй, 740	Черные трещиноватые углисто-глинистые сланцы	8/VIII 1953 г.	7	Нет сведений	3,9	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник на левом склоне долины Агуин-Хатехим, 630	Сланцы, слюдисто-кварцевые	24/VII 1953 г.	8	То же	8	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
То же, 640	Сланцы, слюдисто-кварцевые, трещиноватые	24/VII 1953 г.	8	„ „	10	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
То же, 600	Песчаники, метаморфизованные	2/VIII 1953 г.	7	„ „	16	1,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в основании левого склона нижней части пади Куруиша, 790	Песчаники, трещиноватые, мелкозернистые	17/VIII 1953 г.	7,4	„ „	3,7	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Колодец на левом склоне верховья долины Барун-Харганаши, 680	Сланцы глинистые, трещиноватые	11/IX 1953 г.	7,6	„ „	7,6	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Колодец в основании левого склона верховья долины р Чандахты, 730	Песчаники, метаморфизованные	18/VII 1953 г.	7,2	„ „	5,6	0,4	*мг/л* *мг-экв л* % · *экв*
Колодец в основании левого склона долины р Барун-Нарына, 640	Сланцы, трещиноватые, метаморфизованные	1/VIII 1953 г.	7,4	„ „	10,4	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*

Аналогичное явление характерно для центральной части Агинского поля. Здесь при движении от водораздела между долинами рек Хилы и Онона к р. Онону и при движении от Борщовочного хребта к Онону величина минерализации в первой группе источников возрастает от 0,15 до 0,56 *г/л*, а во второй — от 0,27 до 0,9 *г/л* (табл. 42).

Выходы воды на поверхность для приведенных групп источников связываются либо непосредственно с коренными породами нижнего и среднего палеозоя, либо с делювиальными и аллювиальными образованиями мощностью от 0,5 до 20—25 *м*. Там, где породы нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации прикрыты рыхлыми отложениями, приращение величины минерализации подземных вод на 1 *км* пути их движения достигает 16—17 *мг/л*. Особенно это заметно на площадях, удаленных от областей питания.

Для склона южной экспозиции Могойтуйского хребта основная закономерность формирования химического состава подземных вод сохраняется. В табл. 43 в первой группе источников показаны величины минерализации воды для средних частей долин системы левых притоков р. Аги, во второй — для их устьевых частей, находящихся в относительно большем удалении от областей питания.

Направление долин здесь то же самое, что и в системе левых притоков Онона, т. е. преимущественно юго-восточное, а протяженность значительно больше. Вероятно, этим обстоятельством объясняются более высокие значения величин минерализации воды.

Продолжение табл. 38

Компоненты минерализации											
Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
7 0,2 5	25 0,52 13	Нет сведений	0,02	195 3,2 82	1 0,04 1	Нет сведений	62 3,06 78	10 0,82 21	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений
10 0,28 3	62 1,29 16	То же	0,2	439 7,15 81	2 0,08 1		60 3 37	68 5,64 62	0,2	То же	То же
9 0,25 2	78 1,62 16	„ „	0,4	512 8,4 82	4 0,17 2	Следы	85 4,24 41	71 5,84 57	0,3 0,02	„ „	„ „
15 0,42 3	202 4,2 25	„ „	0,02	722 11,77 72	1	0,4	307 15,32 93	13 1,07 7	0,8	„ „	„ „
12 0,34 9	9 0,19 5	„ „	Следы	207 3,39 86	3 0,13 3	0,2	64 3,2 82	7 0,59 15	0,1	„ „	„ „
16 0,43 6	45 0,93 12	„ „	Нет сведений	390 6,39 82	1 0,05 1	0,2	99 4,95 64	33 2,75 35	0,6	„ „	„ „
9 0,24 4	38 0,78 14	„ „	То же	293 4,8 82	4 0,17 3	0,7	85 4,25 78	17 1,4 24	0,5	„ „	„ „
19 0,54 5	210 4,37 42	„ „	0,5	341 5,59 53	2,4 0,1 1	1,5	158 7,9 75	30 25 24	0,2	„ „	„ „

Нарастание значений величин минерализации при движении от центральных частей горных хребтов к межгорным впадинам отмечается также на склоне северной экспозиции Борщовочного хребта и в системе долин правых притоков р. Аги. Наличие на этом склоне многолетнемерзлых пород создает затрудненные условия движения подземных вод, что, в свою очередь, сказывается на их химическом составе. Приращение величины минерализации на 1 *км* движения подземных вод здесь составляет в среднем от 20 до 30 *мг/л* (табл. 44).

Таким образом, как ни мала величина общей минерализации, среди подземных вод гидрогеологической формации нижне- и среднепалеозойских осадочно-метаморфических пород наблюдается определенная и вполне четкая зональность. Центральные части горных хребтов, широкие водораздельные пространства и часть нагорных склонов долин, являющиеся областями питания, характеризуются развитием слабо минерализованных подземных вод. Величина минерализации их здесь редко достигает 0,2 *г/л*. По мере движения к долинам рек или межгорным впадинам подземные воды нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации постепенно обогащаются растворенными солями, а минерализация их постепенно нарастает, достигая на удаленных от областей питания территориях 0,9—1,2 *г/л*. Максимальными значениями величины минерализации характеризуются подземные воды между долиной р. Онона и Борщовочным хребтом — в южной и центральной частях Агинского поля. В редких случаях она достигает здесь 3 *г/л*.

Таблица 39

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации метаморфических песчано-сланцевых нижне- и среднепалеозойских отложений
(Восточное Забайкалье, Центральная часть Агинского палеозойского поля)

Местоположение водопункта	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литология водовмещающих пород, их возраст и интервал опробования, *м*	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость, общая *мг-экв*	Минерализация *г*/*л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2
									Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Источник в средней части пади Соцол	0,0	Сланцы, кварцево-серицитовые, S 0,0—0,5	10/VII 1952 г.	7,6	Нет сведений	7,1	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	12 0,34 5	62 1,29 18	Нет сведений	0,2	342 5,6 77	2 0,09 1	Нет сведений	89 4,44 62	33 2,7 37	0,4	Нет сведений	Нет сведений
Источник в верховье пади Цаган-Чаллота		Известняки, криптокристаллические, трещиноватые, Pz_2	3/VII 1952 г.	7,4	То же	4,3	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	3 0,08 2	23 0,48 11	То же	Нет сведений	232 3,77 87	1 0,04 1	0,5	71 3,55 81	9 0,74 18	0,5	То же	То же
Источник в верховье пади Безымянной		Сланцы, серицитово-кварцевые, трещиноватые, S	3/VII 1952 г.	7,6	„ „	3,5	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	7 0,2 6	18 0,38 10	„ „	То же	183 3 84	0,7 0,03 1	Нет сведений	49 2,44 68	13 1,06 30	1 0,05 1	„ „	„ „
Колодец в долине ручья, протекающего через ст. Оловянная, выше поселка		Сланцы слюдисто-кварцевые, Pz 9,0—11,0	18/VII 1952 г.	7,8	„ „	9,2	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	61 1,7 18	36 0,74 8	„ „	0,5	427 7 74	6 0,26 4	0,7	126 6,3 66	35 2,88 30	0,2	„ „	„ „
Колодец в долине р. Онон у ст. Оловянная	12	Сланцы слюдисто-кварцевые, S 12,0—13,0	24/VII 1952 г.	7,9	„ „	6,6	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	12 0,34 5	23 0,48 7	„ „	0,1	354 5,8 88	0,3	4,2	72 3,63 55	36 2,99 45	0,2	„ „	„ „
Источник на левом склоне долины р. Онон у ст. Оловянная		Сланцы, кварцево-слюдистые, трещиноватые, S	1/VIII 1952 г.	7,9	„ „	13,2	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	160 4,51 33	87 1,8 13	„ „	Нет сведений	451 7,39 54	12 0,52 4	2,3	160 8 58	63 5,18 38	0,1	„ „	„ „
Источник в распадке пади Хараганатый, в 2 *км* юго-западнее разъезда Булак		Известняки, криптокристаллические, трещиноватые, S	10/VIII 1952 г.	7,4	„ „	5,3	0,4	*мг л* *мг-экв/л* % *экв*	7 0,2 4	37 0,77 14	„ „	Следы	268 4,39 82	0,4	Нет сведений	91 4,54 84	10 0,82 16	0,2	„ „	„ „
Колодец на западной окраине ст. Оловянная	20	Известняки, S 20,0—21,6	28 X 1952 г.	7,3	„ „	7,4	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	22 0,62 8	36 0,75 10	„ „	0,02	378 6,2 82	2 0,07 1	То же	125 6,27 83	15 1,23 16	0,4	„ „	„ „
Колодец в пади Соцол	4,3	Сланцы, слюдисто-кварцевые, трещиноватые, S, 4,35—5,25	29/X 1952 г.	7,3	„ „	8,2	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	8 0,22 3	61 1,27 15	„ „	Нет сведений	415 6,8 82	1 0,04	1,5	20 5,99 72	27 2,26 28	Нет сведений	„ „	„ „
Колодец на ст Ага	5	Сланцы, кварцево-эпидотовые, S 5,00—10,00	2 XI 1952 г.	7,8	„ „	6,7	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	13 0,36 5	42 0,87 13	„ „	0,03	342 5,6 82	2 0,09 1	0,1	105 5,25 77	18 1,49 22	0,2	„ „	„ „
Колодец на левом склоне пади Мангуши в ее средней части	3,5	Сланцы, кварцево-эпидотовые, S 3,53—4,00	25/XI 1952 г.	7,1	„ „	3,6	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	6 0,17 5	13 0,27 7	„ „	Следы	195 3,2 88	1 0,04 2	0,1	50 2,5 69	13 1,1 29	Нет сведений	„ „	„ „
Источник в сел. Хара-Бырка		Сланцы, трещиноватые, S	23/XI 1952 г.	7,2	„ „	5,3	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	5 0,14 3	20 0,41 8	„ „	Нет сведений	293 4,8 90	1 0,04 1	Нет сведений	90 4,49 84	10 0,82 15	0,1	„ „	„ „
Колодец в средней части пади Хадакта		Сланцы, глинисто-кремнистые, S	15/VIII 1952 г.	7,2	„ „	5,3	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	10 0,28 6	63 1,31 24	„ „	Следы	231 3,79 70	0,1	Следы	73 3,65 68	21 1,734 32	0,4	„ „	„ „

Таблица 40

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации метаморфических песчано-сланцевых нижне- и среднепалеозойских отложений. Центральное Забайкалье. Чикойская складчатая зона

(по В. И. Цыганку, 1963)

Местоположение источника и абсолютная отметка, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Падь Сухая, 1070	Филлиты, песчаники	7/VII 1962 г.	6,9	Нет сведений	3,4	0,2	*мг/л*	3	26	Нет сведений	Нет сведений	180	4	0,1	54	8	Следы	Нет сведений	Нет сведений
							мг-экв/л	0,1	0,54			2,95	0,19	0,01	2,71	0,68			
							% · *экв*	3	15			82	5	0,3	75	19			
Падь Газулутый, 1160	То же	6/VII 1962 г.	7,0	То же	2,3	0,1	*мг/л*	3	20	То же	То же	125	6	0,15	37	6	Нет сведений	То же	То же
							мг-экв/л	0,1	0,42			2,05	0,24	0,01	1,87	0,45			
							% · *экв*	4	16			80	9		73	18			
Падь Зун-Баяктоли, 1350	Песчаники граувакковые, сланцы	22/VIII 1962 г.	6,5	„ „	1	0,07	*мг/л*	3	14	„ „	„ „	52	6	0,15	15	3	Следы	„ „	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,29			0,85	0,24	0,01	0,76	0,23			
							% · *экв*	8	23			69	19	1	61	19			
Падь Цаган-Булак, 1160	То же	8/VII 1962 г.	6,9	„ „	2	0,2	*мг/л*	3	20	„ „	„ „	200	28	0,2	41	7	Нет сведений	„ „	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,42			3,28	1,21	0,01	2,02	0,61			
							% · *экв*	3	11			85	31		53	16			
Долина р. Быркыкты, 1420	Алевролиты, кремнистые сланцы	21/IX 1962 г.	6,3	„ „	0,2	0,04	*мг/л*	3	12	1	„ „	6	5	0,2	4	1	Следы	Следы	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,25	0,02		0,1	0,23	0,01	0,18	0,05			
							% · *экв*	21	53	4		21	49	2	38	11			
Долина р. Агуцы, 1480	Алевролиты, кремнистые сланцы, песчаники	15/IX 1962 г.	6,2	„ „	0,2	0,04	*мг/л*	3	10	Нет сведений	„ „	9	5	0,15	5	0,3	0,1	То же	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,21			0,15	0,20	0,01	0,23	0,20			
							% · *экв*	22	46			33	44	2	50	4			

Отмеченная закономерность среди подземных вод описываемой гидрогеологической формации Восточного Забайкалья еще раньше выявлена на территории Монгольской Народной Республики. «На водоразделах, особенно в области Хангайского нагорья, в западной части Монгольского Алтая и в Кентее, где выпадает наибольшее количество атмосферной влаги, минерализация воды часто не превышает 25—50 *мг/л*; состав вод гидрокарбонатно-кальциевый с повышенным содержанием кремнезема и органических веществ. По направлению к понижениям вследствие удлинения путей фильтрации и более длительного соприкосновения подземных вод с породами водоносного пласта минерализация вод увеличивается до 300—400 *мг/л*, хотя тип их по-прежнему остается гидрокарбонатно-кальциевым» (Маринов, 1956). В Северной части страны среди подземных вод гидрогеологической формации палеозойских песчано-сланцевых пород преобладающая минерализация определяется 0,2 *г/л*. При движении к югу минерализация возрастает до 0,5—0,6 *г/л*, при этом в составе сульфатно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод заметную роль начинают играть хлор и натрий (Маринов, Попов, 1963).

Повышение минерализации по мере удаления от областей питания отмечается не только в пределах какого-либо определенного бассейна трещинных вод, заключенного между двумя параллельными хребтами. В пределах Читинской области и на сопредельных с ней территориях общая гидрохимическая зональность четко устанавливается в более широком плане. Например, сверхпресные воды высокогорных областей севера Читинской области в среднегорных районах центральной части сменяются пресными, а в районе предгорий, занятых степными и полустепными пространствами пограничной полосы, — минерализованными водами — пресноватыми или слабосолоноватыми с величиной сухого остатка до 3 *г/л*. Это указывает на налчие широтной зональностн трещинно-грунтовых вод.

Подземные воды гидрогеологической формации нижне- и среднепалеозойских отложений, залегая на относительно небольшой глубине от поверхности земли, при наличии мерзлой зоны характеризуются низкими температурами. Постоянно действующие источники в летнее время имеют температуру 1—2° С, в зимнее — 0,5—1° С. Если дебит источников мал, а скорости движения воды замедлены, то в летнее время вблизи земной поверхности вода быстро нагревается и температура ее иногда повышается до 3—4° С и выше. С увеличением глубины циркуляции подземных вод их температура заметно повышается, составляя на глубине 490—530 *м* около 14° С (Баранов, 1940).

Таблица 41

Изменение величины минерализации воды зоны трещин выветривания (Борщовочный хребет, западная часть Агинского палеозойского поля)

Первая группа				Вторая группа			
Номер источника	Абсолютные отметки устья источника, *м*	Расстояние от предыдущего источника, *м*	Минерализация, *г/л*	Номер источника	Абсолютные отметки источника, *м*	Расстояние предыдущего источника, *м*	Минерализация, *г/л*
138	880	—	0,14	138	880	—	0,14
130	860	8	0,196	781	900	14	0,205
805	740	9	0,286	739	820	5	0,216
761	740	8	0,326	768	720	9	0,324

Таблица 42

Изменение величины минерализации подземных вод зоны трещин выветривания нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации от Борщовочного хребта к долине р. Онона (с севера на юг). Центральная часть Агинского палеозойского поля

Номер источника	Местоположение источника	Абсолютная отметка выхода, *м*	Расстояние от водораздельной линии, *км*	Минерализация, *г/л*	Формула химического состава воды	Фамилия исследователя, год
			Первая группа источников			
21	Падь Судунтуй	768	24	0,152	$\frac{HCO_3\ 55\ SO_4\ 40}{Ca\ 75\ Mg\ 24}$	Устюжанина А. В., Серебряков И. И., 1952
31	Падь Анховай	520	36	0,214	$\frac{HCO_3\ 69\ SO_4\ 28}{Ca\ 76\ Mg\ 23}$	То же
33	Падь Бусунтуй	540	38	0,314	$\frac{HCO_3\ 50\ SO_4\ 45}{Ca\ 63\ Mg\ 31}$	" "
32	Падь Анховай	520	38	0,338	$\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 26}{Ca\ 60\ Mg\ 39}$	" "
35	Падь Ханта-Цагантуй	530	41	0,564	$\frac{HCO_3\ 85\ SO_4\ 12}{Ca\ 63\ Mg\ 35}$	" "
			Вторая группа источников			
1007	Падь Безымянная	700	6	0,270	$\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 10}{Ca\ 68\ Mg\ 29}$	Богомолов Н. С., Кужелева Н. В., 1953
2	Падь Олон-Булак	660	16	0,273	$\frac{HCO_3\ 90\ SO_4\ 7}{Ca\ 74\ Mg\ 25}$	То же
14	То же	670	17	0,360	$\frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 90\ Mg\ 7}$	" "
3	" "	650	18	0,400	$\frac{HCO_3\ 88\ SO_4\ 9}{Ca\ 91\ Mg\ 6}$	" "
56	Уртуй	720	42	0,427	$\frac{HCO_3\ 57\ SO_4\ 39}{Ca\ 53\ Mg\ 44}$	Устюжанина А. В., Серебряков И. И., 1952
47	То же	650	43	0,832	$\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 12}{Ca\ 60\ Mg\ 38}$	То же
48	Баин-Булак	740	52	0,921	$\frac{HCO_3\ 73\ SO_4\ 21}{Ca\ 54\ Mg\ 40}$	" "

Среди подземных вод гидрогеологической формации отмечается изменение уровня, которое зависит от количества выпавших в районе атмосферных осадков. Повышение уровня подземных вод отмечается в южных районах Восточного Забайкалья со второй половины июля — начала августа и продолжается обычно до середины сентября. Здесь оно связано с периодом интенсивного выпадения дождей, которые в пределах региона всегда более обильны и продолжительны во второй половине лета. Максимальное повышение уровня подземных вод описываемой гидрогеологической формации в 1938 г. приходилось на конец июля (табл. 45).

Таблица 43

Изменение величины минерализации подземных вод нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации от Могойтуйского хребта к долине р. Аги (с севера на юг)

Номер источника	Местоположение источника	Абсолютная отметка выхода, м	Минерализация г/л	Формула химического состава воды	Фамилия исследователя, год	Примечание
			Первая группа источников			
2179	Падь Нижний Ушнрбай	770	0,271	$\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 16}{Ca\ 77\ Mg\ 20}$	Кужелева Н. В., Богомолов Н С., 1954	Средние части долин склона южной экспозиции Могойтуйского хребта
2209	Падь Могойтуй	690	0,387	$\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 17}{Ca\ 73\ Mg\ 24}$	То же	
2126	То же	755	0,405	$\frac{HCO_3\ 79\ SO_4\ 17}{Ca\ 74\ Mg\ 24}$	„ „	
2149	„ „	750	0,426	$\frac{HCO_3\ 69\ SO_4\ 29}{Ca\ 81\ Mg\ 18}$	„ „	
946	Падь Хухоши	—	0,446	$\frac{HCO_3\ 91\ SO_4\ 5}{Ca\ 79\ Mg\ 20}$	„ „	
			Вторая группа источников			
2268	Падь Агунн-Хатехим	680	0,642	$\frac{HCO_3\ 81\ SO_4\ 15}{Mg\ 62\ Ca\ 36}$	„ „	Устьевые части долин этого же склона
2280	То же	640	0,759	$\frac{HCO_3\ 82\ SO_4\ 16}{Mg\ 56\ Ca\ 41}$	„ „	
2343	„ „	600	1,257	$\frac{HCO_3\ 72\ SO_4\ 25}{Ca\ 93}$	„ „	

Одновременно с повышением уровня трещинных вод происходит и увеличение производительности колодцев. В зимнее время продолжают функционировать лишь те источники, которые имеют относительно высокий дебит. Источники с малым расходом и непостоянным режимом обычно замерзают в начале зимы.

Значительное повышение уровня трещинных вод возможно также поздней осенью и зимой. Подобное явление наступает после дождливой осени. Наиболее показателен в этом отношении 1962 г., когда в центральных и южных районах Восточного Забайкалья с наступлением холодов многие скважины и колодцы, уровни воды в которых были на 2—5 *м* ниже поверхности земли, стали фонтанировать. Такие случаи имели место в районе пос. Цугуловский Дацан и с. Акша В это время в основа*нии склонов долин, сложенных нижне- и среднепалеозойскими метамор*фическими породами, появляются источники, дающие крупные наледи

Наиболее низкое стояние трещинных вод отмечается в конце зимы — начале весны, когда значительная часть динамических запасов бывает израсходована, а обширные площади, занятые водораздельными прост

Таблица 44

Изменение минерализации подземных вод нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации от Борщовочного хребта к долине р. Аги (с юга на север)

Номер источника	Местоположение источника	Абсолютная отметка выхода, *м*	Расстояние от водораздельной линии, *км*	Минерализация, *мг/л*	Формула химического состава воды	Фамилия исследователя, год
		Первая группа источников				
244	Падь Барун-Кильккинда	820	6,4	0,142	$\frac{Cl\ 53\ HCO_3\ 36\ SO_4\ 10}{Ca\ 86\ Mg\ 11}$	Кужелева Н. В., Богомолов Н. С., 1954
300	Падь Хара-Угун	690	10	0,309	$\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 17}{Ca\ 71\ Mg\ 28}$	То же
271	Падь Донда	700	11	0,345	$\frac{HCO_3\ 79\ SO_4\ 12}{Ca\ 80\ Mg\ 17}$	„ „
236	Падь Зун-Кильккинда	720	11	0,382	$\frac{HCO_3\ 88\ SO_4\ 7}{Ca\ 70\ Mg\ 30}$	„ „
788	Падь Арангот	755	12	0,404	$\frac{HCO_3\ 75\ SO_4\ 21}{Ca\ 80\ Mg\ 16}$	„ „
688	Малая Чандахта	700	14	0,426	$\frac{HCO_3\ 74\ SO_4\ 21}{Ca\ 66\ Mg\ 29}$	„ „
		Вторая группа источников				
1462	Падь Тура-Хунды	700	8	0,437	$\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 9}{Ca\ 57\ Mg\ 42}$	То же
1468	То же	660	9	0,471	$\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 9}{Ca\ 55\ Mg\ 42}$	„ „
1442	Падь Бура-Быр	720	9	0,480	$\frac{HCO_3\ 82\ SO_4\ 12}{Ca\ 64\ Mg\ 35}$	„ „
1464	Падь Улан-Цара	610	10	0,500	$\frac{HCO_3\ 83\ SO_4\ 12}{Ca\ 68\ Mg\ 30}$	„
1463	То же	600	11	0,564	$\frac{HCO_3\ 91\ SO_4\ 5}{Ca\ 78\ Mg\ 21}$	„ „
1469	Падь Бырка	640	13	0,570	$\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 16}{Ca\ 65\ Mg\ 33}$	„ „

ранствами, частично дренированы. После ряда засушливых лет в некоторых колодцах, пройденных в трещиноватой зоне, вода исчезает. Когда атмосферные воды перестают пополнять подземные воды данной формации, происходит медленное повышение величины их минерализации. Поздней осенью и в начале зимы воды постоянно действующих источников имеют значительно большую величину минерализации, чем в летнее время, когда происходит их постоянное разбавление атмосферными осадками. В этот период в большинстве источников минерализация чаще всего составляет выше 0,2 *г/л*, в то время как летом источники с минерализацией менее 0,2 *г/л*, отмечаются довольно часто (Маринов и др., 1937, 1939). Эта закономерность характерна и для подземных вод других гидрогеологических формаций, водоносных комплексов и горизонтов.

Таблица 45

Зависимость уровня подземных вод гидрогеологической формации нижне- и среднепалеозойских пород от атмосферных осадков

(по Н. А. Маринову, С. М. Сидельникову и др., 1939 г.)

Дата наблюдения	Количество осадков, *мм*	Уровень от устья, *м*	Дата наблюдения	Количество осадков, *мм*	Уровень от устья, *м*
9/VII	9,41	3,80	20/VII	Нет	3,50
9/VII	0,07	3,80	21/VII	»	3,53
10/VII	9,1	3,78	22/VII	»	3,30
11/VII	11,4	3,75	23/VII	»	3,27
12/VII	10,2	3,75	24/VII	»	3,20
13/VII	—	3,78	25/VII	»	3,19
14/VII	17,1	3,70	26/VII	»	3,17
15/VII	12,2	3,65	27/VII	»	3,17
16/VII	18,3	3,65	28/VII	10,1	3,14
17/VII	8,1	3,60	29/VII	»	3,14
18/VII	Нет	3,50	30/VII	»	3,13
19/VII	»	3,53	31/VII	»	3,10

Гидрогеологическая формация верхнекаменноугольных, пермских и нижнетриасовых отложений

Эта гидрогеологическая формация в основном объединяет подземные воды терригенных отложений верхнего карбона, перми и нижнего триаса. Для отложений данной формации в целом характерна ритмичность слоев различного состава, способствующая формированию не только трещинно-грунтовых, но и трещинно-пластовых или пластово-трещинных вод.

Пермские отложения распространены в Центральном и Восточном Забайкалье — в Зачикойской горной стране, в бассейне р. Онона и на левобережье р. Шилки несколько северо-восточнее ст. Куэнга. В Зачикойской горной стране, по р. Шилке и в Приаргунье данными породами заняты небольшие площади, заключенные среди палеозойско-мезозойских гранитоидов или других образований. Чаще всего это тектонические блоки, ограниченные нарушениями взбросового или надвигового характера.

В краевых частях Алтано-Кыринской депрессии (Центральное Забайкалье) верхнепермские породы образуют синклинальную структуру широтного простирания. В зоне выветривания в алевролитах, глинистых сланцах, песчаниках и туфопесчаниках, мощность которой определяется от 30 до 60 *м*, развиты трещинно-грунтовые воды. Дебит нисходящих источников, приуроченных к этим породам и располагающихся по склонам долин, составляет от 0,3 до 5 *л/сек* при среднем дебите около 2 *л/сек*. Химический состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый (табл. 46) с величиной минерализации 0,1—0,2 *г/л* (Цыганок, 1963).

В бассейне Онона отмечается ряд крупных полей, наиболее значительными из которых являются Чиронское, Борзинское и Ононское. Эти поля, слагая верхи палеозойской осадочно-метаморфической толщи, представляют естественное краевое обрамление Агинского поднятия.

Чиронское поле расположено в междуречье Ингоды и Онона, вблизи места их слияния. Нижне- и верхнепермские слабометаморфизованные отложения, занимающие площадь в несколько сотен квадратных километров, представлены глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, а также аргиллитами, содержащими мощные пласты аркозовых средне- и тонкозернистых песчаников. В составе толщи отмечается три горизонта

Таблица 46

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации терригенных каменноугольных, пермских и нижнетриасовых отложений (Центральное Забайкалье. Чикойская зона)

Местоположение водопункта и абсолютная отметка, *м*	Литология водовмещающих пород, их возраст	Дата отбора пород	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Источник в долине р Шамунда, 1460	Алевролиты, глинистые сланцы, граувакковые песчаники, P_2	7/VIII 1962 г.	6,4	Нет сведений	0,4	0,04	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 26	Нет	Нет	Нет сведений	21 0,34 74	1 0,04 9	0,4 0,02 4	6 0,32 70	1 0,07 15	0,1 Следы	0,2 0,01 2	Нет сведений
Источник в пади Билютуй, 1200	Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, P_2	6/X 1962 г.	6,6	То же	0,7	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08 10	20 0,42 41	„	То же	30 0,5 49	5 0,22 23	0,3 0,02 2	13 0,64 63	1 0,12 12	0,1	Нет	То же
Источник в пади Ближние Кормачи, 1160	То же	20/VII 1962 г.	7,1	„ „	1,2	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08 6	10 0,21 12	1 0,02 1	„ „	84 1,38 81	11 0,48 28	0,2 0,01 1	20 1 58	2 0,2 13	Следы	Нет	„ „
Источник в пади Дальний Чиндагатай, 1060	Сланцы глинистые, алевролиты, песчаники, P_2	25/VI 1962 г.	7,6	„ „	2,1	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 5	26 0,54 22	Нет	„ „	110 1,8 73	7 0,3 12	0,2	35 1,75 71	5 0,4 17	„	Следы	„ „
Источник в долине р Агуца, 1250	Песчаники граувакковые, туфопесчаники, алевролиты, P_2	1/X 1962 г.	6,5	„ „	0,5	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,06 7	16 0,33 41	„	„ „	26 0,43 52	6 0,22 27,92	0,1	10 0,5 61	1 0,1 12	„	Нет	„ „
Источник в пади Барун-Джильбери, 1300	Песчаники граувакковые, туфопесчаники, алевролиты, P_2	27/VIII 1962 г.	6,0	„ „	0,6	0,06	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08 11,24	14 0,29 32,58	„	„ „	30 0,49 56,18	3 0,13 13,48	0,2	8 0,4 44,95	3 0,25 31,47	1 0,04 4,49	0,81 0,04 4,49	

конгломератов, один из которых является базальным. Общая мощность отложений колеблется от 820 до 2000 *м*, суммарная мощность конгломератов достигает 170 *м* (Масленников, 1961). Весь комплекс смят в крутые складки близширотного или северо-восточного простирания. Породы рассечены многочисленными трещинами отдельности, группирующимися в три основные системы. Большинство из них являются открытыми с самыми различными азимутами и углами падения. Имеются также послойные и кливажные трещины, менее многочисленные и приуроченные к определенным литологическим разновидностям. Таким образом, в зависимости от типа трещиноватости, породы данной гидрогеологической формации характеризуются тем или иным типом движения подземных вод. В зоне эффективной трещиноватости с трещинами отдельности связаны трещинные воды зоны выветривания, а с послойными трещинами определенных горизонтов — пластово-трещинные воды.

Воды первого типа имеют свободную поверхность и дают по склонам долин многочисленные нисходящие источники со средними дебитами 1—1,5 *л/сек*. Водоносными породами гидрогеологической формации здесь являются самые различные литологические разновидности. Так, например, одной из скважин, пройденной в пади Комользя, установлена единая водоносная зона в черных метаморфизованных сланцах, песчаниках и конгломератах, переслаивающихся между собой Ниже залегают слабо трещиноватые, практически водоупорные сланцы. В пади Унгадый в метаморфических окварцованных сланцах подземные воды вскрыты на глубине 28 *м*. Максимальный приток в скважину при понижении на 26,4 *м* составил 0,8 *л/сек* (Трупов, 1955). По условиям выхода на поверхность, закономерностям распределения глубин залегания и движения эти воды сходны с подземными водами нижне- и среднепалеозойской гидрогеологической формации осадочно-метаморфических пород. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый или гидрокарбонатный магниевый (табл. 47) с минерализацией 0,1—0,5 *г/л* (Богомолов, Овчаренко, 1958).

Пластово-трещинные воды формации в пределах Чиронского поля связываются с тремя горизонтами конгломератов, каждым из которых начинается разрез одной из свит. В долине р. Чирон, левого притока Онона, в среднегалечных конгломератах, заключенных среди пластов черных метаморфических сланцев, подземные воды вскрыты на глубине 28 *м*. Мощность водоносного пласта не определена. Приток воды в скважину при понижении на 5 *м* составил 0,8 *л/сек*, при понижении на 10,6 *м* — 1,6 *л/сек* (Трупов, 1955). Величина минерализации определяется в 0,2—0,4 *г/л*.

Борзинское поле пермских отложений представляет юго-восточное окончание Агинской плиты. Литологические породы представлены среднезернистыми и глинистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Горизонты конгломератов имеют значительно меньшую мощность и по простиранию далеко не прослеживаются Отмечаются также кварциты, средние эффузивы, туфы и туфопесчаники, присутствующие в небольшом количестве. По сравнению с Чиронским полем, данные породы метаморфизованы несколько сильнее. В зависимости от местоположения местности по отношению к крупным элементам рельефа, в песчаниках и сланцах подземные воды вскрываются на глубинах от 23 до 51 *м* (табл 48). Воды большей частью имеют свободную поверхность и лишь на участках, перекрываемых водоупорными глинистыми или мерзлыми

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации терригенных Забайкалье, Чиронское поле

Местоположение источника	Литология водовмещающих пород и их возраст	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа
Средняя часть долины Жипкоши	Сланцы, алевролитовые, песчаники, метаморфизованные, P	11/IX 1957 г.	7,6	Нет сведений	6,3	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Верховье долины Харганаша	Сланцы метаморфические, P	13/IX 1957 г.	7,8	То же	5,2	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Верховье долины Большой Кангил	Песчаники желто-бурого цвета, P	13/IX 1957 г.	8	„ „	5,1	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Устьевая часть правого распадка пади Унгадый	Песчаники и алевролиты, разрушеные, P	13/IX 1957 г.	3	„ „	3	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Боковая долина р Хара-Бацан	Сланцы метаморфические, P	19/IX 1957 г.	7,8	„ „	4,7	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Устье долины Гырима, правый борт	Песчаники, сланцы слюдисто-кварцевые, P	21/VIII 1957 г.	8	„ „	6	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Правый борт долины р Чирон	Сланцы слюдисто-кварцевые, P	21/VIII 1957 г.	7,9	„ „	6,1	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Вершина пади Шивучей	Песчаники и сланцы, P	21/VIII 1957 г.	7	„ „	0,4	0,08	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Среднее течение р. Малого Кангила	Сланцы, метаморфизованные, P	16/IX 1957 г.	6,9	„ „	4	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
В Верховье долины р. Уласту-Хатехим, у *подножия* левого склона	Сланцы, метаморфизованные, P	23/IX 1957 г.	7,6	„ „	5,7	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Левый борт долины р. Чирон, на северо-западной окраине с Чирон	Эффузивы и сланцы, P	4/VIII 1957 г.	7,6	„ „	5,7	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Левая боковая долина р. Хара-Шибнр	Сланцы, метаморфизованные, P	17/IX 1957 г.	7	„ „	3,8	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Село Зугалай	Трещиноватые метаморфические сланцы и песчаники, P	23/IX 1957 г.	7,6	„ „	5,2	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Среднее течение р Малого Кангила	Сланцы метаморфические, P	16/IX 1957 г.	6,6	„ „	3,9	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*

Таблица 47

каменноугольных пермских и нижнетриасовых отложений (Восточное
(по Н С Богомолову и В И Овчаренко)

Компоненты минерализации											SiO_2
Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
11 0,3 4	30 0,62 9	Нет	Нет	358 5,9 86	11 0,46 7	Нет	77 3,85 56	31 2,52 37	Нет	Нет	Нет сведений
11 0,3 5	75 1,56 23	»	»	293 4,8 72	34 1,48 22	Следы	68 3,38 51	22 1,8 27	»	»	То же
9 0,25 4	65 1,35 21	»	0,05	299 4,9 75	32 1,37 21	Нет	68 3,38 32	21 2 27	»	»	» »
9 0,25 6	12 0,25 7	»	»	201 3,3 87	17 0,72 19	Следы	42 2,1 55	12 0,98 26	»	»	» »
11 0,3 5	40 0,83 14	»	»	287 4,7 81	26 1,11 19	Следы	55 2,76 47	24 1,96 34	»	»	» »
9 0,25 4	52 1,08 17	»	0,08	314 5,15 79	10 0,43 7	Нет сведений	66 3 50	34 3 43	»	»	» »
11 0,3 4	22 0,46 6,8	Следы	Нет	366 6 89	14 0,62 9	0,2	57 2,82 42	4 3,3 49	»	Нет	» »
9 0,25 23	12 0,25 23	Нет	»	37 0,6 55	13	0,7	7 0,35 32	1 0,09 8	Следы	1	» »
7 0,2 4	50 1,04 21	»	Следы	223 3,65 75	19 0,83 17	Следы	58 2,87 59	13 1,18 24	Нет	Нет	» »
9 0,25 3	76 1,58 22	»	Нет	323 5,3 74	33 1,43 20	Нет	73 3,649 51	25 2,05 29	0,1 4	»	» »
7 0,2 3	80 0,62 11	»	»	302 5,05 86	3 0,15 3	0,7 0,04	80 3,99 68	21 1,69 29	Следы	»	» »
7 0,2 4	40 0,83 18	Следы	Следы	220 3,6 78	18 0,78 17	Следы	63 3,13 68	9 0,72 15	Нет	»	» »
11 0,3 4	40 0,83 13	Нет	Нет	329 5,4 83	31 1,35 21	Нет	81 4,05 62	14 1,13 17	»	»	» »
9 0,25 5	70 1,46 27	»	»	226 3,7 68	33 1,44 27	0,2 0,01	61 3,02 56	11 0,92 17	»	»	» »

Таблица 48

Сведения о водоносности пермских пород по скважинам (Борзинское поле)

Фондовые номера учетных карточек	Номера скважины	Местоположение скважины	Литологический состав водоносных пород	Глубина залегания водоносных пород, м		Мощность, м	Статический уровень, м	Напор, м	Положение, м	Дебит, л/сек	Фамилия исследователя, год
				кровли	подошвы						
120	2/140	Г. Цаган-Чалотуй	Конгломераты, песчаники	23	86,7	63,7	Нет	Нет	1 17 41	0,016 0,29 0,7	Стрелковский Е. Я., 1936
139	13/53	В 2,9 км на ЮЗ от оз. Цаган-Нор	Сланцы филлитовидные	23	25	2	„	„	1 6,1	0,013 0,08	То же
1336	1	Долина р. Соктуй	Песчаники кремнистые, сланцы, окварцованные	31	93	62	24,5	6,5	40 84,92 93	0,01 0,25 0,3	Качалов М. П., 1936
319	93	Северо-западный склон г. Бом, в 17 км к юго-западу от пос. Хадабулак	Сланцы глинистые	51	Нет	Нет	41,3	8,7	3,8 9,8	0,33 0,66	Комиссаров С. В., 1933
325	105	Падь Плавучега	Сланцы глинистые	51,3	„	„	41	10,3	10	0,6	Кудрявцева Н. Л., 1935
332	98	Устье р. Бырки	Сланцы метаморфические	23	„	„	3	20	3	1	Комиссаров С. В., 1933
335	100	В 24 км восточнее пос. Хадабулак	Песчаники и глинистые сланцы	42,35	„	„	+0,45	42,8	3,15 6	0,76 0,83	То же

четвертичными отложениями, они приобретают местный напор. Притоки воды в скважины здесь редко достигают 1 *л/сек* (Комиссаров, 1933), составляя чаще всего десятые доли литра в секунду (Кудрявцева, 1935, Стрелковский, 1936). В конгломератах, залегающих среди песчано-сланцевых отложений, по имеющимся отрывочным сведениям, кровля водоносных пород залегает на глубине 23 *м*. Приток воды в скважину при понижении на 17 *м* составил 0,29 *л/сек*, а при понижении на 41 *м* — 0,7 *л/сек*.

Подземные воды Борзинского поля отличаются относительно высокой степенью минерализации. Средние значения величины минерализации для трещинных вод зоны выветривания и для пластово-трещинных вод равны здесь 0,4—0,7 *г/л* при гидрокарбонатно-кальциевом, гидрокарбонатно-магниевом или гидрокарбонатно-натриевом составе. По составу минерализация аналогична водам перми Чиронского поля. Величина минерализации здесь примерно в 2—2,5 раза больше.

Ононское поле охватывает чрезвычайно обширную территорию междуречья верховья Аги и среднего течения Онона. Однако на геологических картах пермские породы здесь далеко не везде отделены от отложений среднего палеозоя и датируются чаще всего как верхний карбон — нижняя пермь (агинская и зуткулейская свиты) или верхняя пермь — нижний триас (усть-илийская свита). Среди литологических разновидностей наибольшим распространением пользуются массивные окремненные полимиктовые песчаники, которые в нижней части разреза сменяются алевролито-сланцевыми или алевролито-песчаниковыми отложениями темных или темно-серых цветов. Отмечаются маломощные прослои мелкогалечных конгломератов. Породы смяты в линейные складки северо-западного, северо-восточного и широтного простирания.

В зоне выветривания в метаморфизованных песчаниках, сланцах и мелкогалечных конгломератах описываемой формации широкое развитие имеют подземные воды со свободной поверхностью уровня. Эти воды дают многочисленные нисходящие источники, располагающиеся по склонам и вдоль подножий склонов долин. Наибольшее их количество распо-

Таблица 49

Водоносность пород пермского и пермо-карбонового возраста Ононского поля

Состав водовмещающих пород	Пределы колебаний дебита источников, *л/сек*										Всего
	0,1—0,3		0,3—0,5		0,5—1		1—3		3—5		
	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	Количество	%	
В районе поселков Акши, Тулутая и Узона											
Песчаники и сланцы, слабометаморфизованные	67	31	45	21	39	18	60	28	5	2	216
В районе поселков Дульдурга, Бальзино, Дарасун											
Песчаники глинистые и алевролитовые	26	18	22	15	37	26	46	32	13	9	144

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации терригенных
Забайкалье, Оноиское поле)

Местоположение водопункта и его тип	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литология водовмещающих пород и их возраст	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа
Колодец в с. Новый Дурулгуй	3,6	Песчаники трещиноватые, P	19/VI 1955 г.	6,2	Нет сведений	0,7	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник у левого склона пади Лиски		Песчаники и сланцы, P	19/VI 1955 г.	6,2	То же	0,7	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в тальвеге пади Черташ в 3 *км* к югу от с. Старый Дурулгуй		Сланцы метаморфические, P_1	22/VI 1955 г.	6,7	„ „	2	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в средней части пади Нарасатуйчик		Песчаники и сланцы, метаморфизованные, C_3—P	22/VI 1955 г.	6,5	„ „	0,8	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник у подножия высоты 750 *м*		Сланцы метаморфические, C_3—P	27/VI 1955 г.	6,7	„ „	3,6	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в пади Б. Ангатуй		Сланцы песчано-глинистые, P_2	14/VII 1955 г.	6,6	„ „	0,4	0,07	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Колодец в пос. Ангатуй	1,8	Сланцы трещиноватые, P_2	14/VII 1955 г.	6,7	„ „	0,7	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в пос. Ангатуй		Глинистые сланцы и метаморфизованные песчаники, P_2	14/VII 1955 г.	6,6	„ „	0,8	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Колодец в с. Заткулей	2,2	Трещиноватые песчаники и сланцы, P_1	9/VIII 1955 г.	6,2	„ „	3,7	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в долине р. Барун-Уксахай		Трещиноватые метаморфизованные песчаники и сланцы, P	9/VIII 1955 г.	6,1	„ „	0,8	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в правом распадке долины р. Могойтуй, против устья пади Додо-Нуртуй		Метаморфизованные песчаники и сланцы, C—P	11/VIII-1955 г.	6,4	„ „	2,9	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в средней части долины р. Барун-Уксахай		То же	9/VIII 1955 г.	6,3	„ „	1,4	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Колодец в долине р. Барун-Ульзутуй	0,5	Песчаники и сланцы трещиноватые, C—P	9/VIII 1955 г.	6,3	„ „	3,8	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Источник в верховье долины Барун-Тутхалтуй		Сланцы трещиноватые, C—P	11/VIII 1955 г.	6,7	„ „	1,6	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*

Таблица 50

каменноугольных, пермских и нижнетриасовых отложений (Восточное
(по Н С. Богомолову)

Компоненты минерализации											SiO_2
Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
4 0,11 8	12 0,25 18	Нет сведений	0,01	61 1 74	13 0,56 41	0,6 0,03 2	10 0,5 37	3 0,25 19	0,3 0,02 1	Нет сведений	Нет сведений
3 0,08 3	21 0,44 18	То же	Нет	120 1,97 79	39 1,7 68	0,6 0,03 1	12 0,6 24	2 0,16 7	0,2	То же	То же
3 0,08 3	18 0,37 13	„ „	„	149 2,41 84	19 0,83 29	0,8 0,04 1	31 1,57 55	5 0,41 15	0,2 0,01	„ „	„ „
4 0,11 7	10 0,2 12	„ „	0,01	79 1,29 81	16 0,63 40	1 0,05 3	13 0,65 41	3 0,25 15	0,3 0,02 1	„ „	„ „
10 0,28 7	17 0,35 8	„ „	Нет	204 3,34 85	15 0,65 15	0,6 0,03 1	34 1,7 44	20 1,59 40	0,2	„ „	„ „
3 0,08 9	1 0,02 2	„ „	„	49 0,8 89	10 0,43 48	0,8 0,04 4	5 0,25 28	2 0,16 18	0,3 0,02 2	„ „	„ „
7 0,2 15	5 0,1 14	„ „	0,04	55 0,9 71	9 0,35 30	0,7 0,04 2	13 0,65 55,03	2 0,16 13	0,1	„ „	„ „
6 0,17 13	7 0,14 11	„ „		61 1 76	11 0,48 37		10 0,5 38	4 0,33 25	0,2	„ „	„ „
4 0,12 2	2 0,05 1	„ „	„	262 4,31 97	12 0,5 11	4,5 0,25 5	58 2,9 65	10 0,79 18	0,2	„ „	„ „
3 0,08 5	7 0,14 10	„ „	Следы	73 1,2 85	12 0,53 37	1 0,05 4	12 0,6 43	2 0,2 15	0,6 0,03 1	„ „	„ „
3 0,08 2	15 0,3 9	„ „	Нет	189 3,1 89	12 0,52 15	0,4 0,02 1	49 2,46 69	6 0,49 14	0,2	„ „	„ „
3 0,08 4	12 0,25 12	„ „	„	104 1,7 84	13 0,56 27	0,7 0,04 2	24 1,17 59	3 0,26 12	Следы	„ „	„ „
4 0,11 2	49 1,02 21	3 0,1 2	0,01	226 3,7 75	24 1,04 21	1,5 0,08 1	60 2,99 61	10 0,82 17	0,3	„ „	„ „
3 0,08 3	5 0,1 4	Нет	2 0,04 2	128 2,1 91	14 0,61 26	1,2 0,06 3	25 1,24 53	5 0,41 18	Следы	„ „	„ „

Местоположение водопункта и его тип	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литология водовмещающих пород и их возраст	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа
Источник в подножии правого склона долины Оботуй в ее нижней части		Сланцы глинистые, С—Р	14/VIII 1955 г.	6,5	Нет сведений	4,7	0,4	*мг/л мг-экв/л % · экв*
То же		Сланцы трещиноватые, глинистые, С—Р	14/VIII 1955 г.	6,7	То же	2,7	0,2	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Колодец на восточной окраине с. Судунтуй	2,1	Сланцы, трещиноватые темно-серого цвета, Р	14/VIII 1955 г.	6,7	„ „	3,8	0,3	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Колодец в с. Судунтуй	3,1	То же	18/VIII 1955 г.	6,6	„ „	4,3	0,4	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Колодец на западной окраине с. Судундуй	2,0	Песчаники, трещиноватые, метаморфизованные, С—Р	18/VIII 1955 г.	6,6	„ „	4,1	0,4	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Колодец на усадьбе колхоза «Комсомол»	5,0	Песчаники, трещиноватые, метаморфизованные	30/VIII 1955 г.	6,4	„ „	2,2	0,2	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Источник в верховье долины р. Таптана, у подножия ее левого склона		Слаицы, трещиноватые, окремненные, С—Р	30/VIII 1955 г.	6,4	„ „	3,4	0,3	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Источник у правого склона долины р. Талый		Сланцы, серицитизированные, С—Р	6/IX 1955 г.	6,7	„ „	3,9	0,4	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Источник в верховье долины Хамугалей, у подножия ее правого склона		Сланцы, трещиноватые, метаморфические, С—Р	23/VIII 1955 г.	6,7	„ „	5,3	0,4	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Источник у правого склона долины р Чалотуй в ее верхней части		Песчаники и сланцы, метаморфизованные, С—Р	30/VII 1955 г.	6,75	„ „	2,6	0,3	*мг/л мг-экв/л % · экв*
Источник в пади Шивета		Песчаники и сланцы, С—Р	24/VIII 1955 г.	6,7	„ „	3,2	0,3	*мг/л мг-экв/л % · экв*

лагается вблизи центральной части Борщовочного хребта. В более глубоко залегающих горизонтах конгломератов заключены пластово-трещинные, преимущественно напорные, воды. В бассейне р. Или, по данным Е. А. Белякова и Н. Н. Чабана (1962), в отложениях пермо-карбона выделяется ряд синклинальных зон широтного простирания. Максимальная протяженность структур достигает 15 *км* при ширине в 2—4 *км*. С горизонтом конгломератов связывается наличие напорных и нисходящих источников пластово-трещинных вод, характеризующихся дебитом в 1—2 *л/сек*, и гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом вод. Величина минерализации колеблется от 0,16 до 0,2 *г/л*.

В районе Токчино, Зуткулей, а также в системе верхних притоков р. Аги (Ононское поле) наибольшее количество источников трещинно-грунтовых вод этой формации по данным Н. С. Богомолова и В. Н. Самойленко, характеризуется дебитом от 1 до 0,3 *л/сек*, а в районе поселков

Продолжение табл. 50

Компоненты минерализации											SiO_2
Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	HN_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
3 0,08 1	29 0,6 12	Нет	Нет	281 4,6 87	11 0,48 9	0,4 0,02 1	83 4,13 78	8 0,65 12	0,3	Нет сведений	Нет сведений
3 0,08 2	26 0,54 17	3 0,1 3	»	153 2,51 78	11 0,48 15	0,3 0,02 1	38 1,9 59	10 0,82 25	0,2	То же	То же
16 0,45 10	31 0,64 15	Нет	1 0,01 1	183 3 74	10 0,43 10	0,4	64 3,19 76	7 0,58 14	Следы	» »	» »
14 0,39 8	38 0,79 16	»	0,02	232 3,8 76	14 0,61 12	0,7 0,04 1	68 3,39 68	12 0,99 19	»	» »	» »
12 0,34 6	34 0,7 13	»	0,18	256 4,2 81	22 0,07 22	0,5	72 3,59 67	7 0,58 11	Нет	» »	» »
12 0,34 14	22 0,46 19	»	0,9 0,02 1	98 1,64 66	4 0,17 6	0,6 0,03 1	26 1,3 53	11 0,93 40	0,2	» »	» »
3 0,08 2	27 0,56 13	»	0,2	214 3,51 84	17 0,74 18	0,4	39 1,94 47	18 1,47 35	0,2	» »	» »
3 0,08 2	42 0,87 18	»	0,2	232 3,8 80	18 0,77 16	0,4	63 3,16 67	10 0,82 17	0,2	» »	» »
3 0,08 2	23 0,48 9	9 0,3 5	0,01	281 4,6 84	2 0,08 1	0,7 0,03 1	57 2,84 52	30 2,47 45	0,8 0,04 1	» »	» »
3 0,08 2	30 0,62 17	3 0,1 3	Нет	177 2,9 78	26 1,12 30	0,2 0,01	35 1,74 47	10 0,82 23	0,2 0,01	» »	» »
2 0,05 1	35 0,73 18	9 0,3 8	0,02	177 2,9 73	16 0,7 17	0,4	46 2,3 58	12 0,99 24	0,5 0,03 1	» »	» »

Акши, Тулутая и Узона — от 0,1 до 0,3 *л/сек* (31% от общего количества источников данного комплекса). На долю источников с дебитом от 1 до 3 *л/сек* здесь приходится 28% (табл. 49).

Пермские и пермско-каменноугольные отложения Ононского поля являются более водообильными в районе поселков Дульдурга, Бальзино, Дарасун. Здесь по данным Н. А. Молчанова и Ю. Ф. Ильинского (1963), на долю источников с дебитом от 0,5 до 1 *л/сек* приходится 26%, а от 1 до 3 *л/сек* — 32% от общего количества источников.

Химический состав подземных вод данной формации терригенных каменноугольных, пермских и нижнетриасовых отложений Ононского поля приведен в табл. 50.

Условия формирования ресурсов, химического состава вод, их распределение по площади, а также закономерности изменения глубин залегания и режима в пределах всей описываемой формации аналогичны

подземным водам гидрогеологической формации нижне- и среднепалеозойских осадочно-метаморфических пород. Поэтому в настоящем разделе они не освещаются *.

Гидрогеологическая формация мезозойских терригенных отложений

Эта гидрогеологическая формация объединяет весьма сходные по литологическому составу, условиям залегания и гидрогеологическим особенностям отложения верхнего триаса, нижней и средней юры.

Данные отложения образуют самую верхнюю часть структурного яруса фундамента и характеризуются преимущественным развитием пластово-трещинных подземных вод.

Водоносные породы формации представлены сравнительно слабометаморфизованными, с поверхности выветрелыми и трещиноватыми песчаниками, сланцами и конгломератами.

Верхнетриасовые отложения имеют ограниченное распространение. Они слагают небольшие площади в бассейне р. Туры, на лево- и правобережье р. Ингоды, в бассейне среднего течения р. Шилки, а также в пределах Агинского палеозойского поля. Представлены они переслаиванием сланцев, песчаников и конгломератов с редкими линзами известняков. Общая мощность отложений составляет около 2000 *м*. В зонах тектонических нарушений и на контакте с интрузивными породами отложения верхнего триаса метаморфизованы и интенсивно трещиноваты. Водоносность этих пород связана в основном с трещинами зоны выветривания. Содержащиеся в них подземные воды на бóльшей площади имеют свободный уровень. На отдельных участках они приобретают напор, обусловленный, по-видимому, неравномерной трещиноватостью пород. Зона гидрогеологически эффективной трещиноватости распространяется в основном до глубины 70 *м*. Однако на участках с тектоническими нарушениями эта глубина увеличивается до 100 *м* и более. Так, на ст. Седловая Заб. ж. д. скв. 175 вскрыла на глубине 146,53 *м* пластово-трещинные воды в песчаниках, пьезометрический уровень которых установился на 16,85 *м* ниже поверхности земли.

Дебит скважин, вскрывших пластово-трещинные воды верхнетриасовых отложений, колеблется от 1 до 4,4 *л/сек* при понижении уровня до 21 *м* (табл. 51). С этими водами связаны многочисленные источники, дебит которых изменяется от 0,5 до 10 *л/сек*, но преобладают источники с дебитом 1,5—2 *л/сек* (Орлова, 1951; Портнов, 1958). По химическому составу воды верхнего триаса относятся к гидрокарбонатным кальциевым и гидрокарбонатным кальциево-магниевым с минерализацией до 0,5 *г/л*.

Нижне- и среднеюрские отложения имеют очень широкое распространение в Центральной синклинальной зоне юго-восточной части Читинской области и в Амазарской структурно-фациальной зоне на крайнем востоке ее.

Нижнеюрские отложения Центральной синклинальной зоны относятся к морским. Они представлены аргиллитами, алевролитами и в меньшей степени песчаниками и конгломератами. Среднеюрские отложения являются континентальными образованиями и состоят преимущественно из конгломератов. Мощность их достигает 10,5 тыс. *м*. В составе Центральной синклинальной зоны выделяется несколько более мелких структурно-фациальных зон (Ингодино-Шилкинская, Ононо-Ундинская,

* Приуроченность к рассматриваемым отложениям трещинно-пластовых водоносных горизоитов позволяет отнести некоторые синклинальные структуры, сложенные породами перми и нижнего триаса, условно, к адартезианским бассейнам *(прим. ред.)*.

Борзинско-Шахтаминская, Алгачинская и Газимуро-Урюмканская). В каждой из этих зон прослеживаются проходящие в северо-восточном направлении, синклинальные и антиклинальные структуры, осложненные более молодыми разломами. Таким образом, эти структуры оказались разделенными на более мелкие структуры второго порядка, часто имеющие блоковое строение.

Ингодино-Шилкинская структурно-фациальная зона простирается в северо-восточном направлении, охватывая одноименную депрессию. Эта структура представляет собой грабен-синклиналь, в геологическом строении которой принимают участие, преимущественно, метаморфизованные конгломераты верхне-газимурской свиты. Пластово-трещинные воды конгломератов этой зоны вскрыты скважиной в районе курорта Шиванда, где они вследствие содержания свободной углекислоты относятся к минеральным. Глубина залегания их составляет 12 *м*, а пьезометрический уровень 2 *м* ниже поверхности земли. Дебит скважины равен 1,7 *л/сек* при понижении уровня всего на 0,5 *м*.

На ст. Карымская скв. 361 вскрыла слабонапорные трещинно-пластовые воды в песчано-глинистых сланцах юры на глубине 39 *м*. Уровень их установился ниже поверхности земли на 32 *м*. Дебит скважины составил 1,66 *л/сек* при понижении уровня на 8 *м* (удельный дебит 0,2 *л/сек*). Сведения о химическом составе этих вод отсутствуют, однако известно, что общая жесткость их составляет всего 5,6 *мг-экв/л*, что позволяет считать эти воды пресными.

Источники, связанные с юрскими породами, слагающими Ингодино Шилкинскую структурно-фациальную зону, располагаются обычно в верховьях падей и в основании склонов южной экспозиции. Они относятся к восходящим и имеют дебит от 1,5 до 5 *л/сек*. Температура воды этих источников равна 2,5—4,5° С. Химический состав вод — гидрокарбонатный кальциевый; минерализация колеблется от 0,1 — до 0,2 *г/л*, достигая местами 0,5 *г/л*.

Основываясь на приведенных данных и учитывая общее геолого структурное положение Ингодино-Шилкинской фациальной зоны, можно считать, что в гидрогеологическом отношении она представляет систему бассейнов напорных пластово-трещинных вод.

Ононо-Ундинская структурно-фациальная зона включает следующие структуры второго порядка (с юго-запада на северо-восток): Ононский и Ундино-Даинский синклинории и Кукульбейский антиклинорий. Эти структуры имеют северо-восточное простирание и сложены как нижнеюрскими морскими отложениями, так и континентально-прибрежными образованиями средней юры общей мощностью до 7 тыс. *м*. В пределах Ононского синклинория породы залегают на осадочно-метаморфических образованиях палеозоя, прорванных гранитоидами мезозоя, а в остальных структурах на гранитоидах палеозойского возраста. Они образуют узкие синклинальные структуры и блоки, разделенные между собой тектоническими нарушениями. На отдельных участках, например, в районе с. Верхний Шаранай условия залегания нижнеюрских отложений осложнены прорывающими их гранитоидами мезозоя. Наиболее обводненными являются здесь юрские песчаники, сланцы и конгломераты, приуроченные к синклинальным структурам. В пределах антиклинальных перегибов породы слабо обводнены или практически безводны. Так, например, скв. 356, пройденная в районе с. Верхний Шаранай, имеет удельный дебит 0,03 *л/сек*, тогда как другие скважины (15,41 и др.), расположенные, по-видимому, в пределах синклинальных структур, характеризуются удельным дебитом от 0,5—0,7 до 1 *л/сек* (Богомолов, Кужелева, 1953).

Таблица 51

Сведения о подземных водах верхнего триаса

Номер скважины	Местоположение скважин	Литологический состав водоносных пород	Глубина залегания водоносных пород, *м*		Мощность водоносных пород, *м*	Глубина залегания уровня, *м*	Величина напора, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение, *м*	Фамилия исследователя, год
			от	до						
—	Станция Седловая, Забайкальской ж. д.	Глинистые сланцы	63,67	64,43	0,76	21,94	41,73	1,07	Нет сведений	Министерство путей сообщения, 1902—1907
175	То же	Песчаники	146,53	149,35	2,82	16,85	129,68	4,42	То же	То же
187	Восточная окраина с. Жимбира	Песчаники с прослоями глинистых сланцев	70	83	13	7	63	1	21	Облводхоз
	Пос. Озерное юго-западнее с. Маяки	Песчаники трещиноватые	25	35	9	6	17	1,1	Нет сведений	То же
176	В 4 *км* западнее курорта Олентуй	Переслаивание алевролитов, песчаников и углей	32	65,7	33,7	Излив	32	Нет сведений	То же	Н. С. Гладышев, 1952—1954

В пределах Ундино-Даинской синклинальной структуры, по данным небольшого числа скважин, вскрытые ими трещинно-пластовые воды залегают на глубине до 50 *м* и обладают небольшим напором. Так, скв. 398 (с. Малышево), расположенная в северо-восточной части структуры, вскрыла подземные воды в трещиноватых песчаниках на глубине 30 *м*. Пьезометрический уровень их установился на глубине 3,85 *м*. Дебит скважин составил 0,9 *л/сек* при понижении уровня на 1,2 *м*, что определяет удельный дебит равным 0,75 *л/сек*. Состав воды — гидрокарбонатный магниево-кальциевый, минерализация 0,3 *г/л*.

Борзинско-Шахтаминская структурно-фациальная зона занимает центральную часть центральной синклинальной зоны (Козеренко, 1956) и характеризуется не только обширной площадью распространения нижне-среднеюрских отложений, но и максимальной их мощностью, достигающей 10,5 тыс. *м* при средней мощности 2—4 тыс. *м*. Слагающие ее породы представлены (снизу вверх): аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами (онтагаинская, акатуевская, онон-борзинская и бохтинская свиты), а также конгломератами с прослоями песчаников (верхне-газимурская свита).

Весь комплекс этих пород залегает на интрузивных и частично метаморфических породах палеозоя, которые на отдельных участках прорваны мезозойскими интрузиями и сопровождающими их дайками, а также рассечены крупными зонами тектонических нарушений северо-восточного простирания. На юго-западной окраине Борзинско-Шахтаминской зоны эти отложения имеют тектонический контакт с осадочно-метаморфическими породами Агинского палеозойского поля.

Подземные воды в этих породах приурочены к зоне выветривания их и залегают на глубине 50—60 *м* от поверхности. На участках тектонических нарушений и раздробленности пород в районе рудника Калангуй тектоническая трещиноватость в них простирается на глубину до 200 *м* и более (Богомолов, Кужелева, 1953).

Пластово-трещинные воды юрских осадочных пород описываемой зоны вскрыты большим числом разведочных и разведочно-эксплуатационных скважин, использующихся для водоснабжения. Так, в районе с. Турга скв. 181, заложенная вблизи тектонического контакта их с гранитами палеозоя, вскрыла подземные воды в переслаивающихся песчаниках и сланцах на глубине 47,5 *м*. Пьезометрический уровень их установился на 1 *м* выше поверхности земли. Дебит скважин при понижении на 5 *м* составил 6 *л/сек*. По скважинам 45, 61 и 146 глубина залегания напорных подземных вод колеблется от 11 до 57 *м*. Скважина 61, расположенная в долине р. Борзи, самоизливается, а по остальным уровень отмечен на глубине 2,5—3,2 *м* ниже поверхности земли.

Пластово-трещинные воды нижне-среднеюрских отложений питают многочисленные источники, которые обычно располагаются у подножий южных склонов гор и в пределах зон тектонических нарушений в пониженных элементах рельефа. В последнем случае источники являются восходящими, с сосредоточенным выходом и значительным дебитом. Такие источники, например, выходят у с. Улеты, в правом борту долины, вдоль которого прослеживается зона тектонического нарушения северо-восточного направления. Дебит этих источников достигает 20—30 *л/сек*, отдельные восходящие грифоны воды превышают поверхность земли на 20—25 *см*. Многочисленные нисходящие источники, приуроченные к этим породам, характеризуются дебитом до 1 *л/сек*.

Алгачинская структурно-фациальная, зона, охватывающая Приаргунье, характеризуется резким сокращением мощности нижне- и среднеюрских отложений, а также преобладанием в их составе крупногалечных конгломератов и реже песчаников. Эти породы образуют мелкие разрозненные синклинальные структуры, фундаментом и горным обрамлением которых являются интрузивные образования палеозоя и известняки, и доломиты с прослоями сланцев нижнего и среднего кембрия.

В пределах этих структур, в гидрогеологическом отношении представляющих небольшие бассейны, пластово-трещинные воды конгломератов и песчаников залегают на глубине 11—15 *м*, причем часто вскрывающие их скважины (1, 70 и др.) самоизливают. Удельный дебит скважин изменяется от 0,1—0,2 до 1,3 *л/сек* и более.

Имеющийся незначительный фактический материал по характеристике водоносности нижне- и среднеюрских отложений Алгачинской структурно-фациальной зоны позволяет предполагать, что эти бассейны имеют ресурсы напорных пластово-трещинных подземных вод.

Почти аналогичные условия залегания имеют нижне- и среднеюрские отложения Газимуро-Урюмканской структурно-фациальной зоны, которая протягивается в виде узкой полосы к северо-востоку от Борзин-

Химический состав подземных вод гидрогеологической

Местоположение водопунктов	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород	Дата отбора пробы	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*
Скважина в с. Караксары в верховье пади Ангархой	11—32	Песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами	X/1955 г	8,4	1	5,6	0,5
Скважина в 7 *км* восточнее с. Чупрово, левый склон пади Казаика	11—36	Песчаники с прослоями алевролитов и конгломератов	1958 г.	7,5	3	8,2	0,6
Скважина в 6 *км* юго-восточнее с. Единение, падь Большой Улингер	40—62	Сланцы глинистые	20/X 1955 г.	7,8	1	4,3	0,4
Скважина в с. Калга	40—56 75—103	Сланцы углисто-глинистые	20/X 1958 г.	7,2	2	4,2	0,4
Скважина в пади Мордой	2,0	То же	X/1952 г.	6,8	4	2,8	0,2
Скважина в 6 *км* на юго-запад от с. Турга	63	Слаицы, метаморфизованные	27/IV 1934 г.	6,7	0,3	3,9	0,5
Скважина у подножия г. Этыка	3,5	То же	1942 г.	6,2	Нет сведений	0,8	0,06
Скважина в 8 *км* севернее с. Селинда, в пади Селинда	24—31	Конгломераты с прослоями песчаников	10 VII 1955 г.	6,7	То же	6,3	2,1
Скважина в 2,2 *км* южнее с. Чиндагатай	13—17	Песчаники крупнозернистые, слабо сцементированные	VII 1955 г.	8,4	„ „	1,3	0,1
Скважина в 3,5 *км* юго-западнее с. Дона	40—97	Конгломераты	1959 г.	6,8	4	4	0,4
Скважина в бассейне р. Шаноктуй, в верховье ее *левого распадка*	1,8	„	16/VII 1937 г.	7	12	2	0,2
Источник в пади Пронькина, в 6 *км* от устья		Песчаники, сланцы	20/VII 1958 г.	6,9	3	3	0,3
Источник в основании правого склона пади Пронькина, в 5 *км* от устья		То же	20/VII 1958 г.	7,6	2	4	0,3
Источник в основании правого склона пади Затурул, в 2,3 *км* от устья		„ „	13/VI 1958 г.	7,4	4	4	0,4
Источник в основании правого склона пади Зутурул, в 5,2 *км* от устья		Конгломераты	13/VI 1958 г.	7,2	6	4	0,4

Таблица 52

формации мезозойских терригенных отложений

Форма выражения анализа	Компоненты минерализации										
	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}
мг/л	11	44	Нет	Нет	329	24	0,1	55	35	0,6	Следы
мг-экв/л	0,31	0,92	»	»	5,4	1,03	–	2,73	2,84	—	»
% · *экв*	5	14			81	16	—	41	43	—	»
мг/л	5	132	»	»	358	15	0,1	94	43	Следы	»
мг-экв/л	0,15	2,75	»	»	5,87	0,65	—	4,71	3,41	»	»
% · *экв*	2	31	»	»	67	7	—	53	40	»	»
мг/л	9	18	»	»	272	17	0,2	52	20	0,6	»
мг-экв/л	0,25	0,37	»	»	4,45	0,77	0,01	2,61	1,66	0,02	»
% · *экв*	5	7	»	»	88	13	1	53	33	—	»
мг/л	3	16	»	»	268	13	0,2	45	24	Нет	0,3
мг-экв/л	0,09	0,34	»	»	44	0,58	0,01	2,23	2	»	0,01
% · *экв*	12	7	»	»	91	11	1	46	41		1
мг/л	6	32	»	»	132	2	Нет	48	5	»	
мг-экв/л	0,18	0,46	»	»	2,23	0,7		2,4	0,4	»	
% · *экв*	6	16	»	»	78	3	»	83	14	»	Нет
мг/л	4	41	0,2	»	311	28	0,001	64	20	»	»
мг-экв/л	0,1	0,85	—	»	5,17	1,21	—	3,22	1,65	»	»
% · *экв*	2	14	—	»	84	20	—	53	27	»	»
мг/л	Нет	Нет	Нет	»	49	1	Нет	12	2	»	»
мг-экв/л	»	»	»	»	0,8	0,05	»	0,61	0,05	»	»
% · *экв*	»	»	»	»	100	6	»	7,6	18	»	»
мг/л	13	50	»	»	1537	349	0,2	184	28	1	0,5
мг-экв/л	0,38	1,04	»	»	25,2	15,16	Нет	9,18	2,27	Нет	Нет
% · *экв*	1	4	»	»	95	57	»	35	8	»	»
мг/л	27	4	»	»	51	22	0,1	21	3	»	Следы
мг-экв/л	0,76	0,08	»	»	0,83	0,68	Нет	0,85	0,14	»	»
% · *экв*	45	5	»	»	50	41	»	51	8	»	»
мг/л	9	6	»	»	320	39	0,4	63	10	»	Нет
мг-экв/л	0,25	0,12	»	»	5,25	1,68	Нет	3,13	0,81	»	»
% · *экв*	5	2	»	»	93	30	»	56	14	»	»
мг/л	4	20	0,01	»	131	10	0,6	41	2	1,6	1,6
мг-экв/л	0,11	0,39	Нет	»	2,14	0,42	Нет	2,06	0,16	Нет	Нет
% · *экв*	4	15	»	»	81	17	»	81	2	»	»
мг/л	3	16	»	0,2	195	9	0,7	46	11	»	»
мг-экв/л	0,07	0,33	»	Нет	3,2	0,4	0,03	2,3	0,87	»	»
% · *экв*	2	9	»	»	89	11	1	64	24	»	»
мг/л	3	10	»	»	244	4	0,1	58	15	»	Следы
мг-экв/л	0,07	0,2	»	»	4	0,18	Нет	2,87	1,22	»	»
% · *экв*	1	5	»	»	94	4	»	67	29	»	»
мг/л	5	8	»	»	274	19	»	51	18	»	»
мг-экв/л	0,15	0,16	»	»	4,5	0,81	»	2,56	1,44	»	»
% · *экв*	3	3	»	»	94	17	»	53	30	»	»
мг/л	5	10	»	Следы	292	14	0,7	55	21	»	Нет
мг-экв/л	0,15	0,2	»	»	4,8	0,61	0,03	2,77	1,74	»	»
% · *экв*	3	4	»	»	93	12	Нет	54	34	»	»

Местоположение водопунктов	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород	Дата отбора пробы	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*
Источник в верховье пади Сарбактуй, в 6,5 *км* от устья		„	24/VI 1958 г.	7,2	6	2	0,2
В основании правого склона пади Талангуй, в 5,4 *км* от устья		Аргиллиты	5/IX 1958 г.	6,6	7	1	0,1
Источник на левом склоне пади Талангуй		Алевролиты, аргиллиты, песчаники	9/IX 1958 г.	6,4	7	1	0,1
Источник в основании правого склона пади Токова, в 2 *км* выше устья		Песчаники и конгломераты	31/VIII 1958 г.	6,2	10	1	0,07
Источник в основании правого склона пади Сырой Каменушки, в 3 *км* от устья		То же	29/VIII 1958 г.	6,5	9	1	0,1
Источник в устье пади Горбияча		Конгломераты сильно нарушенные, трещиноватые	9/IX 1958 г.	7,4	2	3	0,3
Источник в устье пади Шнвия		Конгломераты	26/IX 1958 г.	7,6	1	4	0,4
Источник в основании левого склона пади Икагия на территории МТФ		Песчаники	6/IX 1958 г.	7	3	7	0,6
Источник в пади Тургa, совхоз «Забайкалец»		„	25/VIII 1958 г.	6,4	14	2	0,2
Источник в основании левого склона пади Ширия, в 0,8 *км* от устья		Песчаники, сланцы	26/VIII 1958 г.	6,9	5	2	0,2
Источник в основании левого склона пади Тылынга, в 2,2 *км* от устья		Конгломераты	23/IX 1958 г.	7,6	2	4	0,4
Источник в верховье пади р. Караксара		Аргиллиты	21/IX 1958 г.	6,9	2	4	0,3
Источник в основании левого склона р Б Караксар		Конгломераты	21/IX 1957 г.	7,4	2	5	0,4
Источник в верховье пади Мухор-Булак		Аргиллиты	21 IX 1957 г.	7,5	2	4	0,5

Продолжение табл. 52

Форма выражения анализа	Компоненты минерализации										
	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3}
мг/л	3	12	Нет	Нет	146	13	0,1	33	6	Нет	Нет
мг-экв/л	0,07	0,25	„	„	2,4	0,57	Нет	1,64	0,51	„	„
% · *экв*	3	9	„	„	88	21	„	60	19	„	„
мг/л	1	12	„	„	73	10	0,1	16	3	0,1	0,2
мг-экв/л	0,02	0,25	„	„	1,2	0,46	Нет	0,79	0,21	Нет	Нет
% · *экв*	1	17	„	„	82	32	„	54	24	„	„
мг/л	2	25	„	„	55	13	0,2	11	4	0,1	0,1
мг-экв/л	0,05	0,52	„	„	0,9	0,56	0,01	0,56	0,34	Нет	Нет
% · *экв*	3	35	„	„	61	38	Нет	38	24	„	„
мг/л	4	Нет	„	„	49	6	0,4	10	1	0,2	,
мг-экв/л	0,1	„	„	„	0,8	0,27	0,02	0,52	0,08	0,01	„
% · *экв*	11	„	„	„	89	30	2	58	9	1	„
мг/л	1	„	„	0,05	67	8	0,4	13	1	Нет	0,1
мг-экв/л	0,02	„	„	Нет	1,1	0,37	0,02	0,65	0,08	„	Нет
% · *экв*	2	„	„	„	98	33	2	58	7	„	„
мг/л	2	12	„	„	213	13	0,1	52	8	0,1	„
мг-экв/л	0,05	0,25	„	„	3,5	0,57	Нет	2,58	0,65	Нет	„
% · *экв*	1	7	„	„	92	15	„	68	17	„	„
мг/л	5	20	„	0,03	281	16	0,1	56	20	0,1	„
мг-экв/л	0,15	0,41	„	Нет	4,6	0,71	Нет	2,79	1,66	Нет	„
% · *экв*	3	8	„	„	89	14	„	54	32	„	„
мг/л	7	29	„	„	396	10	0,1	67	43	„	0,1
мг-экв/л	0,2	0,6	„	„	6,5	0,46	Нет	3,33	3,51	„	Нет
% · *экв*	3	8	„	„	89	6	„	46	48	„	„
мг/л	2	Нет	„	„	177	9	0,2	39	8	„	8
мг-экв/л	0,5	„	„	„	2,9	0,4	0,01	1,93	0,13	„	0,48
% · *экв*	2	„	„	„	9,8	14	Нет	65	5	„	16
мг/л	4	8	„	„	171	20	0,1	39	3	„	Следы
мг-экв/л	0,1	0,16	„	„	2,8	0,87	Нет	1,93	0,26	„	„
% · *экв*	3	5	„	„	92	28	„	64	8	„	„
мг/л	7	25	„	0,2	262	3	0,2	58	18	„	0,2
мг-экв/л	0,2	0,52	„	Нет	4,3	0,59	0,01	2,89	1,52	„	0,01
% · *экв*	4	10	„	„	86	12	Нет	58	30	„	Нет
мг/л	9	25	„	„	226	19	0,2	50	14	Нет	0,1
мг-экв/л	0,25	0,52	„	„	3,7	0,84	0,01	2,5	1,12		Нет
% · *экв*	5	12	„	„	83	19	Нет	56	25	„	„
мг/л	2	20	„	„	254	24	0,4	63	26	0,2	0,1
мг-экв/л	0,05	0,41	„	„	5,8	1,03	0,02	3,1	2,11	Нет	Нет
% · *экв*	1	6	„	„	93	16	Нет	50	34	„	„
мг/л	5	20	„	0,15	317	32	0,1	54	20	Следы	0,2
мг-экв/л	0,15	0,41	„	Нет	5,2	1,4	Нет	2,69	1,66	„	Нет
% · *экв*	3	7	„	„	90	24	„	47	29	„	„

Местоположение водопунктов	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород	Дата отбора пробы	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*
Источник в устье пади Глубокая		„	21/IX 1957 г.	7,8	2	4	0,4
Источник в верховье пади Каруй		Песчаники и сланцы	21/IX 1957 г.	7,3	2	5	0,4
Источник в основании левого склона пади Ингаринта, в 2,2 *км* от устья		Песчаники	7/IX 1958 г.	8	4	5	0,4

ско-Шахтаминской зоны, охватывая междуречье Газимура, Урова и Урюмкана. В гидрогеологическом отношении эта зона совсем не изучена.

По химическому составу пластово-трещинные воды нижне- и среднеюрских отложений относятся к гидрокарбонатным кальциевым и гидрокарбонатным магниево-кальциевым с минерализацией 0,1—0,4 и максимально 0,9 *г/л*. В составе подземных вод конгломератов, кроме того, встречаются гидрокарбонатные натриевые или гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды (табл. 52).

Пополнение подземных вод данной гидрогеологической формации происходит за счет атмосферных и поверхностных вод, проникающих по системе тектонических трещин. Переливу вод гранитоидов способствует более высокое гипсометрическое положение данных пород, а также сеть тектонических разрывов, рассекающая интрузивные массивы и мезозойские складчатые структуры. Своеобразие условий питания мезозойской гидрогеологической формации в совокупности с ее структурно-фациальными и тектоническими особенностями влияет, по-видимому, на характер водообильности пород и распределение минерализации подземных вод по площади. В зонах тектонических нарушений и в более глубоко залегающих водоносных горизонтах минерализация, как правило, несколько выше, чем на участках общей тектонической трещиноватости. Там, где мезозойские образования имеют тектонические контакты с палеозойскими породами, пополнение вод тектонических разломов осуществляется большей частью за счет подземных вод мезозойской гидрогеологической формации. Это происходит в силу более высокого гипсометрического положения, занимаемого мезозойскими отложениями.

На использовании подземных вод мезозойской гидрогеологической формации в ряде пунктов области осуществляется питьевое и хозяйственное водоснабжение. Они могут быть рекомендованы к широкому использованию, так как характеризуются значительной площадью распространения и хорошим качеством.

Гидрогеологическая формация докайнозойских вулканогенных пород

Верхнепалеозойско-мезозойские эффузивы, образующие значительные по площади покровы и слагающие вместе с туфами, туфопесчаниками и другими образованиями мощные осадочно-вулканогенные толщи,

Продолжение табл. 52

Форма выражения анализа	Компоненты минерализации										
	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}
мг/л	5	27			281	19	0,7	56	20	Нет	0,1
мг-экв/л	0,15	0,56	Нет	Нет	4,6	0,83	0,03	2,79	1,66	„	Нет
% · *экв*	3	10	„	„	87	16	Нет	53	31	„	„
мг/л	3	25	„	„	281	9	0,4	61	21	„	Следы
мг-экв/л	0,1	0,52	„	„	4,6	0,4	0,02	3,04	1,76	„	„
% · *экв*	2	10	„	„	88	8	Нет	58	34	„	„
мг/л	2	12	„	0,03	317	6	0,1	47	35	0,1	0,1
мг-экв/л	0,05	0,25	„	Нет	5,2	0,28	Нет	2,37	2,85	Нет	Нет
% · *экв*	1	4	„	„	95	5	„	43	52	„	„

занимают в геологии Читинской области важное место Однако их водоносность изучена недостаточно. В особенности это относится к центральным и северным районам Олекмо-Витимской горной страны, где до 1961 г. гидрогеологические работы не проводились.

В бассейне верховья р. Олекмы, по р. Каренге и на правобережье Витима обводненность верхнепалеозойско-нижнемезозойских осадочно-вулканогенных пород кислого ряда и небольших по площади полей базальтов обусловливается наличием тектонической трещиноватости, продолжающейся глубже 100—150 *м*. Верхняя часть этих пород скована мерзлотой и поэтому является безводной. В летнее время по склонам хребтов, после оттаивания деятельного слоя, отмечается много нисходящих источников надмерзлотных вод, усиливающихся после обильных дождей. Выходы подмерзлотных вод, связанные с таликами и зонами тектонических разрывов, в летнее время маскируются марями, занимающие широкие площади и протягивающимися на многие десятки и сотни километров. Зимой в тектонических долинах данные воды часто образуют мощные наледи. Минерализация воды наледей достигает 0,5—0,7 *г/л*, а минерализация надмерзлотных вод составляет 0,04—0,07 *г/л*

В бассейне р. Нерчи, в ее нижнем течении, кварцевые порфиры, туфы и туфолавы верхнеюрского возраста вместе с туфопесчаниками и конгломератами залегают в основании Оловской депрессии. По периферии депрессии, где обнажаются эффузивы, отмечается ряд нисходящих и напорных источников с дебитом от 2 до 10 *л/сек*.

Часть источников действует в течение круглого года. Дебит скважин достигает 2 *л/сек* при понижениях уровня на 8—10 *м*. Химический состав вод — гидрокарбонатный магниевый или гидрокарбонатный натриевый с величиной минерализации до 0,5 и реже до 1 *г/л*.

К горизонтам кислых эффузивов Оловской депрессии приурочено месторождение радоновых вод.

В Зюльзинской депрессии водоносные горизонты залегают в аналогичных геологических условиях.

Большие поля верхнепалеозойско-нижнемезозойских эффузивов известны на правобережье р. Хилка, в его верхней части. По составу здесь различаются: кварцевые порфиры, фельзиты и фельзит-порфиры, реже — дацитовые порфириты, вулканические стекла. В центральных частях массивов залегают преимущественно лавы, по периферии — туфы, туфо-

лавы, лавобрекчии. Меньше развиты андезиты, андезитовые и дацитовые порфириты, трахиты, орто- и кератофиры. Покровы, занимая склоны и центральную часть Цаган-Хуртейского хребта, залегают на нижне- и среднепалеозойских гранитоидах. Дебит источников, приуроченных к эффузивам, колеблется от 0,1 до 2 *л/сек.* Состав воды большинства источников — хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, в меньшей степени — натриево-кальциевый или сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Минерализация воды редко превышает 0,1 *г/л* (Фельдман, Фомин, 1956).

Широким развитием мезозойские эффузивные образования пользуются к югу от г. Читы — на правобережье Ингоды, в междуречье Ингоды — Оленгуя и по склонам Тыргетуй-Дарасунской (Жимбиринской) депрессии. Здесь они либо входят в состав наиболее древних свит, выполняющих тектонические впадины, либо образуют мощные покровы, залегающие в центральных частях горных хребтов и на их склонах. Наиболее типичны для этой части Забайкалья андезито-базальты, андезитовые порфириты, кварцевые и кварцсодержащие порфиры, туфолавы. Дебит источников, связанных с этими породами, колеблется от 0,1 до 0,5 *л/сек.* По химическому составу среди подземных вод преобладают хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальцевые и натриево-кальциевые, реже — сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, натриево-кальциевые (табл. 53). Величина минерализации воды редко превышает 0,1—0,2 *г/л*, увеличиваясь при движении от областей питания к областям разгрузки (Богомолов, Будзинский, Коржов, 1961).

Крупное поле верхнеюрских эффузивов, залегающих на нижнепалеозойских метаморфических сланцах и палеозойских гранитоидах, отмечается к востоку от г. Балей. С эффузивами связан ряд источников, имеющих небольшой дебит. Химический состав вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый; величина минерализации 0,2—0,26 *г/л.*

В центральной части Агинского поднятия, на юго-восточном склоне Борщовочного хребта отмечаются небольшие поля верхнеюрских андезито-дацитовых порфиритов, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, в пределах которых наблюдаются нисходящие источники с дебитом от 0,1 до 1 *л/сек.* Химический состав воды этих источников — гидрокарбонатный магниево-кальциевый или гидрокарбонатный кальциевый, величина минерализации от 0,1 до 0,5 *г/л.*

Крупные покровы нерасчлененных верхнеюрских и нижнемеловых эффузивов располагаются в южной и юго-восточной части Агинского палеозойского поля, а также вдоль р. Аргуни, по ее левобережью. Так же, как и в центральных частях области, эффузивы часто отмечаются здесь в составе осадочно-вулканогенных свит. По вещественному составу наиболее типичны темно-серые до черных базальты, андезито-базальты, андезитовые порфириты, кварцевые порфиры. Вместе с лавами широким развитием пользуются туфы. Все мезозойские вулканогенные образования рассечены трещинами отдельности, прослеживаемыми иногда до глубины 75 *м.* Некоторые разновидности базальтов являются пористыми, но поры не всегда свободны от новообразований. В породах среднего и кислого ряда пористыми являются туфы и туффиты, характеризующиеся иногда сланцеватой текстурой.

К югу от пос. Новый Дурулгуй и к западу от Харанорской впадины выходы мощных источников связаны с небольшими полями и покровами верхнеюрских эффузивов. Среди порфиритов и андезито-базальтов в падях Вармогойтуй и Оршантуй отмечен ряд источников с дебитом от 1,8 до 2,7 *л/сек*, а среди полей кварцевых порфиров и их туфов — от 8 до 13 *л/сек.* Еще большей производительностью характеризуются источники,

приуроченные к контактам верхнеюрских эффузивов с нижнепалеозойскими осадочно-метаморфическими образованиями. Максимальный дебит одного из них достигает 70—80 *л/сек*. За период наблюдения с 4/XII 1938 г. по 14/II 1939 г. дебит источника сохранялся в этих пределах. Величина минерализации подземных вод в эффузивах этого района обычно составляет 0,15—0,2 *г/л*, редко достигая 0,6—0,7 *г/л* (Маринов, Сидельников, 1939).

По склонам Кличкинского и Аргунского хребтов подземные воды вскрываются в эффузивах скважинами на глубинах от 16 до 60 *м*. В отдельных случаях воды обладают напором до 20 *м*. Максимальный дебит, полученный при откачках, не превышал 3,5 *л/сек* при понижениях 12—15 *м*. Дебит источников составляет от 0,2 до 0,4 *л/сек*. При каптаже источников шурфами возможно увеличение дебита до 0,7—2 *л/сек*. Химический состав вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый или кальциево-магниевый. Величина минерализации определяется 0,2—0,7 *г/л*. В альбитофирах и их туфах минерализация увеличивается до 0,87 *г/л* (Купалов-Ярополк, Соболев, 1939). Несколько северо-восточнее по р. Аргуни максимальный дебит, полученный при откачках из скважин, не превышает 1,4 *л/сек* при понижении 36,7 *м* (Стрелковский, Савченко, 1937), а в районе Шерловой Горы — 4 *л/сек* при понижении 10 *м* (Ефимов, Комиссаров, 1935). Величина минерализации воды здесь колеблется от 0,35 до 0,5 *г/л*.

По данным Н. Л. Кудрявцевой (1940), в южной части Восточного Забайкалья наиболее часто наблюдаемый удельный дебит колодцев, эксплуатирующих воды верхнеюрских базальтов, составляет 0,6 до 1 *л/сек* Часть колодцев (Абагайтуй) отличается постоянством режима и эксплуатируется многие годы. В базальтах, андезитах и порфиритах данной гидрогеологической формации пройдено 28 скважин, которые вскрыли подземные воды на глубинах от 4 до 95 *м* при средней глубине залегания в 30—40 *м*. Десять скважин являются практически безводными, а остальные характеризуются удельным дебитом от 0,1 до 3 *л/сек*, максимально до 4,6 *л/сек*. В виде исключения удельный дебит скважин может достигать 14,4 *л/сек* (табл. 54, скв. 105).

В верховье р. Газимура, между Нерчинским и Кукульбейским хребтами, с верхнеюрскими лавами и туфами, несогласно залегающими на нижне-среднеюрских песчанико-сланцевых и песчанико-конгломератовых отложениях, связывается большое количество нисходящих источников. Дебит большинства из них составляет от 0,5 до 2 *л/сек*. В отдельных случаях наблюдаются источники с дебитом до 4—10 *л/сек*. По химическому составу наибольшим развитием пользуются гидрокарбонатные магниевые и кальциевые, немного реже — гидрокарбонатные натриевые воды с величиной минерализации от 0,2 до 0,32 *г/л* (Овчаренко, Коржов, 1962).

Условия питания гидрогеологической формации докайнозойских эффузивов зависят от характера залегания водоносных пород, их положения в рельефе местности, а также от наличия и мощности мерзлой зоны.

В покровах Олекмо-Витимской горной страны и Центрального Забайкалья, занимающих центральные части и склоны горных хребтов, проникновение атмосферных и поверхностных вод в глубину возможно лишь по сквозным таликам, тяготеющим к склонам южной экспозиции. Здесь сквозные талики связаны большей частью с зонами разрывных тектонических нарушений, которые пространственно часто совпадают с речными долинами.

В Восточном Забайкалье, где мёрзлая зона отличается сильной прерывистостью по площади и на глубину, условия для поверхностного

Таблица 53

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации докайнозойских вулканогенных пород (Восточное Забайкалье)

Местоположение водопункта	Литологический состав пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Источник в верховье части левого притока р. Каменки	Кварцевые порфиры	11/IX 1959 г.	7,2	Нет сведений	1,2	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,150 10	4 0,08 5	Нет сведений	Нет сведений	82 1,35 85	9 0,4 25	Нет сведений	19 0,96 61	3 0,22 14	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений
Источник в верховье долины р. Большой Нарымки	То же	5/VIII 1960 г.	6,9	То же	0,6	0,05	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,050 7	2 0,04 6	То же	То же	37 0,6 87	1 0,06 9	Следы	6 0,32 46	4 0,31 45	То же	То же	То же
Источник в вершине ручья Зубковки	Андезитовые порфириты, андезито-базальты	6/X 1959 г.	6,4	„ „	0,6	0,07	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,150 15	4 0,08 10	„ „	„ „	43 0,7 75	7 0,32 34	Нет сведений	9 0,45 48	2 0,16 18	„ „	„ „	„ „
Источники в средней части ручья Сухого	То же	23/VII 1959 г.	6,4	„ „	0,7	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,120 8	4 0,08 6	„ „	„ „	79 1,29 86	17 0,77 52	0,4	11 0,56 37	2 0,16 11	„ „	„ „	„ „
Источник в нижней части пади Семена	„ „	24/IX 1959 г.	7,2	„ „	0,6	0,06	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 18	8 0,17 19	„ „	„ „	33 0,55 63	4 0,2 23	0,2	10 0,51 58	2 0,16 19	„ „	„ „	„
Источник в верховье долины левого безымянного притока р. Оленгуя	„ „	23/X 1959 г.	7	„ „	1,4	0,15	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 5	8 0,16 9	„ „	„ „	104 1,7 86	11 0,5 25	0,4	27 1,35 69	1 0,11 6	„ „	„ „	„ „
Источник в средней части долины р. Кадача	„ „	10/VII 1959 г.	7,4	„ „	1,5	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 6	2 0,04 1	„ „	„ „	180 2,94 93	38 1,66 52	0,1	23 1,13 36	5 0,39 12	„ „	„ „	„ „
Источник в верховье долины р. Пропитана	„ „	1/IX 1959 г.	7,6	„ „	1,1	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 10	4 0,08 6	„ „	„ „	74 1,2 84	7 0,3 21	Нет сведений	16 0,79 55	4 0,34 24	„ „	„ „	„ „
Источник в верхней части долины р. Андреевки	Порфириты и их туфы	4/IX 1959 г.	6,4	„ „	1,4	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 9	12 0,25 15	„ „	„ „	76 1,25 76	4 0,18 10	То же	24 1,18 72	3 0,29 18	„ „	„ „	„ „
Источник в верховье долины первого левого притока р. Нижней Салии	Кварцевые порфиры, субщелочные эффузивы	19/VI 1959 г.	7,3	„ „	1	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 13	2 0,04 2	„ „	„ „	79 1,3 85	11 0,47 80	Следы	16 0,79 52	4 0,28 18	„ „	„ „	„ „
Источник в верхней части долины р. Б. Улунтуя	Щелочные порфириты	26/VII 1959 г.	6,6	„ „	1	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 4	4 0,08 7	„ „	„ „	67 1,1 89	5 0,21 17	Нет сведений	18 0,91 74	2 0,11 9	„ „	„ „	„ „
Источник в верховье долины р. Нижней Салии	Кварцевые порфиры, ортофиры	19/VI 1959 г.	7,4	„ „	Нет сведений	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 14	2 0,04 3	„ „	„ „	73 1,2 83	7 0,31 21	То же	18 0,91 63	3 0,22 16	„ „	„ „	„ „
Скважина в районе оз. Малый Чиндант	Андезиты, дацитовые порфириты	10/VI 1936 г.	Нет сведений	„ „	2,6	0,6	мг/л мг-экв/л % · экв	12 0,34 4	39 0,81 10	„ „	„ „	436 7,15 86	82 5,68 68	„ „	53* 2,68 32		„ „	„ „	„ „
Колодец в устье пади Мухур-Булак	Кварцевые порфиры	30/VII 1954 г.	6,7	„ „	5,4	0,5	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 2	41 0,85 13	„ „	„ „	323 5,3 85	26 1,12 17	0,4	86 4,33 66	13 1,1 17	„ „	„ „	„ „
Источник на левом склоне пади Колазырга	Порфириты	17/VIII 1938 г.	Нет сведений	„ „	1,3	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	11 0,32 2	423 9 62	„ „	„ „	317 5,2 36	28 1,22 9	Нет сведений	170 8,5 58	58 4,8 33	„ „	„ „	„ „
Источник в пади Сухая Торгачи	Туфы	1938 г.	7,6	„ „	12	0,96	мг/л мг-экв/л % · экв	11 0,32 2	339 7,05 52	„ „	„ „	381 6,25 46	31 1,37 10	Следы	115 5,75 42	79 6,5 48	„ „	„ „	„

Продолжение табл. 53

Местоположение водопункта	Литологический состав пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* $O_2/л$	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{+2}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Источник юго-восточнее пос Чингильтуй	Туфы	17/VII 1938 г.	7,7	Нет сведений	6	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 1	55 1,14 17	Нет сведений	Нет сведений	333 5,45 85	17 0,74 11	Нет сведений	118* 5,9 89		Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений
Источник у левого склона пади Кар-Булаг	Эффузивы	1935 г.	7,3	То же	4	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	1 0,02 1	38 0,78 15	1 0,21 3	То же	261 4,29 81	24 1,15 22	4 0,13 2	80* 4,02 76		То же	То же	То же
Колодец в верховье пади Гришина у подножия ее правого склона, уровень воды 1 *м*	Эффузивы, туфы	Нет сведений	7,4	„ „	3,6	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	1 0,05 1	35 0,74 17	Нет сведений	„ „	199 3,16 82	85 0,37 9	Нет сведений	72 3,58 91	Нет сведений	„ „	„ „	„ „
Колодец в пос Нерчинский Завод, уровень воды 3 *м*	Эффузивы	22/XI 1939 г.	7,1	„ „	12	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	1 0,03 1	357 7,43 54	0,9	„ „	380 6,24 45	30 1,3 10	0,15	161 8,15 59	51 4,25 31	„ „	„ „	„ „
Источник в пади Загзо	„	1939 г.	7,3	„ „	8,7	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,09 1	76 2,15 20	Нет сведений	„ „	520 8,55 79	50 2,09 20	Нет сведений	91 4,55 42	50 4,15 38	„ „	„ „	„ „
Источник в 0,5 *км* на северо-запад от с Красные Борзишки	„	1939 г.	7,9	„ „	4,5	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	1 0,02 1	29 6,1 50	То же	„ „	358 59 49	173 7,52 63	То же	90 4,5 37	Нет сведений	„ „	„ „	„ „

* Данные суммарных определений кальция и магния

питания значительно лучше. Проникновение атмосферных и поверхностных вод происходит на широких площадях талых пород, преобладающих над многолетнемерзлыми. Этому способствует интенсивная тектоническая трещиноватость и высокая пористость, характерная для многих литологических разновидностей лав и туфов. В южных районах Восточного Забайкалья наряду с поверхностными и атмосферными водами определенную роль в питании подземных вод данной гидрогеологической формации играет, по-видимому, конденсация водяных паров в порах и трещинах эффузивов, особенно слагающих водораздельные пространства.

Для эффузивов, залегающих у подножия горных хребтов и в основании пород чехла тектонических впадин, наиболее типичен подток подземных вод со стороны внешних областей питания — гидрогеологических массивов, сложенных преимущественно интрузивными и метаморфическими породами палеозойского возраста. Имеет место здесь также и непосредственное просачивание атмосферных вод по зонам тектонических разрывов, ограничивающих большинство межгорных артезианских бассейнов в их краевых частях.

Подземные воды гидрогеологической формации докайнозойских эффузивов имеют связь с водами других гидрогеологических формаций и комплексов К их числу в первую очередь следует отнести подземные воды гидрогеологической формации гранитоидов и гидрогеологической формации нижне- и среднепалеозойских метаморфических пород. Там, где покровы эффузивов залегают на гранитах или метаморфических песчанико-сланцевых образованиях, воды данной формации питают воды гранитов и метаморфических пород. В краевых частях горных сооружений и в основании пород чехла тектонических впадин подземные воды гидрогеологической формации эффузивов получают свое пополнение за счет вод других гидрогеологических формаций, в том числе за счет артезианских вод мезозойских осадочных пород.

В зависимости от конкретной гидрогеологической обстановки породы описываемой формации могут рассматриваться или как верхний структурный ярус фундамента, или как нижний структурный ярус чехла. Авторы относят их к верхнему структурному этажу фундамента.

Таблица 54

Сведения о дебите скважин, вскрывших верхнеюрские эффузивы. Восточное Забайкалье

(по Н. Л. Кудрявцевой, 1940)

Номер скважины	Водовмещающие породы	Глубина залегания уровня подземных вод, *м*	Статический уровень, *м*	Дебит, *л/сек*	Удельный дебит, *л/сек*
81/14	Базальты	11,1	11,1	1,9	Нет
87/20	Порфириты	9,5	9,55	1,7	„
72/11	То же	50,6	50,6	1,8	„
44/14	„	12,8	12,8	0,6	„
20	Базальты	16,8	16,8	0,3	„
40	Андезиты	39,5	39,5	—	1,25
105	Порфириты	4	1,8	Нет	14,4
99	Базальты	6,8	1,82	3	Нет
47	Андезиты	34,9	34,9	Нет	4,66

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЧЕХЛА

В пределах Читинской области распространение подземных вод чехла, под которым, согласно определению Н. И. Толстихина (1959), понимается серия слабо дислоцированных отложений платформенного типа и рыхлых кайнозойских отложений, залегающих на породах фундамента, связано с многочисленными тектоническими впадинами. Несмотря на то, что развитие подземных вод чехла в пределах Читинской области весьма ограниченно, в хозяйственной деятельности их значение велико. Именно на площади тектонических впадин, представляющих собой межгорные артезианские бассейны, куда в конечном счете происходит слив подземных вод со стороны центральных частей гидрогеологических массивов, сосредоточены крупные ресурсы подземных вод. Здесь они используются в практических целях в хозяйственно освоенных районах. Разнообразие литологического состава, возраста и структурно-тектонического положения водоносных пород чехла определяет и различие их гидрогеологических условий. В Байкало-Чарской складчатой области с нижнекембрийскими карбонатными породами связано развитие карстовых вод. На породах нижнего кембрия здесь нередко залегает мощная толща мезо-кайнозойских отложений, которая на остальной части Читинской области подстилается непосредственно породами фундамента. Верхнеюрские — нижнемеловые, нижнемеловые и палеогеновые песчанико-сланцевые, конгломератовые и песчанистые отложения заключают, как правило, напорные воды, а неоген-нижнечетвертичные песчано-глинистые образования — напорные и грунтовые воды. Большая мощность отложений чехла, литологический состав водоносных пород и географическое положение местности накладывают отпечаток на условия формирования химического состава подземных вод. В северных и центральных районах Читинской области минерализация неглубокозалегающих, слабо минерализованных подземных вод возрастает с глубиной. В южных же районах Забайкалья минерализованные воды иногда залегают вблизи дневной поверхности.

Водоносный комплекс нижнекембрийских отложений

Нижнекембрийские отложения слагают чехол Якутского артезианского бассейна, а также некоторых артезианских бассейнов Байкало-Чарской складчатой области.

Якутский артезианский бассейн на территории Читинской области представлен частью своего юго-западного крыла. В разрезе нижнекембрийских отложений установлены терригенные, карбонатные и соленосные отложения. В границах Читинской области гидрогеологические исследования на площади бассейна не проводились. Основываясь на данных по смежной территории Якутской АССР, можно предполагать, что в этих отложениях распространены подмерзлотные пластовые, пластово-карстовые и трещинно-карстовые воды. Намечаются две гидрохимические зоны. Мощность первой зоны определяется уровнем эрозионного вреза наиболее глубоких речных долин и составляет 300—500 *м*. К ней приурочены пресные воды с минерализацией от 0,5 до 1 *г/л*, а на отдельных участках, возможно, и более. Вторая гидрохимическая зона характеризуется, по-видимому, затрудненным водообменом и содержит соленые воды и рассолы хлоридного, натриевого и кальциевого состава с бромом, калием и другими микрокомпонентами.

В Байкало-Чарской складчатой области нижнекембрийские отложения установлены в Верхне-Каларском (Читкандинском) артезианском

бассейне алданского типа Они слагают здесь нижний ярус чехла и выходят на поверхность в его бортовых частях Эти отложения залегают на породах протерозоя и представлены известняками, мергелями и песчаниками В восточной части бассейна они вскрыты разведочными скважинами на глубине 374—377 *м*, а в западном направлении они погружаются до глубины 500—650 *м*. Такое резкое изменение в положении кровли этих образований в западной и восточной частях бассейна обусловлено смещением пород по крупному сбросу (рис. 14), проходящему в субмеридиональном направлении Водоносность нижнекембрийских отложений Верхне-Каларского артезианского бассейна не изучена. Судя по величине минерализации подмерзлотных трещинно-пластовых вод юрских отложений, слагающих верхний ярус чехла бассейна (около 1 *г/л*), можно предполагать, что в кембрийских отложениях содержатся воды с более высокой минерализацией

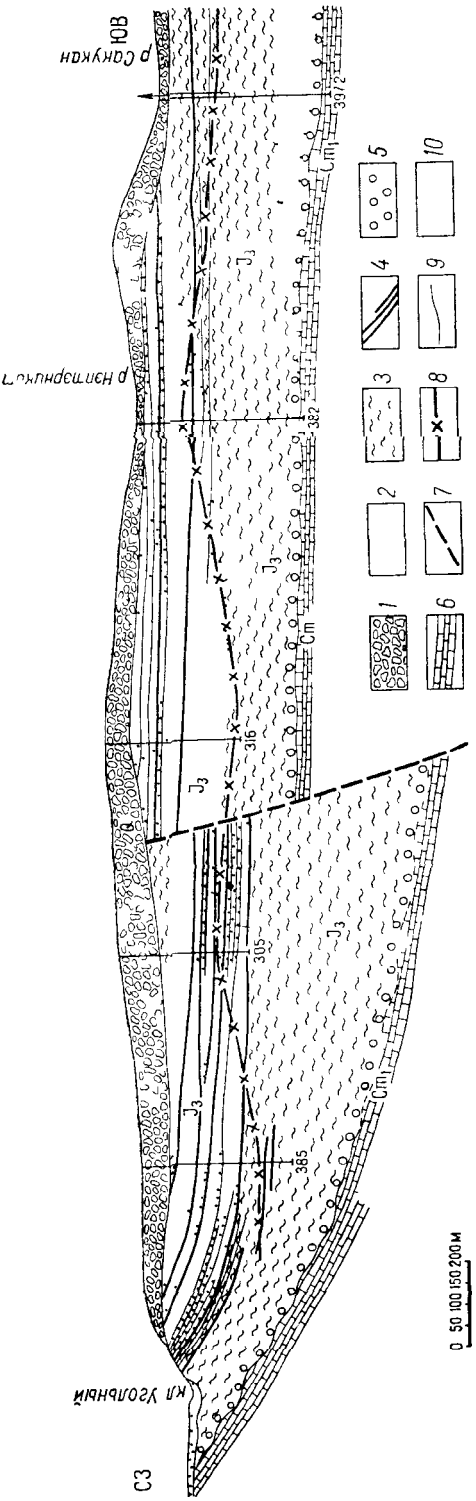


Рис. 14 Схематический геологический разрез Читкандинского артезианского бассейна в районе участка Угольного Западное крыло
(Составил Э Д Дмитриев)

1 — моренные отложения, *2* — песчаники, *3* — аргиллиты алевролиты *4* — угли *5* — базальные конгломераты, *6* — известняки доломиты мергели, *7* — предполагаемое тектоническое нарушение, *8* — нижняя граница зоны мно голетней мерзлоты по данным термокаротажа, *9* — границы различных по возрасту комплексов пород *10* — границы между поро дами различного литологического состава одного возраста

Гидрогеологическая формация верхнеюрских — нижнемеловых и нижнемеловых континентальных отложений

Верхнеюрские — нижнемеловые и нижнемеловые терригенные отложения на территории Читинской области развиты в пределах межгорных впадин, имеющих различные размеры, а также разнообразную структуру фундамента и чехла. Породы описываемой

формации состоят из песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, конгломератов, углей, кислых и основных эффузивов и их туфов. Для них характерна фациальная неоднородность по мощности и простиранию, обусловливающая отсутствие в них выдержанных водоносных горизонтов, а также тесную гидравлическую связь между собой.

По характеру водопроницаемости пород приуроченные к ним воды являются трещинно-пластовыми. Они характеризуются напорным режимом и постоянным пьезометрическим уровнем. Все это позволяет выделить в описываемой формации не отдельные водоносные горизонты, а комплексы водоносных горизонтов (водоносные комплексы). Их мощность часто составляет несколько сотен метров. Межгорные впадины с гидрогеологических позиций представляют местные межгорные артезианские бассейны. В зависимости от геологической истории развития впадин эти бассейны отличаются разной структурой и колебаниями мощностей выполняющих их мезозойских отложений, а также различным количеством и составом водоносных горизонтов. На прилагаемой карте артезианских бассейнов Читинской области, по состоянию материалов на 1/I 1964 г., показано 80 бассейнов, из них 69 имеют верхнеюрский — нижнемеловой и нижнемеловой возраст отложений чехла. Эти бассейны относятся к забайкальскому или даурскому типу

На юге территории Читинской области известны бессточные артезианские бассейны монгольского типа, отложения чехла которого имеют нижнемеловой и кайнозойский возраст.

В Олекмо-Витимской гидрогеологической складчатой области известны следующие артезианские бассейны забайкальского типа*. Калаканский (9), Тундакский (10), Ненюгинский (11), Верхне-Олекминский (12), Тунгирский (13), Витимский (14), Верхне-Нерчинский (15), Верхне-Тунгирский (16), группа Амазарских бассейнов (17), Усть-Кондинский (18), Каренгский (19), Средне-Нерчинский (20), Нерчуганский (21), Джалирский (22), Итакинский (23), Могочинский (24), Нижне-Нерчинский (25), Зиловский (26), Верхне-Черный (27), Нижне-Шилкинский (28) и Букачачинский (29). Фундаментом и горным обрамлением их служат интрузивные породы палеозоя, а также эффузивные образования верхней юры и метаморфические породы протерозоя.

Подземные воды изучены в немногих артезианских бассейнах. Краткое описание их приводится ниже.

В Нерчуганском (21) бассейне (Гладышев, 1957), находящемся в приводораздельной части Олекминского хребта, верхнеюрские — нижнемеловые отложения представлены песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, углями, среди которых встречаются пластовые тела эффузивов. Мощность этих отложений превышает 500 *м*. Они залегают на поверхности размыва гранитов и частично эффузивных образований верхней юры (рис. 15).

Трещинно-пластовые воды, приуроченные к песчаникам, пластам угля и конгломератам, залегают на глубине от 60—70 до 150—200 *м* и максимально 300 *м*. Пьезометрический уровень их устанавливается, как правило, выше поверхности земли, по некоторым скважинам на 6—18 *м*. Дебит скважин при самоизливе колеблется от 1,3—2 до 25—30 *л/сек*.

---

* Цифра стоящая в скобках рядом с названием артезианского бассейна, соответствует его номеру на карте (см рис 13)

Перечень и описание бассейнов приводится с севера на юг и с запада на восток Название бассейнов дано по наименованию впадин, долин рек или населенных пунктов

Температура подземных вод составляет 0,2—0,4° С. По составу они относятся к гидрокарбонатным натриевым в прибортовых частях артезианского бассейна и к гидрокарбонатным кальциево-натриевым в центральной его зоне до глубины 227 *м*. Минерализация вод до указанной глубины не превышает 0,2—0,25 *г/л* (табл. 55).

Букачачинский (29) артезианский бассейн (Титов и Ефимов, 1937; Зарубинский, 1953—1954; Сухопольский, 1954) приурочен к впадине Нерчинско-Куэнгинского хребта. Слагающие ее верхнеюрские — нижнемеловые отложения вскрыты разведочными скважинами на глубину 600—650 *м*; полная их мощность, по-видимому, составляет 900—1000 *м* (Сухопольский, 1954). В строении фундамента и горного обрамления Букачачинского артезианского бассейна принимают участие изверженные породы палеозоя и в подчиненном значении — карбонатные породы докембрия. В строении чехла бассейна участвуют терригенные отложения и пласты угля.

Верхнеюрские — нижнемеловые отложения собраны в несколько крупных складок северо-восточного простирания, осложненных более мелкими складками и разбитых многочисленными мелкими разрывными нарушениями северо-восточного и меридионального направлений Мёрзлая зона имеет мощность в центральной части впадины 100—130 *м*, в северной — 90 *м* и в южной — 50 *м*.

Водоносность описываемых отложений наиболее

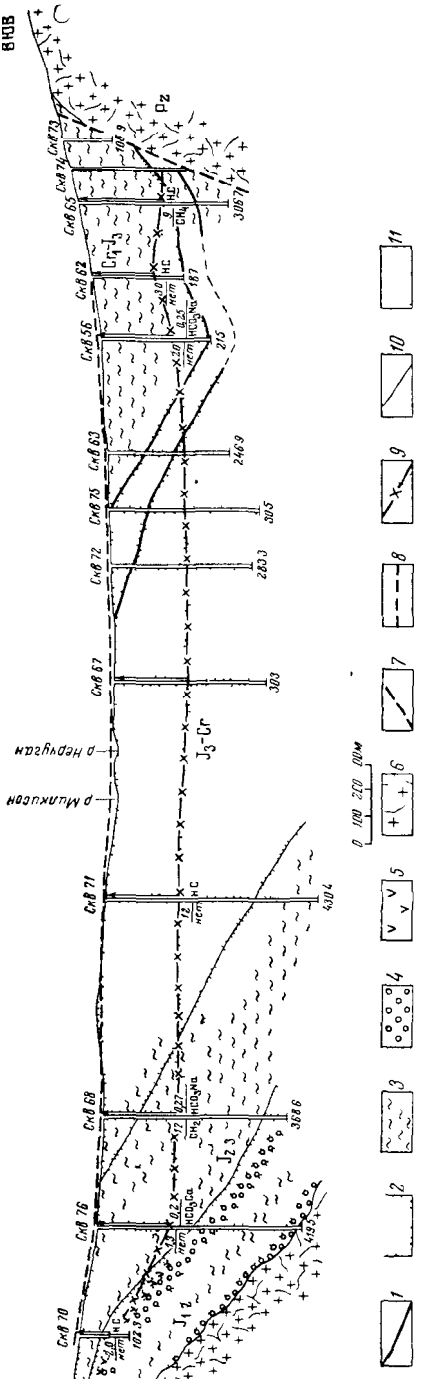


Рис 15 Схематический поперечный гидрогеологический разрез через Нерчуганский артезианский бассейн (Составила А. Н Скляревская)

1 — угли *2* — песчаники разнозернистые, *3* — алевролиты *4* — конгломераты гравелиты, *5* — туфоконгломераты *6* — граниты трещиноватые *7* — тектонические нарушения *8* — пьезометрический уровень подмерзлотных пластово трещинных вод породы верхнеюрского — нижнемелового возраста *9* — нижняя граница зоны многолетнемерзлых пород, *10* — границы различных по возрасту комплексов пород, *11* — границы между породами различного литологического состава одного возраста

Таблица 55

Химический состав подземных вод гидрогеологической формации верхнеюрских — нижнемеловых и нижнемеловых отложений межгорных артезианских бассейнов

Местоположение	Литологический состав, глубина залегания водоносного горизонта, м	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации														Фамилия исследователя, год
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2		
Нерчуганский артезианский бассейн (21)																						
Центральная часть бассейна около пос. Нерчуган	Песчаники с прослоями алевролитов, 180	5/XI 1954 г.	7,4	5	1,6	0,2	мг/л	25	7	Нет	Нет	126	Нет	30	Нет	28	3	Нет	Нет	23		Гладышев Н С, 1957
							мг-экв/л	0,7	0,14	„	„	2,07	„	1,29	„	1,41	0,21	„	„	„		
							% · экв	24	5	„	„	71	„	44	„	48	7	„	„	„		
Юго-восточный борт бассейна	Алевролиты с прослойками аргиллитов, 227	5/VIII 1956 г.	7,1	1	1	0,2	мг/л	15	4	„	„	122	„	34	„	14	5	„	„	11		То же
							мг-экв/л	0 42	0,09	„	„	2	„	1,5	„	0,7	0,31	„	„	„		
							% · экв	17	3	„	„	80	„	60	„	28	12	„	„	„		
В 1,3 км от западного борта бассейна	Песчаники, гравелиты, 338	25/VIII 1956 г.	7,3	2	1,5	0,3	мг/л	13	4	„	„	180	„	61	„	10	3	„	„	17		„ „
							мг-экв/л	0 37	0,09	„	„	2,95	„	2,66	„	1	0,5	„	„	„		
							% · экв	11	3	„	„	86	„	78	„	15	7	„	„	„		
Букачачинский артезианский бассейн (29)																						
Юго-восточный борт бассейна, шахта 2	Пересланвание углей, песчаников и глинистых сланцев; 80—150	15/VIII 1936 г.	7,4	16	4	0,5	мг/л	18	71	Нет	Нет	308	Нет	130	Нет	22	3	Нет	Нет	37		Кадастр подземных вод, учетная карточка шахты 2
							мг-экв/л	0,5	1,42	„	„	5,05	„	5,64	„	1,1	0,23	„	„	„		
							% · экв	7	20	„	„	73	„	81	„	16	3	„	„	„		
Южная часть бассейна	Переслаивание углей, песчаников и глинистых сланцев, 543	26/X 1936 г.	8.2	2	7	0,5	мг/л	7	21	„	„	372	„	94	„	30	14	„	„	175		
							мг-экв/л	0,2	0,44	„	„	6,09	„	4,08	„	1,5	1,15	„	„	„		
							% · экв	3	7	„	„	90	„	61	„	22	17	„	„	„		
Тугнуйский артезианский бассейн (57) (Олонь-Шибирский артезианский бассейн второго порядка)																						
Верхний водоносный комплекс иадугольной свиты	Песчаники, 50	25/X 1957 г.	7,3	2	5,1	1	мг/л	2	44	Нет	Следы	692	Нет	54	Следы	124	50	Нет	Нет	22		Михелис А В, Мизерный К Е, 1959
							мг-экв/л	0,34	0,92	„	„	11,36	„	2,36	„	6,16	4,1	„	„			
							% · экв	3	7	„	„	90	„	19	„	49	32	„	„			
То же	Песчаники 5—60	16/III 1957 г.	Нет сведений	2	3	1	мг/л	7	31	„	Нет	732	„	122	0,05	78	44	„	„	19		То же
							мг-экв/л	0,2	0,66	„	„	12	„	5,32	„	3,9	3,64	„	„			
							% · экв	2	5	„	„	93	„	41	„	30	28	„	„			
„ „	Песчаники, алевролиты, уголь, 40—100	25/VII 1958 г.	7,8	Нет сведений	1,2	0,9	мг/л	20	103	„	0,2	555	„	198	0,05	33	19	„	„	27		„ „
							мг-экв/л	0,58	2,14	„	„	9,1	„	8,62	„	1,66	1,54	„	„			
							% · экв	5	18	„	„	77	„	73	„	14	13	„	„			
Нижний водоносный комплекс угленосной свиты	Песчаники, уголь, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, 15—114	29/XII 1957 г.	7,2	2	7,4	0,9	мг/л	11	66	„	Нет	598	„	38	Нет	147	30	„	„	44		„ „
							мг-экв/л	0,32	1,36	„	„	9,8	„	1,66	„	7,34	2,48	„	„			
							мг/л	3	12	„	„	85	„	14	„	64	22	„	„			
То же	Песчаники, алевролиты, уголь, 75—131	5/II 1959 г.	Нет сведений	1	2,8	1	мг/л	7	30	„	„	750	„	134	„	76	43	„	„	12		„ „
							мг-экв/л	0,2	0,64	„	„	12,3	„	5,82	„	3,76	3,56	„	„			
							% · экв	1	5	„	„	94	„	44	„	29	27	„	„			
„ „	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, 60—159	29/I 1958 г.	7,5	2	1	0,8	мг/л	23	390	„	„	43	„	305	„	28	15	„	„	10		„ „
							мг-экв/л	0,66	8,12	„	„	7	„	13,26	„	1,4	1,22	„	„			
							% · экв	4	51	„	„	45	„	83	„	9	8	„	„			
Водоносный комплекс эффузивных пород фундамента бассейна	Песчаники, конгломераты, 62—87	Нет сведений	Нет сведений	3	2	0,8	мг/л	7	15	„	„	570	„	101	„	49	37	„	„	19		„ „
							мг-экв/л	0,2	0,3	„	„	9,36	„	4,4	„	2,42	3,04	„	„			
							% · экв	2	3	„	„	95	„	45	„	25	30	„	„			
То же	Гравелиты и туфобрекчии, 132—164	То же	То же	4	0,6	1,1	мг/л	27	414	„	„	341	„	314	„	23	21	„	„	8		„ „
							мг-экв/л	0,7	8,62	„	„	5	„	13,66	„	1,14	0,18	„	„			
							% · экв	5	58	„	„	37	„	91	„	8	1	„	„			

Продолжение табл. 55

Местоположение	Литологический состав, глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* $O_2/л$	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации													Фамилия исследователя, год
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO	
Верхне-Хилокский артезианский бассейн (36)																					
Центральная часть бассейна, ст. Могзон	Песчаники слабосцементированные, 25—50	Нет сведений	Нет сведений		0,6	0,3	*мг/л*	32	24	Нет	Нет	140	Нет	44	Нет	18	8	2	2	Нет	Пирогова Е И
							мг-экв/л	0,9	0,5	„	„	2,3	„	1,95	„	0,88	0,68	0,06	0,13	сведений	
							% · *экв*	24	13	„	„	62	„	52	„	24	18	2	4		
	Конгломераты, песчаники, 46—75	„	7,3		2	0,4	*мг/л*	5	2	„	„	256	„	54	„	37	3	„		15	Размахнина Н Ф, 1960
							мг-экв/л	0,14	0,04	„	„	4,2	„	2,35	„	1,83	0,2				
							% · *экв*	3	1	„	„	96	„	54	„	42	4				
Северо-восточная окраина. Иргенский артезианский бассейн второго порядка	Конгломераты и песчаники, 50—70	1959 г.	7,4	Нет сведений	2	0,3	*мг/л*	2	6	Нет	Нет	250	„	51	„	35	4	Нет	Нет	16	Размахнина Н Ф, 1960
							мг-экв/л	0,07	0,12	„	„	4,1	„	2,25	„	1,73	0,31	„	„		
							% · *экв*	2	3	„	„	95	„	52	„	40	7	„	„		
То же	Песчаники с углем, 82—150	1959 г.	7,3	„	1,6	0,3	*мг/л*	5	Нет	„	„	201	„	42	„	24	5	„	„	15	То же
							мг-экв/л	0,15	„	„	„	3,3	„	1,82	„	1,22	0,41	„	„		
							% · *экв*	4	„	„	„	96	„	53	„	35	12	„	„		
Средне-Хилокский артезианский бассейн (58)																					
Тарбагатайский артезианский бассейн второго порядка	Верхний водоносный комплекс надугольной свиты. Песчаники, сланцы, 40—110	13/VII 1963 г.	7	5	1,3	0,2	*мг/л*	2	12	Нет	Нет	107	„	16	0,2	19	5	Следы	Следы		Данилин А К, 1963
							мг-экв/л	0,05	0,25	„	„	1,75	„	0,69	0,01	0,95	0,4				
							% · *экв*	2	12	„	„	85	„	34		46	20	„	„		
Юго-западная окраина бассейна	Нижний водоносный комплекс продуктивной свиты. Песчаники, пласты углей, аргиллиты, алевролиты, 50—170	21/VIII 1952 г.	7,8	5	23,4	1,9	*мг/л*	8	915	„	„	482	„	86	Нет	229	146	„	„	21	Говорухин Г П, 1952
							мг-экв/л	0,28	19,05	„	„	7,8	„	3,76	„	11,41	12,01	„	„		
							% · *экв*	1	70	„	„	29	„	14	„	42	44	„	„		
Алтано-Кырынский аргезианский бассейн (80)																					
В 4,5 *км* ниже с. Мордой	Песчаники, алевролиты, туфопесчаники, 6—15	1963 г.	7,2	3	2	0,3	*мг/л*	7	47	Нет	Нет	171	Нет	44	0,2	33	2	0,2	Нет	29	Цыганок В И 1964
							мг-экв/л	0,2	0,97	„	„	2,8	„	1,9	0,01	1,65	0,4	0,01	„		
							% · *экв*	5	25	„	„	70	„	50		41	10		„		
Село Алтан	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, 8—30	1963 г.	7,3	4	1,6	0,2	*мг/л*	3	12	„	„	134	„	21	0,4	27	3	Нет	0,3		То же
							мг-экв/л	0,1	0,25	„	„	2,2	„	0,91	0,02	1,35	0,25	„	0,02		
							% · *экв*	4	10	„	„	86	„	36		53	10	„	1		
В 9 *км* южнее с Билютуй	Песчаники, алевролиты, 10—25	1963 г.	7,5	2	0,2	0,2	*мг/л*	7	Нет	„	„	134	46	54	0,2	4	Следы	„	0,3	27	„ „
							мг-экв/л	0,2	„	„	„	2,2	0,2	2,37	0,01	0,2	„	„	0,02		
							% · *экв*	7	„	„	„	85	8	91		8	„	„	1		
Читино-Ингодинский артезианский бассейн (37)																					
Читинский артезианский бассейн второго порядка, район оз. Угдан	Песчаники, I водоносный комплекс, 16—46	18/I 1961 г.	7,2	4	1,1	0,8	*мг/л*	14	40	Нет	0,2	515	Нет	195	3	17	3	Нет	Нет	10	Семенов В Г, 1962
							мг-экв/л	0,4	0,83	„	0,04	8,44	„	8,46	0,16	0,87	0,22	„	„		
							% · *экв*	4	8	„	Нет	87	„	87	2	9	2	„	„		
Читинский артезианский бассейн второго порядка, район оз. Кенон	То же 40—55	11 VII 1961 г.	7,9	4	2,1	1	*мг/л*	9	38	„	12	640	22	239	0,2	12	18	0,2	Следы	13	То же
							мг-экв/л	0,24	0,78	„	0,26	10,5	0,75	10,4	0,01	0,6	1,5	0,01	„		
							% · *экв*	2	6	„	2	84	6	83	Нет	5	12	Нет	„		

Продолжение табл 55

Местоположение	Литологический состав, глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации													Фамилия исследователя год
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2	
Читинский артезианский бассейн второго порядка, район оз Кенон	То же 40—88	11/VII 1961 г.	7,6	3	2,7	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,19 2	25 0,52 4	6 0,09 1	Нет	650 10,65 93	Нет	200 8,68 76	0,2 0,01 Нет	35 1,75 15	12 1 9	Нет	0,01 0,08 Нет	13	Семенов В Г, 1962
„ „	Песчаники, II водоносный комплекс, 50—70	22/VI 1961 г.	7,8	1	0,8	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,09 1	10 0,21 3	0,03 0,01 Нет	„	409 6,7 89	15 0,5 7	152 6,6 88	2 0,11 1	14 0,7 9	1 0,1 1	0,1 Нет „	Следы	10	То же
„ „	То же 85—100	23/VII 1961 г.	7,9	2	1,1	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	21 20,6 5	27 0,56 4	„	„	683 11,2 91	Нет	255 11,08 90	3 0,17 1	11 0,55 4	7 0,55 4	0,2 0,01 Нет	Нет	7	„ „
„ „	То же 120—155	9/I 1961 г.	7	8	7,6	1,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	15 0,44 3	75 1,56 10	„	0,5 0,01 Нет	830 13,59 87	„	184 8,02 51	0,2 0,01 Нет	89 4,45 29	38 3,12 20	„	Нет	12	„ „
„ „	Песчаники, III водоносный комплекс, 160—270	10/XI 1961 г.	7,4	Нет	0,2	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 2	Нет	5 0,08 1	0,02 Нет „	586 9,6 92	15 0,5 5	233 10,15 98	0,15 0,01 Нет	2 0,1 1	1 0,1 1	0,25 0,01 Нет	0,1 0,01 Нет	9	„ „
„ „	То же 155—225	21/VIII	7,4	Нет	1,9	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	17 0,5 4	27 0,56 5	Нет	0,02 Нет „	678 11,1 91	Нет	223 9,91 81	4 0,25 2	19 0,95 8	12 1 8	0,1 Нет „	0,09 0,05 Нет	9	„ „
Читинский артезианский бассейн второго порядка, район оз. Угдан	То же 140—210	18/V 1961 г.	7,4	Нет	1,5	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	9 0,24 2	6 0,12 1	Нет	Нет	758 12,4 97	Нет	263 11,44 90	3 0,16 1	13 0,64 5	6 0,51 4	0,3 0,01 Нет	Следы	11	„ „
Верхне-Ононский артезианский бассейн (77)																					
Правый берег р. Каралга в 3 *км* севернее с. Ульхун Партия	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, 4—13	1963 г.	7,1	4	0,4	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,1 3	4 0,08 3	Нет „ „	Нет „ „	165 2,7 94	Нет „ „	55 2,4 83	0,5 0,03 1	5 0,25 9	2 0,15 5	0,5 0,02 1	0,5 0,03 1	32	Цыганок В И, 1964
Село Верхний Ульхун	Сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, 13—35	1963 г.	7,3	4	1,2	1,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	11 0,3 1	4 0,08	„ „ „	Следы „	1186 19,43 94	24 0,8 4	445 19,35 94	0,15 0,01	11 0,55 3	8 0,66 3	Нет „ „	0,3 0,01	9	То же
Тыргетуй-Дарасунский артезианский бассейн (50)																					
В средней части долины р. Семен	Аргиллиты, алевролиты, 10—50	27/XII 1960 г.	8,1	4	2,4	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 2	Нет „ „	Нет „ „	71,5 0,03	506 8,29 98	Нет „ „	139 6,04 71	1,5 0,08 1	33 1,67 20	8 0,68 8	Нет „ „		24	Богомолов Н С, Будзинский Э И, 1961
На северо-восток от пос. Тыргетуй	Песчаники, мелкозернистые, 20—90	14/IX 1960 г.	7,5	4	1,5	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 2	4 0,08 2	„ „ „	Нет „ „	229 3,75 96	„ „ „	55 2,39 61	0,5	27 1,34 34	3 0,25 5	„ „ „		13	То же
Поселок Верхний Нарым	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, 100—120	2/III 1961 г.	7,4	6	2,4	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	12 0,35 2	20 0,42 13	„ „ „	„ „ „	152 2,5 85	„ „ „	15 0,65 20	0,5	31 1,56 49	10 0,85 26	2 0,09 2	2 0,11 3	25	„ „

Продолжение табл. 55

Местоположение	Литологический состав, глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации													Фамилия исследователя, год
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2	
Кучегер-Усуглинский артезианский бассейн (32)																					
Северо-западный борт бассейна	Песчаники, конгломераты, 60—65	21 III 1959 г.	7,2	2	4,3	0,5	*мг/л*	3	25	Нет	Нет	323	Нет	36	1	53	20	Нет	Нет	14	Данилин А К, 1960
							мг-экв/л	0,1	0,54	„	„	5,3	„	1,56	0,05	2,66	1,67	„	„		
							% · *экв*	1	9	„	„	90	„	26	1	45	28	„	„		
То же	Конгломераты, 80—100	17/XI 1959 г	7,8	12	2,7	0,8	*мг/л*	7	50	„	„	521	„	142	0,4	24	18	„	„	12	
							мг-экв/л	0,19	1,04	„	„	8,55	„	7,05	0,02	1,18	1,53	„	„		
							% · *экв*	2	11	„	„	87	„	72		12	16	„	„		
Северо-западная часть бассейна, в основании	Конгломераты, 90—112	5/IX 1959 г.	8,5	1	1	0,9	*мг/л*	2	78	„	„	750	„	232	0,3	15	2	„	„	10	То же
							мг-экв/л	0,07	1,62	„	„	9,35	„	10	0,1	0,74	0,2	„	„		
							% · *экв*		15	„	„	85	„	90	1	7	2	„	„		
То же	Песчаники, конгломераты, 90—100	29 X 1959 г.	8,6	1	1,8	0,8	*мг/л*	2	66	„	„	512	„	160	0,3	18	11	„	„	13	„ „
							мг-экв/л	0,06	1,37	„	„	8,4	„	7,96	0,02	0,92	0,93	„	„		
							% · *экв*	„	14	„	„	85	„	81		9	9	„	„		
Оловский артезианский бассейн (34)																					
Станция Чернышевск-Забайкальский	Сланцы трещиноватые, песчаники, 10—40	23/IV 1956 г.	Нет сведений	5	4,6	0,4	*мг/л*	1	13	Нет	Нет	308	Нет	11	Нет	56	25	Нет	Нет	21	Лапай И М, 1959
							мг-экв/л	0,04	0,26	„	„	5,05	„	0,5	„	2,8	2,05	„	„		
							% · *экв*		5	„	„	94	„	9	„	52	38	„	„		
Падь Сосновая, Грязная, в 7 *км* юго-западнее с. Гаур	Песчаники, конгломераты, туфопесчаники, 50—95	26/VIII 1958 г.	7,1	3	12,5	1,1	*мг/л*	17	25	„	„	842	„	54	„	172	47	Следы	Следы	5	То же
							мг-экв/л	0,5	0,5	„	„	13,8	„	2,35	„	8,58	3,86				
							% · *экв*	3	3	„	„	93	„	16	„	58	26	„			
В основании пади правого борта Сухой Байгул	Песчаники, туфопесчаники трещиноватые, 70—115	26/I 1960 г.	7,2	3	8	1,1	*мг/л*	10	13	„	„	799	„	129	1	83	48	Нет	0,03	16	Земляной В В, Писарева Э С, 1960
							мг-экв/л	0,28	0,27	„	„	13,1	„	5,6	0,05	4,1	3,9	„			
							% · *экв*	2	2	„	„	96	„	41		30	29	„			
Северный борт пади Прямой	Туфопесчаники с прослоями алевролитов, 75—122	11/VI 1957 г.	8,4	12	1	1,1	*мг/л*	14	68	„	1,5	744	24	269	8	8	7	Следы	0,8	5	Лапай И М, 1959
							мг-экв/л	0,4	1,42	„	0,03	12,2	0,8	12,7	0,44	0,39	0,6	„			
							% · *экв*	3	9	„	5	82	5	90	3	3	4	„			
Балейский артезианский бассейн (51)																					
Северо-Западный борт бассейна. Шахта 2	Песчаники, 75	1951 г.	8,2	Нет сведений	9,4	1,4	*мг/л*	24	543	Нет	0,03	427	Нет	220	Нет	99	55	Нет	0,2	Нет све-	Хныров Г И, Логинова О А, 1959
							мг-экв/л	0,67	11,3	„		7	„	9,5	„	4,91	4,54	„	0,01	дений	
							% · *экв*	7	56	„		37	„	50	„	26	24	„			
То же	Песчаники, 106	1951 г.	7	„	12,5	1,3	*мг/л*	68	655	„	0,2	213	„	151		193	35	„	0,3	То	То же
							мг-экв/л	1,92	13,62	„		3,5	„	6,44		9,73	2,85	„	0,01	же	
							% · *экв*	10	71	„		18	„	34		51	15	„		„	
„ „	Песчаники, 137	1951 г.	7	„	6,2	1	*мг/л*	15	120	„	Нет	659	„	140	„	90	19	„	Нет	„	„ „
							мг-экв/л	0,42	2,5	„	„	10,8	„	6,09	„	4,49	1,6	„			
							% · *экв*	3	11	„	„	86	„	44	„	33	23	„			
„ „	Песчаники, 166	1951 г	8,4	„	11,9	1,9	*мг/л*	17	543	„	0,02	854	„	319	„	148	55	„	0,8	„	„ „
							мг-экв/л	0,48	11,3	„		14	„	13,79	„	7,38	4,56	„	0,03		
							% · *экв*	2	44	„		54	„	53	„	29	18	„			
„ „	Песчаники, 239	1951 г.	7,3	„	4	8,1	*мг/л*	34	2	3	Нет	5911	„	1996	„	74	90	0,1	0,3	„	„ „
							мг-экв/л	0,96	0,05	0,05	„	96,9	„	85,79	„	3,71	7,43		0,02		
							% · *экв*	1			„	99	„	89	„	4	7				

Продолжение табл. 55

Местоположение	Литологический состав, глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* $O_2/л$	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации													Фамилия исследователя, год
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2	
Северо-Западный борт бассейна Шахта 2	Песчанки, 300	1951 г.	6,6		28,2	11,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	67 1,89 5	Нет „ „	Нет „ „	Нет „ „	8357 136 95	Нет „ „	2545 110,67 80	Нет „ „	377 18,8 14	115 9,42 6	Нет „ „	Нет „ „	Нет сведений	Хнырев Г И, Логинова О. А, 1959
Центральная часть бассейна	Песчаники, 126	1951 г.	8	6	5,9	1,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	17 0,45 2	45 0,94 5	„ „ „	0,06	939 15,4 86	„ „ „	278 12,06 67	1 0,95	88 4,37 24	18 1,51 8	0,2	„ „ „	„	То же
То же	Песчаники, 216	15/XI 1955 г.	6,7	Нет сведений	Нет сведений	8,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 1,17 1	5 0,1 „	„ „ „	„ „ „	6132 100,52 99 ·	„ „ „	1110 48 47	Нет „ „	500 24,96 24	350 28,76 28	Нет 0,03	„ „ „	6	„ „
„ „	Песчаники, 166	1951 г.		7	6,7	3,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	12 0,34	22 0,47 1	„ „ „	Нет „ „	2248 36,9 98	„ „ „	715 31,11 82	Нет „ 4	46 2,3 6	52 4,3 11	Нет „	„ „ „	Нет сведений	„ „
Газимурский артезианский бассейн (52)																					
Восточный борт бассейна	Пересланванне глинистых сланцев, песчаников и конгломератов, 28—85	8/II 1961 г.	8,1	2	1,9	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	17 0,05 1	43 0,9 12	Нет „ „	Нет „ „	354 5,8 86	Нет „ „	110 4,79 71	1 0,05 1	31 1,56 23	4 0,34 5	0,2 0,01		То же „	Овчаренко В И, 1960
Юго-западная часть бассейна, с. Трубочево	Песчанки мелкозернистые, трещиноватые, 83	1959 г,	7,4	5	2	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	9 0,19 4	16 0,34 7	„ „ „	„ „ „	244 4 88	„ „ „	57 2,47 55	0,15	24 1,2 26	10 0,84 19	Нет „ „	0,3 0,02	„	То же
Центральная часть бассейна, в 3,2 *км* к северо-западу от курорта Ямкун	Песчаники, углистые сланцы и конгломераты, 25—80	28/II 1961 г.	6,8	69	1,2	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 2	Нет „ „	„ „ „	„ „ „	195,2 3,2 98	„ „ „	46 2,02 62	1 0,06 2	18 2,88 27	4 0,29 9	„ „ „	Нет „ „	12	„ „
Центральная часть бассейна, в 1 *км* к северо-западу от курорта Ямкун	Песчаники, углистые сланцы и конгломераты, 20—65	16/XII 1960 г.	7	2	13,8	1,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05	38 0,79 5	„ „ „	„ „ „	912 14,95 95	„ „ „	41 1,8 11	1,5 0,08	130 6,47 41	89,5 7,36 47	„ „ „	1,5 0,08 „	18	„ „
Западно-Урулюнгуевский артезианский бассейн (75)																					
Центральная часть бассейна северо-восточнее усадьбы совхоза	Туфопесчаники трещиноватые, 45—60	4/IX 1955 г.	8,1	1,44	6	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	18 0,5 7	40 0,83 12	Нет „ „	Нет „ „	350 5,75 81	Нет „ „	25 1,08 15	Нет „ „	71 3,54 50	30 2,46 35	Нет „ „	Нет „ „	Нет сведений	Лапай И М, 1956
Юго-западная часть бассейна, устье падн Чумыростуй	Песчаники с прослоями алевролитов, слабо сцементированные, 43—65	30/X 1955 г.	8,4	1	7	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	13 0,38 3	33 0,68 7	„ „ „	„ „ „	561 9,2 90	„ „ „	81 3,54 34	0,1	80 3,98 39	33 2,72 26	0,3 0,01	0,3 0,01	То же	Лапай И М 1956
Правый склон падн Урулюигуй, в 2 *км* на северо-запад от оз. Талай-Нор	Песчаники слабо сцементированные, переслапвающиеся со сланцами	1/X 1937 г.	7,6	2	4	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	6 0,17 3	19 0,4 7	12 0,19 3	0,04	311 5,1 87	„ „ „	330 1,43 24	0,06	51 2,53 43	23 1,9 32	0,1	0,1	„	Кудрявцева Н Л 1940

Местоположение	Литологический состав, глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* $O_2/л$	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа
Северо-восточный борт бассейна, устье пади Карабоян	Эффузивные породы (фундамент бассейна), 25—30	VI 1957 г.	8	0,8	2	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
На северо-восточной окраине с. Красный Великан	Углистые сланцы, трещиноватые, 15—40	11/IX 1959 г.	7,6	0,8	6	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
			Тургино-Харанорский ар				
Юго-западная часть бассейна 77-й разъезд Заб. ж. д.	Песчаники, 55—76	Нет сведений	8,4	7	3,7	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Восточный борт бассейна, в 1,5 *км* юго-западнее пос. Булум	Углисто-глинистые сланцы, 32—40	1956 г.	8,4	2	4,3	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Харанорское буроугольное месторождение, участок 2	Пласт угольный, 20—90	IV 1958 г.	8	4	4,7	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
То же, участок 3	Пласт угольный, 122—182	V 1958 г.	8	4	4,3	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Участок 1	Пласт угольный, 16—45	VII 1960 г.	>8,4	1	11,8	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
То же	Песчано-алевролитовые сланцы, 50—60	V 1955 г.	7,9	6	11,4	1,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Устье пади Чумыростуй, северо-западная часть Харанорской впадины	Песчаники, алевролиты, 43—65	30/X 1955 г.	8,4	1	6,7	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
В 2 *км* юго-западнее разъезда № 79 Заб. ж. д.	Уголь бурый, 66—92	1954 г.	7,8	13	4,7	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*

Продолжение табл 55

Компоненты минерализации													Фамилия исследователя, год
Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2	
21	49	Нет	Нет	464	Нет	191	0,15	22	7	Нет	Нет	Нет	Лапай И М,
0,66	1,03	„	„	7,63	„	8	0,01	1	0,6	„	„	сведе-	1957
6	11	„	„	82	„	83		11	6	„	„	ний	
7	14	5	„	433	„	31	0,3	51,3	46,1	„	„	3	Земляной В В,
19	0,29	0,08	„	7,09	„	1,35	0,01	2,51	3,78	„	„		Писарева Э С,
2	4	1	„	93	„	18		33	49	„	„		1960
чезианский бассейн (71)													
37	150	Нет	0,1	448	Нет	176	1,5	12	38	Нет	0,5	Нет	Лопарев Н Г,
1,05	3,12	„		7,35	„	7,67	0,08	0,62	3,12	„	0,03	сведе-	1934
10	27	„		63	„	67	1	5	27	„		ний	
7	25	„	Нет	457	30	114	0,1	47	23	0,4	Сле-	То же	То же
0,2	0,52	„	„	7,49	1	4,95		2,34	1,89	0,01	ды		
2	6	„	„	81	11								
11	15	„	„	210	Нет	23	Нет	41	33	Нет	0,5	„ „	Анферов В Е,
0,6	0,3	„	„	6,9	„	1	„	4	2,7	„	0,1		Гладышев Н С,
8	4	„	„	88	„	13	„	51	35	„	1		1961
7	10	„	1,5	268	„	111	„	44	27	„	0,5	„ „	То же
0,2	0,2	„	0,03	8,8	„	4,83	„	2,15	2,15	„	0,1		
2	2	„		95	„	53	„	23	23	„	1		
10	20	Нет	0,02	357	18	58	5	24	25	Нет	Нет	Нет	Анферов В Е,
0,28	0,41	„	0,01	5,85	0,59	2,58	0,3	2,2	2,05	„	„	сведе-	Гладышев Н С,
4	6	„		86	4	37		32	30	„	„	ний	1961
91	165	„	Нет	555		91		127	58	0,27	0,31	То же	То же
2,57	3,43	„	„	9,1		3,96		6,35	4,79	0,02	0,04		
17	23	„	„	60		26		42	31,7				
13	33	„	„	561		81	0,1	80	33	0,3	0,3	„ „	Лапай И М,
0,38	0,68	„	„	9,2		3,54		3,98	2,72	0,01			1956
4	7	„	„	90		34		39	27				
19	10	„	„	402		43	Нет	65	22	5	4	„ „	То же
0,54	0,2	„	„	6,6		1,87	„	3,24	1,82	0,18	0,23		
7	3	„	„	90		26	„	44	25	2	3		

Продолжение табл. 55

Местоположение	Литологический состав, глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации														Фамилия исследователя, год
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2		
Верне- и Нижне-Аргунские артезианские бассейны (68; 56)																						
Юго-западная часть бассейна, в 7 *км* юго-восточнее пос Покровского	Слаицы глинистые, 10—30	14/XI 1937 г	7	5	1,6	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	27 0,76 8	26 0,53 12	Нет „ „	Нет „ „	183 2,99 70	Нет „ „	26 1,13 26	Нет „ „	37 1,85 43	16 1,3 30	Нет „ „	Нет „ „	Нет сведений	Знаменский В А., 1938
Юго-западиая часть бассейиа, в 1,3 *км* севериее пос Средний Аргунск	Глина песчаная переслаивающаяся с углем, 15	2/XII 1937 г	7,9	5	11	1,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	9 0,53 3	118 2,45 13	„ „ „	0,1	937 15,4 84	„ „ „	25 1,08 38	0,7	Ca+Mg 11,3 62		0,25	0,2	То же	Батурин В. В., 1938
Центральная часть бассейна, пос Чалбучи-Кожевня	Песчаники грубозернистые 13—62	V 1958 г.	7,1	2	0,4	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,09 2	49 1,03 13	„ „ „	0,01	403 6,6 85	„ „ „	169 7,34 95	Нет „ „	7 0,37 5	Нет „ „	0,3 0,01	0,2	3	Лапай И. М., 1959
Северо-восточная часть бассейна в 9 *км* юго-западнее с Кути	Песчаники, слабо сцементированные, 25—30	22/VII 1955 г.	8,4	Нет сведений	6	2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	149 4,2 16	165 3,42 13	„ „ „	Нет „ „	1159 18,99 71	„ „ „	482 20,95 79	0,1 0,005	80 4 16	20 1,59 5	0,1	0,4 0,02	Нет сведений	Лапай И М, 1956
В 10 *км* северо-западнее с Дурой	Песчаники мелкозернистые, 32	29/VII 1955 г.	>8,4	То же	5,4	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	13 0,38 6	45 0,93 14	„ „ „	„ „ „	329 5,4 80	„ „ „	47 1,59 24	0,15 0,007	60 3 45	26 2,09 31	0,1 0,003	0,4 0,007	То же	То же
Центральная часть бассейна, Прнозерское буроугольное месторождение	Уголь бурый, 90—150	1960 г.	8	2	3	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	39 1,11 10	91 1,88 18	0,4 0,01 „	„ „ „	464 7,6 72	„ „ „	177 7,7 72	0,7 0,02	33 1,65 15	15 1,23 12	Нет „ „	Нет „ „	Нет „ „	Анферов В Е, 1960
Центральная часть бассейна	Уголь бурый, 92—111	1960 г.	8,1	2	2	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	21 0,0 17	67 1,4 16	Нет „ „	„ „ „	406 6,65 76	3 0,05	160 6,99 80	0,2 0,01	18 0,9 10	10 0,8 9	„ „ „	„ „ „	„ „ „	То же

полно изучена в южной части бассейна. Водоносными являются трещиноватые песчаники, гравелиты и пласты угля, а водоупорными — аргиллиты и плотные разности песчаников. Подземные воды залегают здесь под нижней поверхностью многолетнемерзлых пород на глубине от 70 до 120—150 *м* и имеют напорный режим. Пьезометрический уровень их до начала разработки месторождения поднимался на 40—100 *м* (1931). Вследствие длительной эксплуатации месторождения он к настоящему времени понизился на 100—120 *м* и напорные воды перешли в ненапорные.

Обводненность верхнеюрских — нижнемеловых пород на различных участках Букачачинского артезианского бассейна крайне неравномерна. Так, водоприток в эксплуатационную шахту 1 составлял 160—180 $м^3$/*час*, а в шахту 2 20—25 $м^3$/*час*. За период эксплуатации месторождения максимальный приток воды в шахты наблюдался в августе 1950 г. и был равен по шахте 1 — 453 $м^3$/*час*, а по шахте 2 — 290 $м^3$/*час*. Такие высокие водопритоки были вызваны выпадением обильных атмосферных осадков и дальнейшим их интенсивным просачиванием по таликам в мерзлой зоне на глубину. Дебит одной из скважин, вскрывшей, по-видимому, трещинно-жильные воды верхнеюрских — нижнемеловых отложений, достигал 24,8 *л/сек* (о величине положения уровня сведений нет), вместе с тем известны скважины, удельный дебит которых равен 0,004—0,15 *л/сек*. Это свидетельствует о слабой обводненности пород, не затронутых тектоническими нарушениями.

Наблюдения за режимом подземных вод, проведенные на месторождении в 1952—1954 гг. О. В. Сухопольским, показали, что питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, просачивающихся на глубину по таликам. По составу воды являются гидрокарбонатными натриевыми и гидрокарбонатными кальциево-натриевыми; минерализация их колеблется от 0,3 до 0,6 *г/л*.

Зиловский (26) артезианский бассейн (Львов, 1916) расположен в одноименной впадине, протягивающейся в северо-восточном направлении, между горными хребтами Окраиным и Арчикойским. Залегающие в его пределах верхнеюрские — нижнемеловые отложения вскрыты скважинами на глубину 192 *м*. Полная мощность отложений чехла не уста-

новлена. Подстилаются они породами эффузивно-туфогенной свиты верхней юры (андезитовые порфириты, туфолавы, туфолавобрекчии, туфы, кварцевые порфиры и др.).

Гидрогеологические условия бассейна изучены слабо. Небольшим числом скважин, пробуренных в юго-восточной части его, установлено, что в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях ниже мерзлой зоны, имеющей мощность до 40 *м*, залегают напорные трещинно-пластовые воды, пьезометрический уровень которых устанавливается выше поверхности земли. Дебит скважин при самоизливе составляет 2—3 *л/сек*. Сведения о химическом составе и минерализации подземных вод отсутствуют.

В Центральном Забайкалье расположены самые крупные артезианские бассейны забайкальского типа.

Тугнуйский артезианский бассейн (57) входит в пределы Читинской области своей восточной окраиной. Он приурочен к одноименной депрессии, имеющей сложное строение фундамента и чехла. В последнем выделяется несколько синклинальных структур второго порядка. На территории Читинской области находится лишь одна из них — Олонь-Шибирская. Слагающие ее среднеюрские и верхнеюрские — нижнемеловые отложения имеют мощность 1000—1200 *м*. Они представлены песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, аргиллитами и углями. Фундаментом артезианского бассейна служат эффузивно-осадочные породы верхней юры.

В отложениях чехла Олонь-Шибирского артезианского бассейна второго порядка выделяются два водоносных комплекса: верхний, приуроченный к надугольной, и нижний — к угольной свитам. Оба водоносных комплекса гидрогеологически взаимосвязаны вследствие наличия в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях тектонических нарушений и приуроченных к ним зон дробления, а также повышенной трещиноватости пород. Водоносными породами являются песчаники и угли. Верхний водоносный комплекс имеет мощность 50—100 *м*. Приуроченные к нему трещинно-пластовые воды характеризуются гидрокарбонатным магниево-кальциевым и гидрокарбонатным натриевым составом; минерализация их достигает 1 *г/л*. Мощность нижнего комплекса определяется интервалом глубин 50—150 *м*. Воды его приурочены к пластам каменного угля, а также рыхлым или слабо сцементированным песчаникам продуктивной свиты. Скважины, вскрывающие подземные воды нижнего водоносного комплекса, фонтанируют. Дебит их составляет 0,8—4 *л/сек*. Максимальный дебит имеют скважины, расположенные в центральной части артезианского бассейна и в зонах тектонических нарушений. Величина напора вод колеблется от 30 до 150 *м*. По химическому составу воды нижнего водоносного комплекса относятся к гидрокарбонатным кальциевым, которые с глубины 75—115 *м* сменяются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми и сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми. Минерализация вод не превышает 1 *г/л*. Содержание сульфат-иона резко возрастает в водах южной части продуктивной свиты, а также подстилающих эффузивных пород верхнего яруса фундамента артезианского бассейна.

Выступами пород фундамента — перемычками хилокская депрессия разделяется на два сложных артезианских бассейна: Верхне-Хилокский (36) и Средне-Хилокский (58). Верхне-Хилокский артезианский бассейн протягивается в северо-восточном направлении на 160 *км* и имеет ширину до 25 *км*. Для него характерно резкое изменение мощности верхнеюрских — нижнемеловых отложений. Это обусловлено блоковым строением фундамента, представленного гранитами палеозоя и осадочно-эффузивными породами верхней юры. На приподнятых бло-

ках фундамента мощность верхнеюрских — нижнемеловых отложений составляет 150—300 *м*, а на опущенных она увеличивается до 1000—1300 *м*. Вследствие этого в единой синклинальной структуре Верхне-Хилокского артезианского бассейна выделяются синклинальные структуры второго порядка, разделенные выступами пород фундамента — перемычками. Они представляют артезианские бассейны второго порядка (с северо-востока на юго-запад): Беклемишевский, Могзонский и Харагунский. Эти бассейны, в свою очередь, разделяются на еще более мелкие. Так, в пределах Беклемишевского артезианского бассейна выделены Иргенский, Жипковшинский и Сохондинский артезианские бассейны третьего порядка.

Наиболее детально изучены гидрогеологические условия Беклемишевского бассейна в связи с разведкой Иргенского буроугольного месторождения. Здесь, в отложениях верхнеюрского — нижнемелового возраста ниже мерзлой зоны установлено два водоносных горизонта. Верхний горизонт приурочен к верхней пачке угольных пластов и к залегающим на них песчаникам и конгломератам. Их водоупорным ложем является выраженный по мощности и простиранию слой аргиллитов. В зависимости от положения нижней границы мерзлой зоны глубина залегания данного водоносного горизонта колеблется от 40 до 90 *м*, а мощность его достигает 25 *м*. Горизонт напорный, его пьезометрический уровень по скважинам устанавливается на глубине 3—5 *м*. Дебит скважин колеблется от 2,7 до 20,3 *л/сек* при понижении уровня от 10 до 20 *м*, удельный дебит скважин 0,5—2,1 *л/сек*. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 0,5 *г/л* и максимально 0,9 *г/л*.

Нижний водоносный горизонт связан с нижней пачкой угольных пластов и вмещающими их породами — песчаниками и конгломератами Верхним их водоупором служит указанный выше слой аргиллитов. Этот горизонт залегает на глубине 82—100 *м*. Он вскрыт скважинами на 30—40 *м* и более. Пьезометрический уровень вод нижнего горизонта обычно устанавливается в скважинах на глубине 2—5 *м* ниже поверхности земли, а по отдельным фонтанирующим скважинам на 2—3 *м* выше поверхности земли.

Дебит скважин, вскрывших второй водоносный горизонт достигает 14,4 *л/сек* при понижении уровня на 11,3 *м*, удельный дебит соответственно не превышает 1,2 *л/сек*. Состав и минерализация вод аналогичны водам первого горизонта.

Эксплуатацию Иргенского месторождения проектируется проводить как подземными (шахтами), так и открытыми (карьерами) выработками. Расчетный приток вод в них из обоих водоносных горизонтов соответственно составит 350 и 400 $м^3$/*час*.

Подземные воды Могзонского бассейна вскрыты лишь одной скважиной на ст. Могзон в верхнеюрско-нижнемеловых песчаниках, переслаивающихся с глинистыми сланцами на глубине 41,5 *м*. Пьезометрический уровень их установился на глубине 6,3 *м*, т. е. на той же отметке, что и уровень перекрывающего верхнеюрские — нижнемеловые отложения водоносного горизонта четвертичных пород. При опробовании этих горизонтов откачкой был получен дебит 2,7 *л/сек* при понижении уровня на 1 *м*. Минерализация составляет 0,3 *г/л*, по составу она гидрокарбонатная, кальциево-натриевая.

В пределах Харагунского артезианского бассейна трещинно-пластовые воды в зависимости от положения нижней границы мерзлой зоны залегают на глубине от 19,5 до 168 *м*. Водоносными являются разрушенные и слабо сцементированные песчаники, а водоупорными — гли-

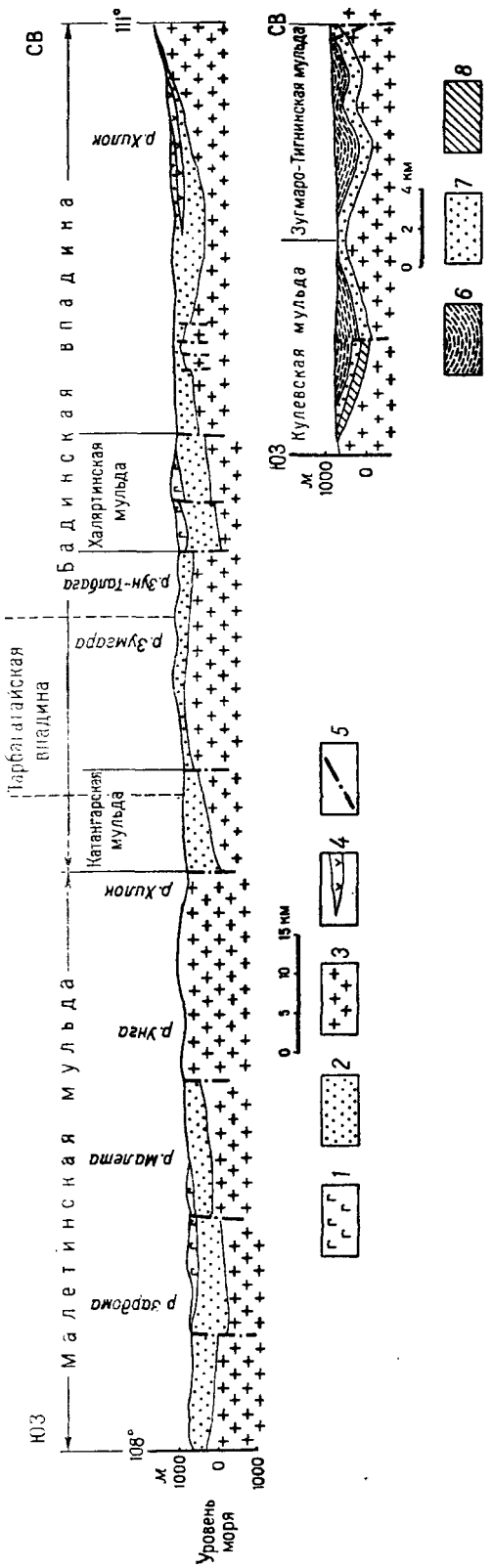


Рис. 16. Схематический геологический разрез Средне-Хилокского артезианского бассейна
(Составили В. И. Сизых и Л. М. Орлова)

1 — базальты чешуруукской свиты ($Pg_3 - N_1$); *2* — осадочные отложения гусиноозерской серии ($J_3 - Cr_1$): песчаники, аргиллиты, угли; *3* — кристаллические породы фундамента бассейна; *4* — пластовые тела трахиандезито-базальтов гусиноозерской серии; *5* — тектонические разломы; *6* — верхняя угленосная свита (Cr_1); *7* — безугольная свита ($J_3 - Cr_1$); *8* — нижняя угленосная свита (J_3?)

нистые сланцы. Воды напорные, их пьезометрический уровень отмечается по скважинам на глубине 5—16 *м*. Дебит скважин составляет 3,2—3,4 *л/сек*, а минерализация воды — 0,12—0,15 *г/л*.

Средне-Хилокский артезианский бассейн приурочен к средней части Хилокской депрессии и протягивается в северо-восточном направлении от западной границы Читинской области до ст. Жипхеген на востоке. Слагающие бассейн верхнеюрские — нижнемеловые отложения залегают под четвертичными породами и представлены конгломератами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами и бурыми углями с редкими пластовыми телами трахиандезитов.

Для Средне-Хилокского артезианского бассейна характерно наличие поперечных тектонических нарушений, рассекающих как отложения чехла ($J_3 - Cr_1$), так и породы фундамента (γPz). Тектонические нарушения обусловливают образование блоков, опущенных на различные глубины (рис. 16). В связи с этим мощность верхнеюрских — нижнемеловых отложений изменяется в очень широких пределах — от 150—200 до 800—1300 *м*. К опущенным блокам фундамента приурочены синклинальные структуры второго порядка, представляющие мелкие артезианские бассейны. К таким бассейнам относятся (с северо-востока на юго-запад) Бадинский, Катангарский, Тарбагатайский и Малетин-

ский, расположенные в одноименных синклинальных структурах. Водоносность верхнеюрских — нижнемеловых отложений Средне-Хилокского артезианского бассейна изучена очень слабо. Некоторые данные имеются по Тарбагатайскому и Буртуйскому месторождениям бурого угля в связи с проведением на них разведочных работ (Говорухин, 1952—1956; Домашева, 1960 и др.). Этими работами установлена невыдержанность литологического состава верхнеюрских нижнемеловых отложений по мощности и простиранию и в связи с этим отсутствие в их разрезе изолированных водоносных горизонтов. Так, например, в Бадинской структуре до глубины 492 *м* почти все песчаники, а также пласты и прослои угля практически водоносны. В пределах Тарбагатайского артезианского бассейна условно выделяется два водоносных комплекса пород. Верхний водоносный комплекс приурочен к породам песчано-сланцевого горизонта — слабым разнозернистым песчаникам, аргиллитам и алевролитам общей мощностью 75—300 *м*. Наиболее водоносная зона песчаников имеет мощность 40—110 *м*. Напорные воды этой зоны вскрываются скважинами на глубине от 23 до 101 *м*, их пьезометрический уровень отмечается на глубине 7,5—22 *м* ниже поверхности земли. Дебит скважин изменяется от 0,3 до 3,9 *л/сек*, при понижении уровня до 9 *м*, а удельный дебит — до 0,43 *л/сек*. По составу воды верхнего комплекса являются преимущественно гидрокарбонатными кальциевыми и натриево-кальциевыми с минерализацией до 0,2—0,5 *г/л*.

Нижний водоносный комплекс выделен в породах продуктивной свиты, которую слагают пласты бурых углей, песчаники, аргиллиты и алевролиты мощностью от 8 до 105 *м*. Пьезометрический уровень подземных вод обоих водоносных комплексов устанавливается в скважинах на одних и тех же отметках (7—28 *м* ниже поверхности земли), что свидетельствует о наличии в них гидравлической взаимосвязи. Откачкой, произведенной из скв. 153, суммарно для I и II водоносных комплексов, получен дебит 0,28 *л/сек* при понижении уровня на 12,5 *м* (удельный дебит 0,0024 *л/сек*).

Приток трещинно-пластовых вод из указанных водоносных комплексов в шахту Тигня I (с глубины 54—95 *м*) составляет 125 $м^3$/*час*. По составу воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,3—0,4 *г/л*. На отдельных участках они являются гидрокарбонатно-сульфатными кальциево-магниевыми и имеют минерализацию до 1,9 *г/л* (Говорухин, 1950). В пределах Бадинского артезианского бассейна второго порядка водоносными являются песчаники, конгломераты, угли и базальты, залегающие в виде пластовых тел и остатков покровов. Водоносный комплекс обводнен в пределах глубин 50—170 *м* и максимально 279 *м* (Домашева, 1960). Воды напорные. Ряд скважин фонтанирует с дебитом от 5—6 до 8—10 *л/сек*. Данные о пьезометрическом уровне и о химическом составе воды отсутствуют.

К югу от Средне-Хилокского артезианского бассейна расположен Чикойский артезианский бассейн (69), приуроченный к одноименной впадине, протягивающейся почти в широтном направлении на 140 *км*. Его горным обрамлением служат на севере — хр. Малханский, а на юге — отроги хр. Даурского.

Данный бассейн представляет собой крупную асимметричную грабенсинклиналь с падением слоев пород чехла под углом 5—10°. Глубина фундамента у юго-восточного его борта составляет 400 *м*, а у западного (с. Коротково) — 900 *м*. Вдоль северо-западной границы артезианского бассейна проходит крупная зона тектонического нарушения. Поперечными разломами породы фундамента разбиты на блоки, среди которых

выделяются относительно опущенные блоки. В последних формировались синклинальные структуры второго порядка (с востока на запад) — Зашуланская, Шимбеликская и Красночикойская. Выполняющие их верхнеюрские — нижнемеловые отложения представлены песчаниками, конгломератами, аргиллитами, углями, алевролитами и гравелитами. Мощность отложений колеблется от 200—300 до 1200—1600 *м*.

Зашуланский артезианский бассейн второго порядка характеризуется значительной мощностью (до 1500 *м*) верхнеюрских — нижнемеловых отложений, в разрезе которых выделяется два водоносных комплекса. Верхний водоносный комплекс здесь приурочен к песчаникам, переслаивающимся с алевролитами и углями алевролитовой толщи и имеет мощность в центральной части бассейна до 250 *м*. Бóльшая часть скважин, вскрывших этот комплекс на глубине 55—100 *м*, фонтанирует, причем дебит некоторых из них достигает 15 *л/сек*. По химическому составу воды — гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,2 *г/л*.

Второй — нижний водоносный комплекс залегает в пластах угленосной толщи, мощность которой превышает 2000 *м*. От вышележащего первого водоносного комплекса он отделен выдержанным по простиранию слоем аргиллитов мощностью 55—75 *м* и более. Трещинно-пластовые воды данного комплекса — напорные. Вскрывающие их скважины фонтанируют. Дебит скважин при самоизливе составляет 10—15 *л/сек*. По химическому составу воды — гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5 *г/л*.

В Шимбеликском артезианском бассейне второго порядка верхний водоносный комплекс, по-видимому, не имеет самостоятельного значения, вследствие сравнительно небольшой мощности аргиллитов водоупорного ложа и в результате выклинивания этого водоносного комплекса к периферии бассейна. Здесь широкое распространение имеют песчаники нижнего водоносного комплекса, которые выходят на поверхность в прибортовых частях бассейна. Мощность нижнего комплекса колеблется от 25 до 100 *м*. Все разведочные скважины обычно начинают самоизливаться с глубины 70—100 *м* и пьезометрический уровень в них устанавливается на 5 *м* выше поверхности земли. Дебит скважин при самоизливе достигает 4 *л/сек*.

Красночикойский артезианский бассейн расположен к западу от Шимбеликского и отделяется от него небольшим выступом пород фундамента. Верхнеюрские — нижнемеловые отложения данного бассейна имеют мощность до 900 *м*. В них до глубины 400—450 *м* установлено два водоносных комплекса. Верхний из них залегает непосредственно под четвертичными отложениями на глубине 10—30 *м* и приурочен к крупнозернистым песчаникам с маломощными прослоями аргиллитов. Мощность комплекса составляет 40—50 *м* и максимально 100 *м*.

Трещинно-пластовые воды его обладают значительным напором. Вскрывающие эти воды скважины фонтанируют, и их пьезометрический уровень устанавливается на 1,5—5 *м* выше поверхности земли. Дебит скважин достигает 8 *л/сек*, что указывает на высокую обводненность пород. Воды первого комплекса по составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые и гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 0,5 *г/л*. Второй — нижний водоносный комплекс приурочен к песчаникам и углям угленосной толщи. Он вскрыт некоторыми разведочными скважинами на глубину 150—200 *м*. Данные для его характеристики отсутствуют.

Описанные выше водоносные комплексы гидравлически взаимосвязаны вследствие непостоянства мощности водоупорного ложа, отделяю-

щего верхний комплекс от нижнего и постепенного его выклинивания в направлении южного борта бассейна.

К северо-востоку от Чикойского артезианского бассейна находится крупный Читино-Ингодинский бассейн (37), протягивающийся также в северо-восточном направлении между горными хребтами Яблоновым и Черского (рис. 17). Он приурочен к одноименной впадине, расположенной на стыке Хилокской и Зачикойской структурных зон в пределах так называемого Чикой-Ингодинского структурного шва, характеризующегося активным проявлением тектонических процессов от палеозоя до четвертичного периода включительно.

Слагающие данный артезианский бассейн верхнеюрские — нижнемеловые терригенные отложения подразделяются на следующие три свиты (снизу вверх): базальных конгломератов, безугольную и угленосную. По литологическому составу это соответственно конгломераты, алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты и бурые угли. Они залегают на кристаллических породах фундамента, представленных различными по составу гранитами палеозоя и частично щелочными гранитами нижнего мезозоя. В краевой части Читино-Ингодинского артезианского бассейна, вдоль южных склонов хр. Яблонового с юго-запада на северо-восток проходит Большой Ингодинский разлом, образовавшийся, по-видимому, в доверхнепалеозойское время. Он представляет собой крупное регионального типа разрывное нарушение, разбитое серией поперечных сбросов юго-западного простирания (Фомин, 1961). Последние образовались в процессе мезозойской складчатости и захватили не только терригенные образования, но и породы фундамента. Это обусловило блоковую структуру и разобщение единой Читино-Ингодинской синклинали на ряд мелких структур (мульд) второго и более высших порядков.

С юго-запада на северо-восток выделяются следующие синклинальные структуры, представляющие артезианские бассейны второго порядка: Арейская, Николаевская, Аблатуканская.

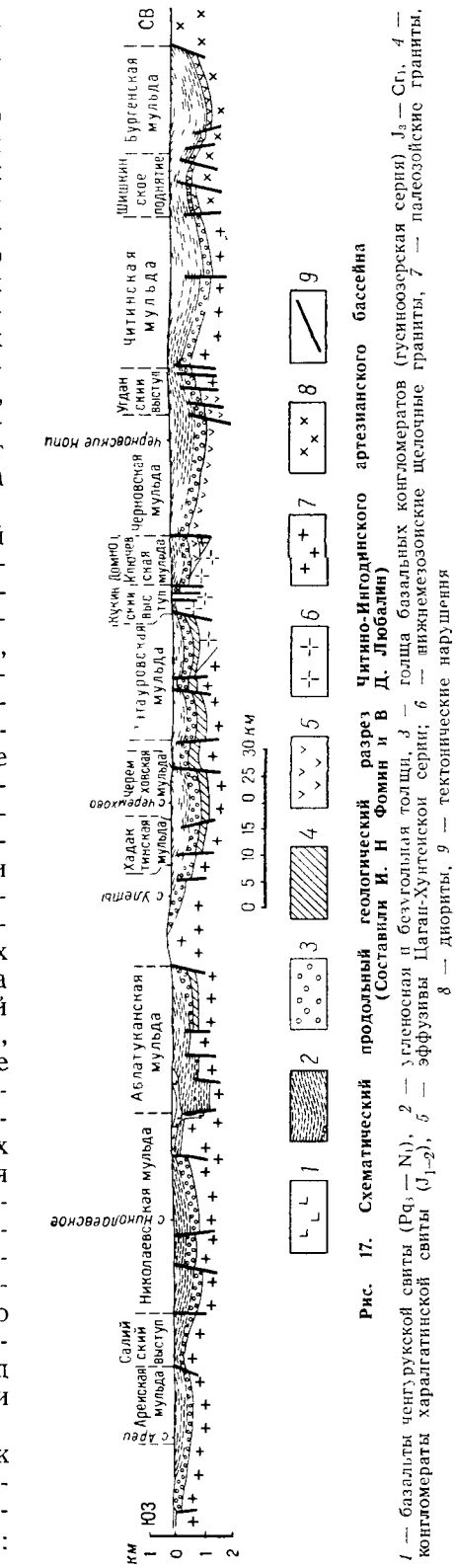


Рис. 17. Схематический продольный геологический разрез Читино-Ингодинского артезианского бассейна (Составили И. Н Фомин и В Д. Любалин)

1 — базальты чентурукской свиты ($Pq_3 — N_1$), *2* — угленосная и безугольная толщи, *3* — толща базальных конгломератов (гусиноозерская серия) $J_3 — Cr_1$, *4* — конгломераты харалгатинской свиты (J_{1-2}), *5* — эффузивы Цаган-Хунтейской серии; *6* — нижнемезозойские щелочные граниты, *7* — палеозойские граниты, *8* — диориты, *9* — тектонические нарушения

ская, Черемхово-Татауровская, Домно-Ключевская, Черновская, Читинская, и Бургенская. Почти каждая из этих структур осложнена поперечными разломами на еще более мелкие мульды, разобщенные выступами или поднятиями кристаллических пород фундамента. В связи с этим мощность верхнеюрских — нижнемеловых отложений изменяется от 300—400 до 1800 *м* (по геофизическим данным). Водоносность верхнеюрских — нижнемеловых отложений Читино-Ингодинского артезианского бассейна изучена очень неравномерно.

О водоносности верхнеюрских — нижнемеловых отложений Арейского артезианского бассейна можно судить по данным лишь одной скважины, пройденной на участке Черемховского леспромхоза (Бурвод, 1958). Она вскрыла напорные трещинно-пластовые воды в трещиноватых песчаниках на глубине 22,3 *м*. В кровле и подошве песчаников залегают глинистые метаморфизованные сланцы. Пьезометрический уровень вод в скважине установился на глубине 8,8 *м*. Дебит скважины при понижении уровня на 12,2 *м* составляет 5 *л/сек*. Сведения о химическом составе вод отсутствуют, по физическим свойствам они удовлетворительные и используются для водоснабжения.

В пределах расположенного северо-восточнее Николаевского артезианского бассейна напорные трещинно-пластовые воды вскрыты в песчаниках на глубине 50—75 *м*. В данном водоносном горизонте водоупорными являются кровля и подошва пласта, состоящие из глинистых и песчано-глинистых сланцев мощностью от 10 до 25 *м*. Удельный дебит скважин колеблется от 0,2 до 0,4 *л/сек*. Сведения о химическом составе вод отсутствуют. Выступом пород фундамента Николаевский артезианский бассейн отделяется от Аблатуканского бассейна, почти не изученного в гидрогеологическом отношении. Скважина, расположенная в с. Аблатукан, вскрыла обводненную зону в песчаниках и конгломератах на глубине 20—75 *м*. Пьезометрический уровень в ней установился на 3 *м* ниже поверхности земли. Удельный дебит скважины равен 1 *л/сек*. Сведения о химическом составе вод отсутствуют.

Северо-восточнее Аблатуканского артезианского бассейна расположен Черемхово-Татауровский бассейн, характеризующийся значительными размерами (длина 60 *км*) и сложным строением. Поперечными тектоническими разломами Черемхово-Татауровская синклинальная структура разделена в направлении с юго-запада на северо-восток на более мелкие структуры (мульды) — Хадактинскую, Черемховскую и Татауровскую. Мощность верхнеюрских — нижнемеловых отложений этого бассейна колеблется от 600—800 *м* в центральной его части до 1000—1200 *м* в бортах. Водоносность же их изучена до глубины 50—60 *м*. Так, скв. 149, пройденная у юго-западного борта бассейна в сел. Улёты, вскрыла пластовые воды верхней разрушенной зоны конгломератов на глубине 30 *м*. Сведения об их уровне и химическом составе, а также дебите скважины отсутствуют.

В пределах Черемховской мульды скважины 442 и 462 установили наличие сложного водоносного горизонта, приуроченного к верхней разрушенной зоне песчаников и конгломератов верхнеюрского — нижнемелового возраста и к залегающим на них аллювиальным отложениям долины р. Ингоды. Дебит скважин составляет 1,7 *л/сек* при понижении уровня на 4 *м*.

В с. Татаурово скважина вскрыла трещинно-пластовые воды в песчаниках на глубине 31 *м*. Обводненная их зона пройдена до глубины 56 *м*. Дебит скважины равен 1,9 *л/сек* при понижении уровня на 4 *м*.

Домно-Ключевской артезианский бассейн не изучен.

Гидрогеологические условия Черновского артезианского бассейна изучались в связи с разведкой одноименного буроугольного месторождения и в связи с изысканиями для питьевого и технического водоснабжения его предприятий и рабочих поселков. Трещинно-пластовые воды верхнеюрских — нижнемеловых отложений Черновского артезианского бассейна приурочены к слабо сцементированным песчаникам и пластам угля угленосной толщи и залегают на глубине от 30 до 100 *м*. Они являются напорными подмерзлотными. До глубины 300 *м* в этих отложениях установлено три водоносных горизонта, разделенных непостоянными по мощности прослоями алевролитов, глинистых сланцев и глин Пьезометрический уровень этих горизонтов устанавливается обычно на одинаковых отметках (на 1—25 *м* ниже поверхности земли), что указывает на их гидравлическую взаимосвязь. Отдельные скважины фонтанируют. Мощность водоносных горизонтов достигает 100 *м* и более. Дебит скважин изменяется от 1—2 до 15—20 *л/сек* при понижении уровня от 3 до 100 *м*.

В западном крыле Черновского артезианского бассейна, у подножия Яблонового хребта выходят на поверхность породы нижней безугольной толщи. Они представлены конгломератами и песчаниками, к которым приурочен мощный напорный водоносный горизонт. Скважина, вскрывшая его на глубине 44 *м*, фонтанирует, дебит ее при этом составляет 8—10 *л/сек*.

Наиболее изученным в гидрогеологическом отношении является Читинский артезианский бассейн, отделяющийся от описанного выше Черновского выступом пород фундамента в районе оз. Угдан. Протяженность Читинского бассейна в северо-восточном направлении составляет 35 *км*. Мощность слагающих его верхнеюрских — нижнемеловых отложений в краевых частях равна 800—1000 *м*, а в центральной — 1600 *м*.

Наиболее детально Читинский артезианский бассейн изучен в районе г. Читы и оз. Кенон, где В. П. Бровицким, А. А. Шпаком, В. Г. Семеновым, М. А. Башмачниковой и другими исследователями до глубины 350 *м* установлено три водоносных комплекса.

Первый (верхний водоносный комплекс) имеет почти повсеместное распространение и залегает на глубине от 10—15 *м* на юго-западе до 80 *м* на северо-востоке. Мощность его изменяется от 4—6 до 80 *м*. Водовмещающими породами являются песчаники, водоупорными — аргиллиты. Глубина залегания пьезометрического уровня трещинно-пластовых вод данного водоносного горизонта колеблется от 4—9 до 30—32 *м*. Дебит скважин, вскрывших эти воды, изменяется от 1 до 11,4 *л/сек* при понижении уровня от 1 до 10 *м*. Удельный дебит скважин соответственно составляет 0,4—5,2 *л/сек*. Коэффициент фильтрации водоносных пород изменяется в очень широких пределах от 1 до 36 *м/сутки*. По составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые, минерализация их составляет 0,5—0,9 *г/л*, а жесткость колеблется от 7 до 11,6 *мг-экв/л*.

Второй (средний водоносный) комплекс залегает на глубине от 60 *м* севернее г. Читы до 206 *м* в центральной части Читинского артезианского бассейна. Мощность этого горизонта изменяется от 20 до 80 *м*. Пьезометрический уровень трещинно-пластовых вод комплекса изменяется от 4 до 42 *м*. Дебит скважин колеблется также в очень широких пределах — от 3 до 7 *л/сек* при понижении уровня на 2,2—12,6 *м*. Удельный дебит скважин составляет 0,5—3,5 *л/сек*. Коэффициент фильтрации водоносных пород колеблется от 0,3 до 9,5 *м/сутки*. По составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией от 0,4 до 0,8 *г/л*. Жесткость их аналогична жесткости вод первого водоносного комплекса.

Третий (нижний водоносный комплекс) залегает на глубине от 135 до 296 *м*. Мощность изменяется от 70 до 112 *м*. Пьезометрический уровень этого водоносного горизонта в отдельных скважинах поднимается на 4 *м* выше поверхности земли, а в других находится на глубине 75 *м* и более. Величина гидростатического напора достигает 300 *м*. Дебит скважин составляет 1,5—4,8 *л/сек* при понижении уровня от 3,8 до 24,7 *м*, удельный дебит скважин составляет 0,1—0,5 *л/сек*. Воды третьего водоносного комплекса по составу гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией от 0,5—0,6 до 0,7—0,8 и иногда более 1 *г/л*. Температура подземных вод всех водоносных комплексов летом равна 3—4° С, а зимой 1,5—2° С.

Как показали наблюдения за режимом подземных вод, выполненные М. А. Башмачниковой в период с 1959 по 1961 г., колебания уровня их обнаруживают тесную зависимость от режима атмосферных осадков. Амплитуда колебания их за указанный период составила 2—3 *м*. Исключение составляют лишь участки крупных водозаборов, в районе которых наблюдается снижение уровня подземных вод и образование депрессионной воронки.

Бургенский артезианский бассейн является крайней северо-восточной структурой второго порядка в системе сложного Читино-Ингодинского артезианского бассейна. Его протяженность составляет около 20 *км*, а мощность выполняющих его мезозойских отложений достигает 1300—1400 *м*. Напорные подземные воды вскрыты здесь скважиной в районе с. Бургень в трещиноватых песчаниках на глубине 26 *м*. Пьезометрический уровень установился на 7 *м* выше поверхности земли, дебит скважины при самоизливе достигал 3 *л/сек*. По составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые, минерализация их 0,2 *г/л*. В районе с. Шишкино при бурении структурной скважины на глубине 250 *м* был вскрыт водоносный горизонт песчаников мощностью 25 *м*. Вместе с напорными водами этого горизонта выделялся газ, дебит которого составлял 1 *л/мин*. Состав газа (в объемных процентах) следующий: метан 80,21; сумма тяжелых углеводородов 0,8; азот+редкие газы 19,51.

К юго-востоку от описанного Читино-Ингодинского артезианского бассейна, вдоль западной окраины Агинского палеозойского поля расположен ряд малых и средних артезианских бассейнов забайкальского типа. К ним относятся с юго-запада на северо-восток следующие: Алтано-Кыринский (80), Верхне-Ононский (77), Урейский (70), Иля-Туринский (64), Тыргетуй-Дарасунский (50) и Маккавеевский (47). Кроме того, в северо-восточной части хр. Черского, ограниченного с запада Читино-Ингодинской депрессией и с востока Агинским палеозойским полем, расположены. Оленгуйский (48), Аленгуйский (49), Александровский (46) и Верхне-Нарымский артезианские бассейны.

Верхнеюрские — нижнемеловые отложения Алтано-Кыринского артезианского бассейна представлены аргиллитами, песчаниками, углями и конгломератами, мощность которых, по геофизическим данным, составляет 1200—1500 *м*. Их подстилают туфогенно-осадочные породы верхней юры. По данным В. Александрова, изучавшего здесь в 1942 г. Мордойское буроугольное месторождение, в этих отложениях до глубины 100 *м* выделяются три водоносных горизонта в песчаниках и углях, залегающих на глубине от 19,6 до 80,95 *м*. Все горизонты напорные. Однако вследствие гидравлической связи они имеют общий пьезометрический уровень, обычно устанавливающийся на глубине от 0,6 до 1,5 *м*. Дебит скважин при одновременном опробовании всех трех горизонтов составляет 10,7 *л/сек* при понижении уровня на 3,3 *м*. Минерализация вод около 0,2 *г/л*, состав их гидрокарбонатный кальциевый.

В Верхне-Ононском артезианском бассейне породы верхнеюрского — нижнемелового возраста представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, бурыми углями, гравелитами и конгломератами Последние две разности пород получили особенно широкое развитие в низах разреза Подземные воды в этих породах вскрыты скважинами в слабо сцементированных песчаниках, конгломератах и гравелитах на глубине от 7—10 до 100—180 *м* В пределах указанных глубин в них намечается несколько напорных водоносных горизонтов пьезометрически уровень, которых в зависимости от рельефа местности устанавливается на глубине от 1,75—5,2 до 11,2 *м* В некоторых скважинах пьезометрический уровень поднимался выше поверхности земли и они давали самоизлив подземных вод с дебитом от 1 до 3,5 *л/сек* По химическому составу воды являются гидрокарбонатными натриевыми с минерализацией от 0,3 до 1,7 *г/л* При проведении в Верхне-Ононской впадине разведочных работ (район с Нарасун) было установлено наличие пермских битуминозных сланцев мощностью до 4,5 *м*, а также газопроявлении у западного борта впадины Дебит газа составлял 5 $м^3/час$ (Лешкевич, 1962)

Тыргетуй-Дарасунский артезианский бассейн находится в междуречье Ингоды и Онона (рис 18) Протяженность бассейна составляет 35 *км* Выполняющие его породы, по данным И Н Фомина, представлены мощными (до 1700—1800 *м*) эффузивно-туфогенными образованиями верхней юры и перекрывающими их верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями — аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов Общая мощность пород не превышает 500 *м* В этих отложениях выделяется шесть водоносных горизонтов, по видимому, имеющих гидравлическую взаимосвязь Первый, верхний водоносный горизонт имеет повсеместное распространение

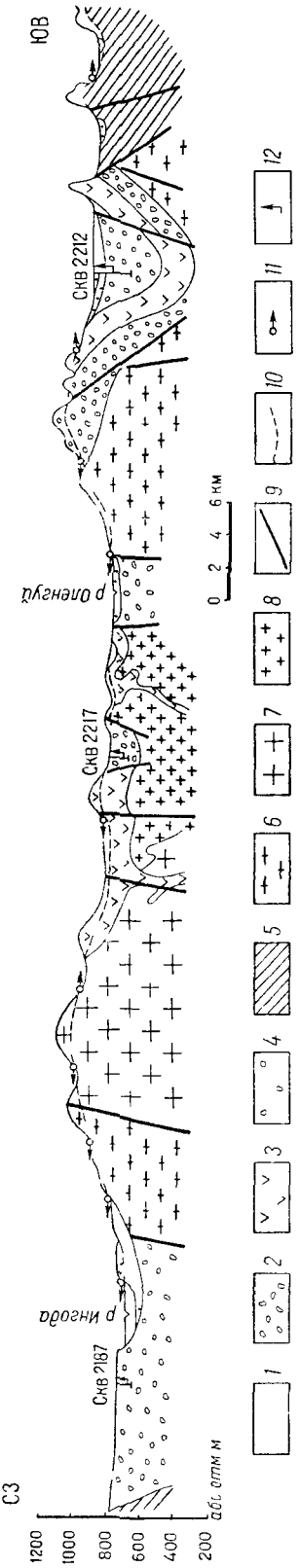


Рис 18 Схематический гидрогеологический разрез Читино-Ингодинской, Олентуйской и Тыргетуй-Дарасунской депрессий (по Н С Богомолову)

1 — древние и современные аллювиальные отложения Q_4 Q_{3-4} *2* — нижнемеловые отложения аргиллиты алевролиты песчаники конгломераты Cr_1 *3* — верхнеюрские средние эффузивы J_3 *4* — средне верхнеюрские конгломераты $J_{2\,3}$ *5* — триасовые, слабометаморфизованные глинистые сланцы, песчаники T, *6* — нижне среднепалеозойские гранито гнейсы Pz_2 — Cm *7* — мезозойские щелочные и субщелочные граниты γMz *8* — пермо триасовые биотитовые и биотит роговообманковые граниты и гранодиориты $\gamma\sigma Pt$ *9* — тектонические разрывы *10* — зеркало трещинных вод коры выветривания *11* — выходящие источники *12* — глубина вскрытия подземных вод и положение статического уровня

и залегает на глубине от 30 до 37 *м*. Мощность его колеблется от 2,4 до 7 *м*. По данным Н. С. Богомолова, водовмещающие породы его представлены мелкозернистыми песчаниками или песчанистыми алевролитами. В большинстве скважин пьезометрический уровень установился выше поверхности земли, однако дебит их и химический состав воды не были определены.

Второй водоносный горизонт залегает на глубине 59—62 *м* и также характеризуется высоким уровнем, устанавливающимся выше поверхности земли. Дебит скважин при самоизливе достигает 10 *л/сек*. Водовмещающие породы его представлены трещиноватыми песчаниками и алевролитами.

Третий водоносный горизонт залегает на глубине 88 *м*. Водовмещающими породами являются сильно разрушенные среднезернистые песчаники мощностью 4,7 *м*. Пьезометрический уровень этого горизонта во всех скважинах установился выше поверхности земли. Дебит скважин при самоизливе составляет 5,5 *л/сек*. В отдельных скважинах при понижении уровня воды до 35 *м* дебит достигал 8,4 *л/сек*, коэффициент фильтрации пород этого горизонта определен в 15,8 *м/сутки*.

Четвертый водоносный горизонт вскрыт в районе с. Ново-Доронинское на глубине 180 *м* и пройден до глубины 217 *м*. Он представлен песчаниками и аргиллитами. Горизонт напорный, его пьезометрический уровень устанавливается на 4 *м* выше поверхности земли. Дебит скважин при самоизливе составляет 1,1—1,4 *л/сек*.

Пятый водоносный горизонт вскрыт у пос. Тыргетуй на глубине от 209,5 до 212,6 *м*. Скважина, вскрывшая его, гидрогеологически осталась неопробованной. Наконец, шестой водоносный горизонт вскрыт в 3—4 *км* юго-западнее того же населенного пункта, где он залегает на глубине от 225 до 303 *м* и приурочен к песчаникам и аргиллитам. Пьезометрический уровень его установился на 4 *м* выше поверхности земли, дебит скважины при самоизливе — 1,1 *л/сек*.

Минерализация вод указанных горизонтов не превышает 0,2—0,3 *г/л* По составу они преимущественно гидрокарбонатные натриевые с жесткостью не более 2,5 *мг-экв/л*.

Из группы артезианских бассейнов северо-восточной окраины хр. Черского наиболее детально изучен Оленгуйский, приуроченный к одноименной впадине (см. рис. 18). Верхнеюрские — нижнемеловые отложения, по данным В. И. Педино, Е. В. Барабашева и Н. А. Трущовой, представлены здесь осадочно-эффузивным комплексом мощностью до 300 *м*. В юго-западной части бассейна скважинами вскрыто три напорных водоносных горизонта, залегающих на глубине от 36 до 78 *м*. Мощность первых двух водоносных горизонтов не превышает 10 *м*. Водовмещающими породами являются слабо сцементированные песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами. Дебит скважин при совместном опробовании первого и второго горизонтов составляет 18 *л/сек*. Третий водоносный горизонт приурочен к мелкогалечным конгломератам и залегает на глубине 78 *м*. Мощность этого горизонта не установлена. Дебит скважины, вскрывшей третий водоносный горизонт, составляет 12 *л/сек*, о величине понижения уровня сведений нет. В центральной части Оленгуйского артезианского бассейна верхнеюрские — нижнемеловые отложения характеризуются меньшей водообильностью. Дебит скважин здесь не превышает 1—2 *л/сек* при понижении уровня до 40 *м*. Химический состав вод всех указанных горизонтов гидрокарбонатный натриево-кальциевый, минерализация их до 0,5 *г/л*.

В небольшом Верхне-Нарымском артезианском бассейне, занимающем междуречье Нарымки и Саржи, нижняя часть разреза верх-

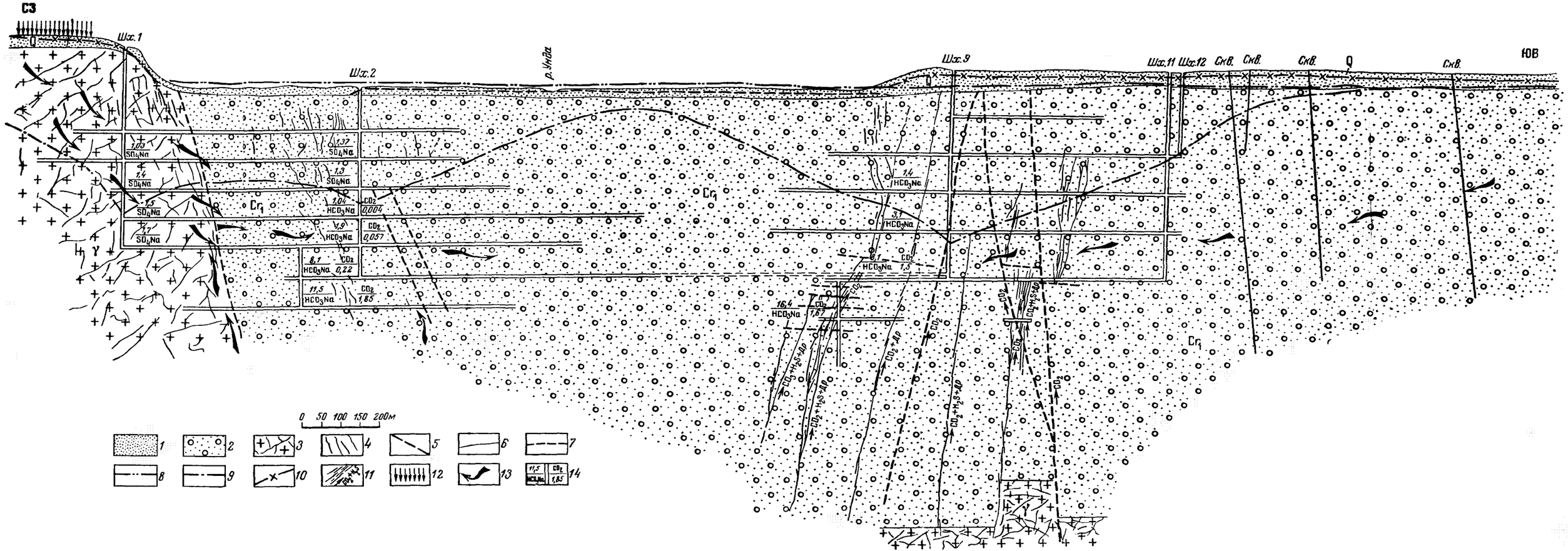


Рис. 20. Схематический поперечный гидрогеологический разрез Балейского грабена
(Составили Г. Н. Хныров и О. А. Логинова)

1 — песчано-галечные отложения; *2* — песчаники, конгломераты; *3* — гранодиориты трещиноватые (Ундинский комплекс) Pz; *4* — рудоносные жилы; *5* — тектонические нарушения; *6* — границы между породами различного возраста; *7* — уровень грунтовых вод; *8* — уровень трещинных вод нижнемеловых пород до начала эксплуатации шахт; *9* — уровень трещинных вод нижнемеловых пород на 1959 г., установившийся в результате водоотлива из шахт; *10* — верхняя граница зоны многолетней мерзлоты; *11* — восходящие по рудным жилам и тектоническим нарушениям сухие струи газа и их состав; *12* — инфильтрация атмосферных осадков; *13* — направление циркуляции подземных вод; *14* — подземная выработка (цифра слева: числитель — минерализация воды в *г/л*, знаменатель — преобладающий анион и катион состава вод; цифра справа: числитель — газовый состав воды, знаменатель — содержание в воде этого газа в *г/л*)

неюрских — нижнемеловых отложений представлена эффузивами среднего состава, выше которых залегает мощная толща гравелистых конгломератов, аргиллитов, алевролитов и песчаников. По данным Н. С. Богомолова, в скважине, пройденной в пос. Верхний Нарым, до глубины 160 *м* вскрыто три водоносных горизонта. Первый водоносный горизонт вскрыт на глубине от 16,5 до 18,8 *м* и представлен грубозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, залегающими между плотными серовато-желтыми глинами. Второй горизонт имеет мощность 13,3 *м* и залегает на глубине от 101,4 до 114,7 *м*. Он представлен светло-серыми среднезернистыми песчаниками. Третий водоносный горизонт вскрыт на глубине 121,2 *м* и полностью не пройден. Водовмещающие породы его состоят из светло-серых среднезернистых трещиноватых песчаников. Общий пьезометрический уровень всех трех горизонтов установился на глубине 6,5 *м*. Дебит скважины при одновременном опробовании всех горизонтов составил: 2,77 *л/сек* при понижении уровня на 3,8 *м*, 3,57 *л/сек* — при понижении уровня на 5 *м* и 4,31 *л/сек* при понижении уровня на 6 *м*, коэффициент фильтрации пород равен 4,6 *м/сутки*. По составу воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,2 *г/л* и жесткостью 3,1 *мг-экв/л*.

В Елизаветинском артезианском бассейне состав верхнеюрско нижнемеловых отложений аналогичен составу соседнего Верхне-Нарым ского артезианского бассейна. В этих отложениях, вскрытых скважинои на глубину 104 *м*, также установлено три водоносных напорных гори зонта, залегающих на глубине соответственно 11,3, 28,6 и 46,7 *м*. Эти горизонты имеют общий пьезометрический уровень, установившийся на глубине 6 *м*. Дебит скважин при суммарном опробовании трех горизонтов составил 2,1 *л/сек* при понижении уровня на 3,5 *м*, а коэффициент фильтрации пород равен 4,8 *м/сутки*. Воды по составу сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,13—0,17 *г/л*, жесткость общая составляет 0,8—2,3 *мг-экв/л*.

В пределах Восточного Забайкалья артезианские бассейны забайкальского типа характеризуются весьма различными размерами и структурой. Изменение основных особенностей бассейнов происходит в направлении с севера на юг и обусловлено не только различием в истории формирования впадин, к которым они приурочены, но и изменением общих физико-географических факторов.

На самой северо-западной окраине территории Восточного Забайкалья на стыке его границ с Олекмо-Витимской складчатой областью и Центральным Забайкальем расположен Кучегер-Усуглинский артезианский бассейн (32), приуроченный к одноименной впадине (рис. 19). Для него характерно наличие сплошной мерзлой зоны в пределах верхнеюрских — нижнемеловых отложений мощность которой достигает 80 *м*. Это приближает его к артезианским бассейнам Олекмо-Витимской складчатой области.

По данным А. К. Данилина (1960), меж- и подмерзлотные трещинно-пластовые воды верхнеюрских — нижнемеловых отложений данного бассейна распространены в прибортовой его части, где они приурочены к разрушенной зоне песчаников и алевролитов. Глубина их залегания не превышает 10 *м*, а мощность водоносного горизонта достигает 20 *м*. Дебит связанных с межмерзлотными водами источников колеблется от 0.5 до 2,5 *л/сек*. Скважины имеют дебит до 10 *л/сек* при понижении уровня на 7 *м*. Воды слабо напорные (3—4 *м*), гидрокарбонатные магниево-кальциевые и гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,5 *г/л*.

Подмерзлотные воды распространены в центральной части Кучегер-Усуглинского артезианского бассейна, где они залегают на глубине 60—

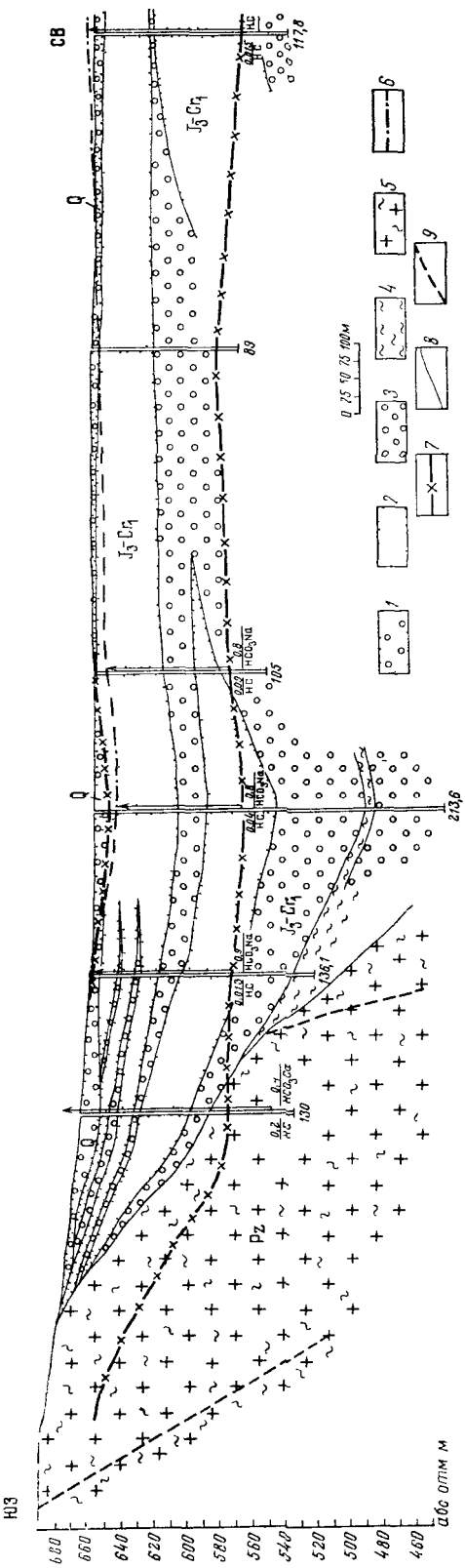


Рис. 19. Схематический гидрогеологический разрез Кучегер-Усуглинского артезианского бассейна
(Составили А. Н. Скляревская и Л. М. Орлова)

1 — песчано-галечные отложения *2* — песчаники, *3* — конгломераты, *4* — аллювиальные (зона дробления), *5* — диориты (зона дробления), *6* — пьезометрический уровень подмерзлотных пластово-трещинных вод верхнеюрских и нижнемеловых пород, *7* — верхняя и нижняя граница зоны многолетнемерзлых пород, *8* — граница комплексов пород, *9* — тектонические нарушения

90 *м* и характеризуются напорным режимом. Бурением скважин установлено, что водообильность верхнеюрских — нижнемеловых пород, залегающих ниже мерзлой зоны, уменьшается в направлении от центра артезианского бассейна к его периферии. Скважины, пройденные в центральной части бассейна, вскрыли высоконапорные трещинно-пластовые воды, пьезометрический уровень которых отмечен на 4,5 *м* выше поверхности земли. Дебит скважин при самоизливе колеблется от 0,01—0,1 *л/сек* в периферической части бассейна до 0,5—1,5 *л/сек* в центральной его части. При откачках из скважин, расположенных в бортовых частях бассейна, с понижением уровня на 40—60 *м* дебит не превышал 0,3—0,5 *л/сек*. По составу воды гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные магниево-натриевые с минерализацией 0,5—0,9 *г/л*. Температура вод 0,2—1,4° С.

Западнее Кучегер-Усуглинского бассейна в зоне сопряжения палеозойской и мезозойской складчатых областей расположены Зюльзинский (33), Оловский (34), Кангильский (41) и Ундургинский (30) бассейны. Для них характерно наличие в разрезе отложений чехла эффузивно-осадочных образований.

В Зюльзинском артезианском бассейне верхнеюрские — нижнемеловые отложения представлены конгломератами, гравелитами, песчани-

ками и алевролитами с пластообразными телами кварцевых порфиров, андезито-базальтов и плагиотрахитов оловской свиты. Мощность мерзлой зоны в пределах данного бассейна колеблется от 15 до 75 *м*. Этими же цифрами в основном определяется глубина залегания пластово-трещинных напорных вод. Как правило, она увеличивается от периферии бассейна к его центральной части. Так, например, в районе с. Зюльзикан подземные воды вскрыты на глубине 55—60 *м*, в с. Зюльзя — на 85 *м*, а в пади Долои на 119 *м*. В юго-западной части бассейна (район с. Кангил) напорные подземные воды залегают на глубине 46—52 *м*.

Трещинно-пластовые воды верхнеюрских — нижнемеловых отложений Зюльзинского артезианского бассейна обладают значительным напором, величина которого изменяется в очень широких пределах. Так, по данным бурения скважин в районе с. Зюльзикан, величина напора воды составляла 18 *м*, а в с. Зюльзя — 93 *м*. В последнем случае уровень воды в скважине установился на 8 *м* выше поверхности земли. Дебит самоизливающихся скважин колеблется от 0,8 до 3—5 *л/сек* (села Зюльзя, Кангил и др.), а удельный дебит — от 0,03 до 0,5 *л/сек*.

По составу подземные воды относятся к гидрокарбонатным натриево-кальциевым и гидрокарбонатным магниево-натриево-кальциевым. Минерализация их обычно не превышает 0,3—0,5 *г/л*. В водах содержатся молибден, фосфор и мышьяк

По данным В. В. Червовой, по зонам тектонических нарушений, секущим верхнеюрские — нижнемеловые отложения до кристаллического фундамента бассейна, поднимаются с глубины к поверхности струи воды, насыщенные углекислотой. Эти струи, смешиваясь с подземными водами чехла бассейна, повышают их растворяющую способность. В связи с этим минерализация их повышается до 0,8 *г/л*, а состав переходит в гидрокарбонатный магниево-кальциевый.

Юго-восточнее Зюльзинского артезианского бассейна расположен Оловский бассейн (34), в котором верхнеюрские — нижнемеловые отложения представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами, характерной особенностью которых является невыдержанность слоев по мощности и простиранию. Значительное место в разрезе занимают пластовые тела туфов кварцевых порфиров и андезито-базальтов. Мощность отложений верхнеюрского — нижнемелового возраста, по данным геофизических исследований, составляет 1200—1500 *м*. Фундаментом бассейна служат магматические и частично осадочно-эффузивные образования. Изучением гидрогеологических условий Оловского артезианского бассейна в разные годы занимались В. М. Степанов, Л. Л. Богданова, И. Н. Коршунова, В. Г. Ясько, Н. С. Богомолов, П. И. Осадчий и др. По данным этих исследователей, подземные воды мезозойских отложений чехла бассейна подразделяются на грунтовые и напорные. Последние формируются ниже мерзлой зоны пород и величина напора их достигает 70 *м*. Вследствие непостоянства состава и мощности водовмещающих пород, а также наличия вертикальных тектонических нарушений эти воды являются гидравлически взаимосвязанными, что подтверждается общностью отметок пьезометрического уровня и химического состава вод по скважинам, вскрывшим их в разных частях бассейна. Глубина залегания напорных вод изменяется от 55 до 129 *м*. В центре бассейна их пьезометрический уровень устанавливается выше поверхности земли и скважины самоизливаются, на остальной площади он находится на глубине от 1,0 до 60 *м*. Дебит скважин, вскрывших напорные воды, колеблется в очень широких пределах. Так, в долине р. Олов самоизливающаяся скважина при вскрытии подземных вод име-

ла дебит 20 *л/сек*, который затем снизился до 5 *л/сек*. Максимальный дебит имеет скважина, пройденная на ст. Чернышевск Забайкальский, который при понижении уровня на 5,13 *м* составил 32 *л/сек* (Кочанов, 1956). Бо́льшая же часть скважин имеет дебит от 1,0 до 14 *л/сек*, а удельный дебит от 0,04 до 0,8 *л/сек*. Минерализация вод обычно не превышает 0,5 *г/л* и составляет максимально 1,1—1,2 *г/л*. По составу они являются гидрокарбонатными магниево-кальциевыми натриевыми. Из микрокомпонентов в них содержатся: мышьяк, титан, свинец, медь, никель, хром и галлий.

К северо-востоку от Оловского артезианского бассейна расположен Ундургинский бассейн (30), приуроченный к одноименной котловине, ограниченной по обоим бортам тектоническими нарушениями, с которыми связаны излияния эффузивов.

Верхнеюрские — нижнемеловые отложения бассейна представлены песчаниками, сланцами, конгломератами, алевролитами и аргиллитами. Мощность их равна 600—700 *м*. По данным В. А. Шнейдер и И. Н. Бирюковой, к этим отложениям приурочены трещинно-пластовые напорные воды, которые вскрыты рядом скважин на глубинах 68—140 *м* (в северо-восточной части бассейна) и 35—60 *м* (на юго-западной его окраине, в окрестностях пос. Бушулей). Величина напора вод колеблется от 50 до 250 *м*. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине от 1,5 до 30 *м* и реже несколько выше поверхности земли. Дебит скважин при самоизливе изменяется от 5 до 25 *л/сек*. По составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией от 0,1 до 0,4 *г/л*.

К югу от описанной выше группы артезианских бассейнов протягивается в северо-восточном направлении цепочка артезианских бассейнов, приуроченных к Шилкинской депрессии. С юго-запада на северо-восток располагаются Арбагаро-Холбонский (44), Куэнгинский (42) и Усть-Карский (35) артезианские бассейны, в гидрогеологическом отношении почти не изученные. Некоторые данные о водоносности нижнемеловых отложений получены в связи с разведкой и эксплуатацией одноименного месторождения по Арбагаро-Холбонскому артезианскому бассейну. Здесь до глубины 70 *м* нижнемеловые отложения находятся в пределах мерзлой зоны и практически безводны. Подмерзлотные трещинно-пластовые воды вскрыты небольшим числом скважин и характеризуются высоким гидростатическим напором. По скв. 391 пьезометрический уровень трещинно-пластовых вод нижнемеловых отложений установился на 4 *м* ниже поверхности земли, при глубине их вскрытия 68,95 *м*. Дебит скважины составил 1 *л/сек* при понижении уровня на 2,2 *м* (удельный дебит 0,2 *л/сек*). Химический состав вод гидрокарбонатно-сульфатный магниевый, минерализация их равна 0,6 *г/л*.

Данные о водоносности нижнемеловых отложений Куэнгинского артезианского бассейна относятся лишь к Делюнской и Нерчинско-Кокуйской вторичным структурам. К первой приурочено одноименное буроугольное месторождение. Одна из пройденных на его площади скважин вскрыла трещинно-пластовые воды в нижнемеловых отложениях на глубине 65,4 *м*, которые содержали свободную углекислоту в количестве 0,3 *г/л*. Дебит скважин 1,6 *л/сек* при понижении уровня на 0,5 *м*. По составу воды гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые, минерализация их равна 0,8 *г/л*. В пределах Нерчинско-Кокуйской структуры трещинно-пластовые воды нижнемеловых отложений залегают на глубине до 25 *м*. Воды слабо напорные, величина напора составляет 7—10 *м*. Дебит скважин 2,2—13 *л/сек* при понижении уровня на 1,0—5,6 *м* (удельный дебит 0,4—15,3 *л/сек*). Химический состав вод сульфат-

но-гидрокарбонатный кальциево-натриевый или кальциево-натриево-магниевый, минерализация их колеблется от 0,85 до 1,3 *г/л*.

Южнее Шилкинской группы артезианских бассейнов, в северо-восточном направлении на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга (55—60 *км*) расположены Боржигентайский (60), Балейский (51) и Ундино-Даинский (45) артезианские бассейны, относящиеся к единой Ундино-Ононской структуре.

Боржигентайский артезианский бассейн приурочен к небольшой одноименной впадине, фундамент которой сложен осадочно-метаморфическими породами палеозоя. Чехол бассейна представлен нижнемеловыми отложениями, состоящими из песчаников с прослоями и линзами алевролитовых сланцев. Мощность этих отложений, по данным геофизических исследований, составляет 300—400 *м* (Зорин, 1960).

Пластово-трещинные воды нижнемеловых отложений приурочены к песчаникам и залегают на глубине от 20 до 85 *м*. Мощность этого горизонта составляет 50—60 *м*. Воды обладают напором, величина которого изменяется от 14 до 38 *м*, а пьезометрический уровень устанавливается на глубине 6—5 *м* от поверхности. Удельный дебит скважин не превышает 0,2 *л/сек*. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые, минерализация их не более 1 *г/л*.

Ундино-Даинский артезианский бассейн относится к одноименной впадине, имеющей сложное геологическое строение и гидрогеологические условия. Его слагают преимущественно нижнемеловые отложения, подчиненное значение имеют верхнеюрские — нижнемеловые образования. Мощность их более 500 *м*.

Ундино-Даинский артезианский бассейн состоит из ряда мелких синклинальных структур второго порядка. Этими структурами с юго-запада на северо-восток, являются следующие: Балейская, Оноховская, Лесковская, Казаковская, Даинская и др. Наиболее детально в гидрогеологическом отношении изучена Балейская (рис. 20), которая на прилагаемой карте выделена как самостоятельный артезианский бассейн (51). Слагающие его верхнеюрские — нижнемеловые отложения (песчаники, конгломераты) интенсивно метаморфизованы, трещиноваты и раздроблены вследствие имевших здесь место тектонических нарушений. Водоносными структурами здесь в основном являются молодые послерудные тектонические нарушения и жильные тела. Вмещающие же их верхнеюрские — нижнемеловые породы являются слабо обводненными, за исключением конгломератов, развитых в северо-восточной и восточной частях бассейна. Незначительную водообильность имеют тонкозернистые песчаники, часто переслаивающиеся с конгломератами, которые слагают центральную часть бассейна. Фундаментом данного бассейна служат гранитоиды ундинского палеозойского комплекса и частично осадочно-вулканогенные образования верхней юры. В результате интенсивных дизъюнктивных нарушений он имеет сложное блоковое строение. В краевой части Ундино-Даинского артезианского бассейна, вдоль южных склонов хр. Борщовочного проходит крупный региональный разлом с серией оперяющих его трещин.

Напорные воды верхнеюрских — нижнемеловых отложений данного артезианского бассейна являются трещинными. Наиболее обводненная зона верхнеюрских — нижнемеловых отложений установлена в интервале от 50 до 100 *м*. Она соответствует преобладающей глубине залегания трещинных вод. Однако в пределах Балейского артезианского бассейна трещинные воды верхнеюрских — нижнемеловых отложений вскрыты горными выработками и скважинами на глубине 300 *м* и более. Эти воды высоконапорные, величина напора достигает 200 *м* и более. Бо́ль-

шая часть скважин, особенно расположенных в долине р. Унды, самоизливается. Их пьезометрический уровень превышает поверхность земли на 0,1—3 *м*. В центральной части бассейна он обычно находится ниже поверхности земли вследствие образовавшейся в результате длительной откачки воды депрессионной воронки.

По химическому составу трещинные воды верхнеюрских — нижнемеловых пород относятся к гидрокарбонатным натриевым, причем минерализация их постепенно повышается с глубиной от 1,0—1,4 до 16,4 *г/л*. Максимальные значения минерализации относятся к центральной части артезианского бассейна и приурочены к глубине более 200 *м*.

Отличительной особенностью трещинных вод верхнеюрских — нижнемеловых пород Балейского артезианского бассейна является довольно высокое содержание свободной углекислоты, которое повышается с глубиной, достигая 1,7—1,8 *г/л*. Обогащение вод свободной углекислотой происходит за счет трещинно-жильных углекислых минеральных вод пород фундамента бассейна, поднимающихся к поверхности по глубоким тектоническим трещинам и вливающихся в чехол бассейна.

Остальные синклинальные структуры второго порядка Ундино-Даинского артезианского бассейна, отделяющиеся выступом пород фундамента от Балейского, в гидрогеологическом отношении почти не изучены. Однако на основании небольшого количества фактического материала можно предполагать, что к ним приурочены трещинные воды такжс гидрокарбонатного натриевого состава. Так, скважина, пройденная в пределах Казаковского артезианского бассейна, вскрыла на глубине 67,7 *м* в трещиноватых песчаниках напорные трещинные гидрокарбонатные натриевые воды, минерализация которых составляет 1 *г/л* (Земляной, Писарева, 1960).

К востоку от Ундино-Даинского артезианского бассейна в междуречье Газимура и Аргуни расположена большая группа артезианских бассейнов, приуроченных к Газимурской, Урюмканской и другим межгорным впадинам. К этой группе относятся следующие артезианские бассейны (с севера на юг): Будюмканский (39), Урюмканский (43). Газимурский (52), Уровский (54), Серебрянский (55), Верхне-Уровский (53), Верхне-Газимурский (66), Чашино-Ильдиканский (67), Савва-Борзинский (72).

Для большей части перечисленных артезианских бассейнов водоносность нижнемеловых отложений не изучена. Некоторый фактический материал по ее характеристике имеется для Газимурского артезианского бассейна.

В Газимурском бассейне нижнемеловые отложения представлены алевролитами и песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и конгломератами. Водовмещающими из них являются песчаники и конгломераты. Приуроченные к ним трещинно-пластовые воды залегают на глубине 30—83 *м* и имеют напорный режим. Пьезометрический их уровень устанавливается на глубине 2—3 *м* от поверхности земли. Дебит скважин при понижении уровня от 1,6 до 27 *м* составляет 0,6—1 *л/сек*. Удельный дебит скважин соответственно равен 0,4 и 0,004 *л/сек*. По составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,3—0,5 *г/л*, а вблизи контакта нижнемеловых отложений с карбонатными породами палеозоя (курорт Ямкун) гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией до 0,6 *г/л*.

У юго-восточной окраины Агинского палеозойского массива на его стыке с мезозойской складчатой зоной Восточного Забайкалья расположен вытянутый в меридиональном направлении Тургино-Хараноpский артезианский бассейн, приуроченный к одноименным впади-

нам — Тургинской и Харанорской (бассейны второго порядка). Северная часть этого бассейна имеет поверхностный сток через р. Тургу, а южная — через р. Онон-Борзю.

В пределах Тургинского артезианского бассейна второго порядка водоносность верхнеюрских — нижнемеловых и нижнемеловых отложений изучена до глубины 100—120 *м* при общей их мощности, в 300—1500 *м*, максимальные ее значения относятся к центральной части котловины. Водовмещающие породы представлены песчаниками, слабо сцементированными глинистыми сланцами, конгломератами, конглобрекчиями и углисто-глинистыми сланцами, образующими единый водоносный горизонт, мощность которого составляет 20—31 *м*. Глубина залегания подземных вод, по данным небольшого числа скважин (Лопарев и др.), не превышает 40—45 *м*. Верхним и нижним водоупором водоносного горизонта служат плотные глинистые сланцы и аргиллиты. Величина напора этого водоносного горизонта увеличивается от восточного борта котловины, где она составляет 1—8 *м*, к западному, где она достигает 34 *м*.

Пьезометрический уровень находится на глубине от 10 до 26 *м*. Дебит скважин при откачках с понижениями уровня воды от 1 до 12 *м* изменяется от 0,5 до 5 *л/сек*.

Наибольшей водоносностью обладают конгломераты и конглобрекчии, затем в убывающем порядке идут песчаники и, наконец, глинистые сланцы. Химический состав подземных вод преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, минерализация их 0,7—0,9 *г/л*.

Нижнемеловые отложения Харанорского артезианского бассейна развиты в его центральной части, где они представлены двумя свитами (снизу вверх): тургинской и кутинской. Тургинская свита залегает с угловым несогласием на эффузивно-туфогенно-осадочных отложениях верхнеюрского возраста и состоит из плотных алевролитов аргиллитов, песчаников и конгломератов (рис. 21). Вскрытая мощность ее равна 150 *м*. Кутинская свита имеет тот же состав отложений, но характеризуется наличием пластов бурых углей. Мощность ее составляет 900—1000 *м*. Нижнемеловые отложения данного артезианского бассейна образуют огромную синклинальную складку, вытянутую в субмеридиональном направлении и осложненную брахискладками второго порядка и тектоническими нарушениями. Водоносность отложений тургинской свиты не изучена. В верхней части кутинской свиты, по данным В. Е. Анферова и Н С. Гладышева, водоносными являются хорошо выдержанные по мощности и простиранию пласты бурых углей и разделяющие их трещиноватые песчаники. Приуроченные к ним пластово-трещинные воды залегают на глубине от 6 до 78 *м*, мощность обводненной зоны составляет 200—300 *м*. Водоупорным ложем водоносного комплекса служат аргиллиты и алевролиты. Воды напорные, их пьезометрический уровень устанавливается на глубине от 35 *м* ниже поверхности земли до 2,3 *м* выше поверхности. Максимальный напор вод наблюдается в центральной части бассейна, где он достигает 78 *м*. Дебит скважин изменяется от 2 до 31,6 *л/сек* при понижении уровня воды соответственно от 2 до 27 *м*. Коэффициенты фильтрации водоносных пород, по данным Л. С. Земскова и В. Е. Анферова, колеблются от 3,5 до 66,4 *м/сутки*. По химическому составу воды сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,4—0,5 *г/л* и общей жесткостью 5 *мг-экв/л*.

Ниже угленосных отложений отделенная от них мощным слоем аргиллитов и алевролитов залегает толща частого переслаивания пород. Представлена она не выдержанными по мощности угольными пластами и аргиллитами. Приуроченные к ним трещинно-пластовые воды в при-

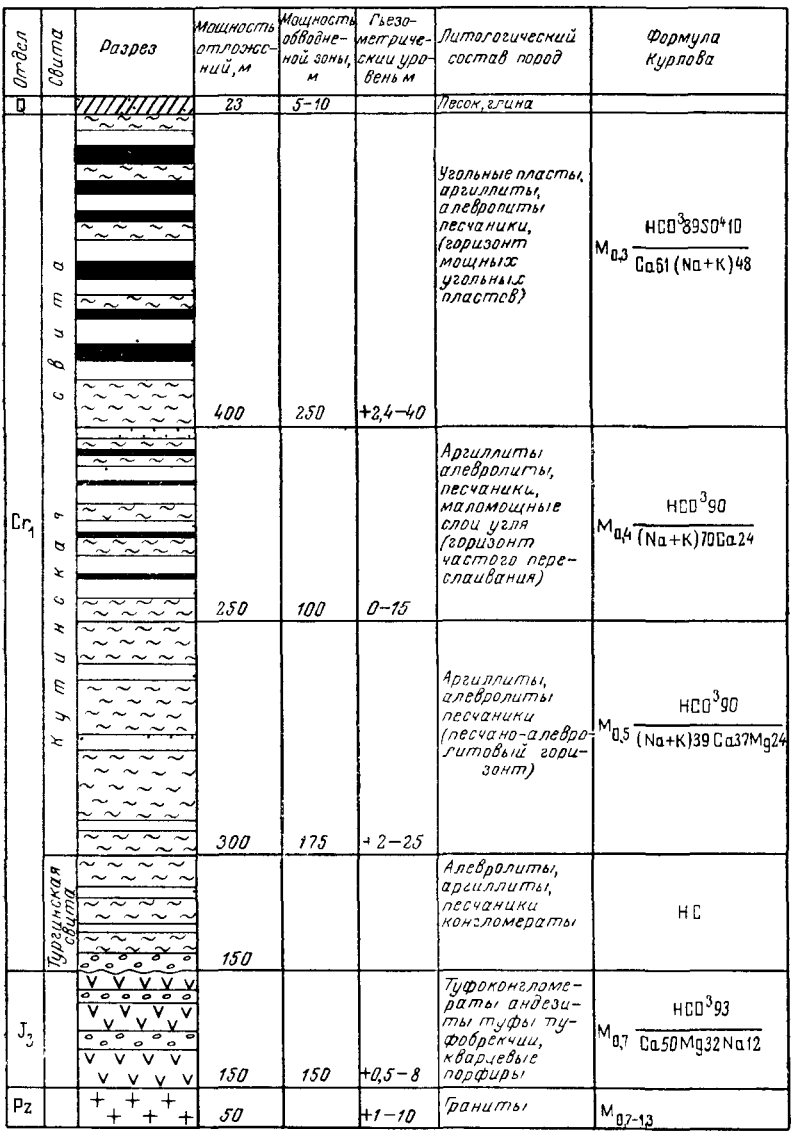


Рис. 21. Схематический вертикальный гидрогеологический разрез Харанорского артезианского бассейна (колонка)

бортовых частях артезианского бассейна залегают вблизи поверхности земли, а в центральной части — на глубине 200—250 *м*. Мощность водоносных пород достигает 100—150 *м*. Воды имеют напорный характер и пьезометрический уровень их, как правило, устанавливается на уровне поверхности земли не глубже 15 *м*. По данным В. Е. Анферова и Н. С. Гладышева, дебит скважин, вскрывших трещинно-пластовые воды описываемых пород, колеблется от 0,67 до 10,2 *л/сек* при понижениях уровня от 1 до 30 *м*. Коэффициент фильтрации пород изменяется от 0,5 до 4,56 *м/сутки*. По составу воды — гидрокарбонатные кальциево-натриевые и имеют минерализацию 0,4—0,5 *г/л*.

Толща частого переслаивания подстилается песчанико-алевролитовыми породами, среди которых подчиненное значение имеют конгломе-

р'аты. Они вскрываются главным образом в западной части бассейна и имеют мощность до 300 *м*. Водоносными являются прослои песчаников, мощность которых колеблется от 1 до 56 *м*. Воды имеют напорный характер, пьезометрический уровень их устанавливается от 2 *м* выше поверхности земли до глубины 25 *м*. Напор подземных вод в краевых частях бассейна составляет 2—30 *м*, в центральной части он увеличивается. Дебит скважин колеблется от 1 до 7,2 *л/сек* при понижении уровня от 5 до 50 *м*, удельный дебит составляет соответственно 0,02—0,48 *л/сек*. Коэффициент фильтрации пород изменяется от 0,072 до 2,95 *м/сутки*. По химическому составу подземные воды песчанико-алевролитовой толщи гидрокарбонатные кальциево-натриевые, их минерализация составляет 0,5 *г/л*, жесткость до 11,4 *мг-экв/л*.

Подземные воды пород тургинской свиты вскрыты лишь одной скважиной в юго-восточной части бассейна, где они залегают на глубине от 400 до 560 *м*. Водовмещающими являются разнозернистые песчаники и конгломераты. Однако степень их обводненности и качество приуроченных к ним вод остались неизученными.

В крайней юго-восточной части Восточного Забайкалья расположены Западно-Урулюнгуйский (75) и Восточно-Урулюнгуйский (76) артезианские бассейны, приуроченные к одноименной Урулюнгуйской депрессии и отделяющиеся выступом кристаллических пород фундамента. Они характеризуются меньшей мощностью отложений чехла, по сравнению с описанными выше артезианскими бассейнами.

Западно-Урулюнгуйский артезианский бассейн (75) расположен между Нерчинским и Кличкинским хребтами. Воды нижнемеловых отложений Западно-Урулюнгуйского артезианского бассейна изучены очень слабо. По данным И. Г. Рутштейна, водовмещающими в них являются переслаивающиеся между собой аргиллиты, песчаники, конгломераты и глинистые сланцы, мощность которых не превышает 300 *м*. Источники, питающиеся трещинно-пластовыми водами этих отложений, характеризуют водоносность лишь верхней части их разреза и имеют дебит 0,2—0,4 *л/сек*, воды пресные.

В Восточно-Урулюнгуйском артезианском бассейне, имеющем достаточно сложное строение, мощность выполняющих его нижнемеловых отложений чехла изменяется от 200—300 *м* — в приподнятых блоках фундамента до 750—800 *м* — в опущенных. В составе этих отложений Ю. П. Писцов выделяет две толщи (снизу вверх): конгломератовую и алеврито-аргиллитовую. Водоносность изучена только в верхней части разреза. Водоносный горизонт приурочен к слабо сцементированным разнозернистым песчаникам, которые не выдержаны по мощности и часто замещаются аргиллитами и алевролитами. Содержащиеся в них воды имеют напорный режим, пьезометрический уровень устанавливается на глубине 5—15 *м*. Дебит скважин изменяется от 1,5 до 2 *л/сек* при понижениях уровня от 1 до 18,6 *м*, удельный дебит скважин колеблется от 0,08 до 1,2 *л/сек*. Вода имеет сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый и гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав и минерализацию от 0,5 до 1 *г/л*.

Вдоль восточной границы Восточного Забайкалья в пределах Аргунской депрессии расположены Верхне- и Нижне-Аргунский артезианские бассейны, разделенные выступом пород фундамента. В Верхне-Аргунском артезианском бассейне верхнеюрские эффузивно-осадочные образования состоят из переслаивающихся порфиритов, конгломератов, алевролитов, андезитов, кварцевых порфиров, туфов и лавобрекчий липаритов. Перекрывающие их нижнемеловые отложения представлены в нижней части разреза углями, песчаниками и конгломератами, а в верх-

ней — туфогенными образованиями. Скважинами вскрыта лишь верхняя часть разреза нижнемеловых отложений до глубины 100 *м*, где вследствие тесной перемежаемости и фациального замещения пород по мощности и простиранию выдержанные водоносные горизонты отсутствуют. В этом интервале с глубины примерно 30—35 *м* нижнемеловые породы являются водоносными.

Пьезометрический уровень их устанавливается обычно на глубине 1—10 *м*, в некоторых скважинах он поднимается выше поверхности земли, но излив воды из скважин продолжается обычно недолго. Удельный дебит скважин колеблется от 0,04 до 0,3 *л/сек*, что свидетельствует о слабой обводненности пород. Это подтверждается и данными о величине коэффициента фильтрации пород, который по определению В. М. Строева, для песчаников Кутинского угольного месторождения составил 0,002 *м/сутки* и для бурых углей от 4 до 7,6 *м/сутки*. Воды — гидрокарбонатные кальциево-натриевые, иногда гидрокарбонатные натриевые с минерализацией от 0,5 до 2 *г/л* при жесткости до 11 *мг-экв/л*.

Краевые части Нижне-Аргунского артезианского бассейна сложены нижне-среднеюрскими конгломератами с прослоями аркозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 200—250 *м*, а центральная часть — нижнемеловыми отложениями, в составе которых, по Ю. П. Писцову, в основании выделяется толща конгломератов и конглобрекчий мощностью до 300 *м*. Выше находится алевролитовая толща с прослоями песчаников и аргиллитов мощностью 700—800 *м*. Она перекрывается угленосными отложениями, представленными бурыми углями, гравелитами, конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Толща имеет мощность 300—350 *м*. Разрез этих отложений заканчивается эффузивно-туфогенной толщей мощностью 250—300 *м*, состоящей из туфогенных песчаников и кислых эффузивов.

В разрезе нижнемеловых отложений, по В. И. Овчаренко, можно выделить два водоносных комплекса. Первый приурочен к эффузивно туфогенным породам и развит преимущественно в южной и центральной части бассейна. Обводненность пород невысокая, дебит источников, приуроченных к трещинно-пластовым водам этого комплекса, колеблется от 1 до 2—3 *л/сек*. По составу воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и кальциево-натриевые; жесткость их составляет 0,4—0,6 *мг-экв/л*. Второй, нижний водоносный комплекс, приурочен к конгломератовой и железорудной продуктивной толщам и наиболее изучен в районе Березовского месторождения. Водоносными в нем являются пористые конгломераты, конглобрекчии и осадочные брекчии с сидеритом. Мощность второго комплекса изменяется от 80 до 300 *м*. В западной части бассейна породы нижнего комплекса выходят на поверхность и приуроченные к ним воды характеризуются свободным режимом. В центральной части бассейна породы погружаются на глубину до 300 *м* под перекрывающую толщу алевролитов, в связи с чем воды приобретают напорный характер. Величина напора составляет 40—60 *м*. Общее понижение уровня трещинно-пластовых вод происходит с юга на северо-восток, т. е. согласно с направлением течения р. Аргуни. В некоторых скважинах пьезометрический уровень вод поднимается выше поверхности земли, дебит их при этом составляет 1,2—2,3 *л/сек*. При опытной откачке в одной из скважин был получен дебит 1,14 *л/сек* при понижении уровня на 2 и 6 *м*. По данным И. И. Муратовой и Ю. П. Писцова, коэффициент фильтрации пород описываемой толщи равен 0,9 *м/сек*. По химическому составу воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,7 *г/л* и жесткостью до 8 *мг-экв/л*. Относительно высокая минерализация этих вод, по сравнению с водами верхнего водоносного комплекса, возможно, объ-

ясняется присутствием в них свободной углекислоты в количестве 0,1 *г/л* и железа до 1,5 *мг/л*. Не исключено, что на значительной глубине вследствие постепенного увеличения содержания в водах этих компонентов, они приобретут железисто-углекислый состав и большую минерализацию. Трещинно-пластовые воды нижне-среднеюрских отложений дают на поверхности выходы источников с дебитом 0,5—2,5—3,5 *л/сек*. Водоносность глубоких горизонтов этих отложений не изучена.

На юге территории Читинской области, в пределах северной окраины Центральной Азиатской впадины расположены бессточные артезианские бассейны монгольского типа — Торейский и Дурулгуевский.

Торейский артезианский бассейн приурочен к впадине, занятой горько-солеными Зун- и Бурун-Торейскими озерами. Геологическое строение и гидрогеологические особенности его изучены очень слабо. В различное время в районе Торейского бассейна проводили исследования А. П. Герасимов, В. И. Руднев, С. А. Музылев, М. П. Карбасников, С. В. Комиссаров, Г. Е. Рябухин, А. А. Маккавеев, Н. А. Маринов, С. М. Сидельников и Д. Д. Савченко. Однако подземные воды в нижнемеловых отложениях впервые были вскрыты здесь С. В. Комиссаровым лишь в 1932 г. Первая скважина была пройдена до глубины 85 *м* в 2 *км* северо-восточнее пос. Кулусутай. Она встретила два водоносных горизонта в нижнемеловых песчаниках, залегающих под андезито-базальтами. Первый горизонт мощностью 1 *м* был вскрыт на глубине 66 *м*, а второй на глубине 77,2 *м*. Его мощность равна 1,4 *м*. Пьезометрические уровни обоих горизонтов установились на глубине 15 *м*. Дебит скважины составляет около 0,5 *л/сек* при понижении уровня на 5 *м*. Вторая скважина была пройдена севернее оз. М. Булгунда и имела глубину 127,76 *м*. Первый водоносный горизонт вскрыт ею в сланцах на глубине 75 *м*, а второй на 118 *м* тоже в сланцах, но с прослойками грубозернистого песчаника. Пьезометрический уровень этих горизонтов установился на 2,3 *м* ниже поверхности земли. Дебит скважины составил около 0,8 *л/сек* при понижении уровня на 16,3 *м*. Вода в обеих скважинах оказалась солоноватой.

В 1937 г. в восточной части артезианского бассейна была заложена скважина. Она имела глубину всего лишь 28,2 *м* и уже на 14,8 *м* в разнозернистых озерных песках встретила напорную минеральную углекислую воду ессентукского типа. Выходы подобных вод по восточному берегу этого озера известны еще в ряде пунктов. Приуроченность их к одному берегу и линейное расположение свидетельствуют о наличии вдоль восточного берега оз. Зун-Торей крупной зоны тектонического нарушения, по которой из глубины поднимается свободная углекислота.

Как уже отмечалось выше, в распределении фаций мезозойских континентальных отложений межгорных впадин области наблюдается определенная закономерность, заключающаяся в том, что грубозернистые разности пород в виде песчаников, конгломератов и гравелитов развиты, как правило, в краевых частях котловин и в основании разреза, а тонкозернистые — преимущественно в центральных частях котловин. В соответствии с этим наибольшие ресурсы подземных вод формируются в краевых частях котловин; скважины, заложенные в этих местах, обычно имеют высокий дебит при весьма небольших понижениях уровня воды.

В целом описываемые породы могут быть охарактеризованы как водообильные, особенно в межгорных бассейнах Центрального Забайкалья, где они представлены преимущественно более грубыми разностями, характеризующимися высокой водоотдачей. Несколько иная картина наблюдается в крупных артезианских бассейнах, в составе отложений которых широким распространением пользуются тонкозернистые разности

пород. Дебит скважин, пройденных в этих породах является небольшим даже при значительных понижениях уровня.

Частая перемежаемость пород в разрезе и быстрая смена их состава по простиранию не позволяют выделить в составе этих отложений выдержанные в пределах артезианских бассейнов водоносные горизонты. Фактический материал свидетельствует о том, что межгорные бассейны, выполненные континентальными верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, следует рассматривать как единую водонапорную систему, в пределах которой все водоносные горизонты являются гидравлически связанными. Только этим можно объяснить наличие единой пьезометрической поверхности подземных вод нескольких водоносных горизонтов, вскрываемых скважинами.

Пополнение запасов подземных вод мезозойских отложений межгорных артезианских бассейнов происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, осуществляющейся в местах выхода их на дневную поверхность при условии отсутствия мерзлой зоны. Однако основное питание подземные воды этих пород получают главным образом за счет трещинных вод, поступающих со стороны обрамляющих бассейны хребтов, сложенных осадочно-метаморфическими, интрузивными и вулканогенными образованиями. Вследствие высокого положения областей питания формирующиеся в мезозойских отложениях подземные воды отличаются напорным режимом. Образованию напора способствует наличие относительно водоупорных пород в виде глин, глинистых сланцев, аргиллитов или промороженных пород в области развития мерзлой зоны. Высота напора, как правило, возрастает от периферических частей артезианских бассейнов к центральным их частям. Как мы видели, в некоторых бассейнах (Нерчуганском) она достигает 18 *м* выше поверхности земли.

По химическому составу подземные воды описываемых отложений артезианских бассейнов являются пресными, преимущественно гидрокарбонатными натриево-кальциевыми, и реже сульфатно-гидрокарбонатными кальциево-натриевыми, сформировавшимися за счет выщелачивания водовмещающих пород и пород зоны аэрации. Атмосферные осадки просачиваются через эти породы, прежде чем достичь горизонта подземных вод. Наиболее слабоминерализованные воды описываемых отложений с минерализацией 0,1—0,2 *г/л* находятся в бассейнах Центрального Забайкалья, где выпадает наибольшее количество атмосферных осадков и, по-видимому, широко проявляются процессы конденсации влаги из атмосферы воздуха, оказывающие влияние на минерализацию и состав подземных вод. Низкая минерализация их здесь объясняется также и расчлененностью рельефа, вследствие чего время соприкосновения пород и фильтрующихся в них подземных вод является незначительным. Поэтому воды не могут достаточно сильно обогатиться солями. По направлению на восток и юго-восток высокогорный рельеф Центрального Забайкалья постепенно сменяется средне- и низкогорным, а затем мелкосопочным и пологохолмистым степным рельефом юго-восточной части области. Количество атмосферных осадков здесь довольно резко сокращается. Эти особенности природных условий области сразу сказываются и на увеличении минерализации и на изменении состава подземных вод межгорных артезианских бассейнов. Особенно значительным это изменение является в нижнемеловых отложениях Торейской котловины, где установлены солоноватые воды с плотным остатком более 1 *г/л*.

Всеми исследователями отмечается постепенное возрастание минерализации подземных вод артезианских бассейнов от их бортов к центральным частям, где она достигает максимальной величины. Вместе

с изменением минерализации наблюдается и изменение состава воды. Если в краевых частях бассейнов эти воды чаще всего имеют гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав, то в центральных они обычно сменяются сульфатно-гидрокарбонатными кальциево-натриевыми, а в Торейском бассейне и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридными кальциево-натриевыми.

Четкая вертикальная химическая зональность подземных вод описываемых отложений установлена для очень немногих бассейнов, как, например, для Читинского, Балейского и Харанорского. Это объясняется главным образом слабой их гидрогеологической изученностью. Как правило, при мощности выполняющих их мезозойских отложений, равной 1000—1800 *м*, подземные воды здесь обычно вскрываются лишь на глубине 100—300 *м*.

Гидрогеологическая формация палеогеновых и неогеновых терригенных отложений

Осадочные отложения палеоген-неогенового возраста пользуются в пределах Читинской области крайне ограниченным распространением, слагая верхнюю часть чехла некоторых артезианских бассейнов. Сюда относятся следующие бассейны: Нерчуганский, Оловский, Шилкинский, Ундино-Даинский, Тургинский, Борзинский, Урулюнгуйский и Торейский. Еще реже отложения данного возраста отмечаются по склонам горных хребтов, где их накопление связано с деятельностью временных потоков В северной группе артезианских бассейнов (включая Нерчинский и Оловский) палеоген-неогеновые отложения на большей площади их развития проморожены на полную мощность, а в большинстве других водоносность пород не изучена или изучена крайне недостаточно. Чаще всего палеоген-неогеновые отложения выступают на поверхность в краевых частях бассейнов, где чехол древних четвертичных отложений смыт. Однако в таких местах естественные водопункты, как правило, очень редки. Породы данного комплекса, имея ограниченное распространение по площади и занимая более высокое гипсометрическое положение в рельефе, дренируются глубоко врезанными древними и современными долинами, выполненными аллювиальными отложениями (Тургинская впадина). В более пониженных участках рельефа здесь вскрываются безнапорные и напорные пластово-поровые воды. По данным Н. Л. Кудрявцевой (1940) и других исследователей, водоносные породы представлены конгломератами, галечниками, песками, а иногда и песчаными глинами. В южной части Восточного Забайкалья, на границе с Монголией (Цаган-Норская впадина, долины рек Шарасуна, Хаберги и др.) водоносный комплекс залегает на глубине от 9 до 37 *м*. Максимальные притоки воды в скважины не превышали здесь 1,2 *л/сек* при понижениях уровня от 5 до 20 *м* (табл. 56). Наибольшей водообильностью характеризуются слабо сцементированные галечники, менее водообильны пески и конгломераты. По отдельным скважинам величина напора превышает 20 *м*.

Несколько ближе от поверхности водоносные породы этого комплекса залегают на юго-восточном склоне Нерчинского хребта и в южной части Урулюнгуйской впадины. Шурфами и колодцами он вскрыт на глубине от 3 до 6 *м*. Притоки воды в шурфы из конгломератов определяются обычно десятыми долями литра в секунду.

Относительно повышенным дебитом характеризуются редкие источники. Максимальный дебит одного из них, расположенного в основании северного склона Нерчинского хребта, составляет 4,8 *л/сек*.

Таблица 56

Сведения о водоносности пород палеоген-неогенового комплекса Восточного Забайкалья

(по данным Н. Л. Кудрявцевой)

Авторские номера скважин, шурфов	Местоположение	Литологический состав водоносных пород	Глубина залегания, *м*		Статический уровень, *м*	Понижение, *м*	Дебит, *л/сек*
			от	до			
С-92	Цаган-Норская впадина	Галечники	37,2	—	37,2	6 13 19	0,3 0,8 1,2
С-89	То же	Галька и гравий	29,7	—	7,7	1,6 3,9 4,7	0,4 1 1,2
С-151	Река Шарасун	Конгломераты	13,2	47,7	—	1,0 2,5 3,0	0,05 0,12 0,15
С-152	То же	То же	26,3	33	—	1 5	0,11 0,66
С-115	Пос. Хаберга	Пески глинистые с гравием	20,5	21,2	0,1	1 5,3 10,6	0,3 0,26 0,32
Ш-156		Песок мелкозернистый	14			—	—
Ш-153		То же	9,6		9,25	—	—

Химический состав подземных вод палеоген-неогеновых отложений — сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый или кальциевый с минерализацией от 0,5 до 1 *г/л*. На юго-восточном склоне Нерчинского хребта и в южной части Урулюнгуйской депрессии величина минерализации воды определяется в 0,35—0,46 *г/л*. При движении к югу в силу широтной гидрохимической зональности подземных вод минерализация возрастает.

Питание палеоген-неогенового водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод, проникающих сквозь толщу рыхлых отложений. Некоторую роль в пополнении могут играть также воды неоген-нижнечетвертичного, нижне-среднечетвертичного и современного четвертичного водоносных комплексов и горизонтов. Повышенное содержание сульфатов, хлоридов и натрия обусловлено в ряде случаев замедленным характером движения воды, широким развитием глинистых отложений, перекрывающих и подстилающих водовмещающие породы, а также интенсивным испарением. Наиболее типичны такие условия для южной части Восточного Забайкалья, где формирование химического состава подземных вод происходит в бессточных впадинах. При движении еще дальше к югу, в бессточных впадинах Монгольской Народной Республики, минерализация подземных вод палеоген-неогенового комплекса повышается до 5 *г/л*. В ее пределах химический состав подземных вод описываемого комплекса непостоянный и зависит от степени засоленности или промытости пород.

Подземные воды палеоген-неогенового водоносного комплекса, имея весьма ограниченное распространение, эксплуатируются в настоящее время небольшим количеством колодцев и используются местным населением для питьевых и хозяйственных целей.

Водоносный комплекс неоген-нижнечетвертичных отложений

Отложения неоген-нижнечетвертичного комплекса слагают верхнюю часть разреза чехла некоторых тектонических впадин.

Эти образования представлены типичными озерными и озерно-аллювиальными фациями. Отложения древней озерно-речной сети наиболее характерны для Ундино-Ононского прогиба, а также для Тургинской, Урулюнгуйской и Торейской впадин.

Ундино-Ононский прогиб протягивается на несколько десятков километров по левобережью Онона от с. Будулан на юго-западе до с. Караксары на северо-востоке. В морфологическом отношении — это аллювиальная равнина со степным ландшафтом, поверхность которой возвышается на 50—80 *м* над урезом воды р. Онона. С северо-запада и юго-востока она ограничена мелкосопочником. Обнажения древних озерно-аллювиальных отложений встречаются в чашеобразных котловинах выдувания. Палеозойский фундамент Ундино-Ононского прогиба имеет довольно сложное строение. В ряде мест он рассечен серией разрывных нарушений, протягивающихся вкрест простирания прогиба. Часть отдельных блоков фундамента опущена на большую глубину, другая часть приподнята. В местах погружения мощность пород чехла превышает 300—500 *м* (Зорин, 1960), а в местах поднятия фундамент местами обнажен или прикрыт незначительным слоем рыхлых отложений. При движении с северо-востока на юго-запад в пределах Ундино-Ононского прогиба отчетливо выделяются три тектонические впадины, выполненные с поверхности верхненеогеновыми — нижнечетвертичными и нижне-среднечетвертичными отложениями. Они представляют собой малые замкнутые артезианские бассейны: Боржигентайский (60), Цугуловский (65) и Цасучеевский (73).

Боржигентайский артезианский бассейн расположен к западу от пос. Усть-Улятуй. На юго-востоке он ограничен Аргалейским хребтом, на востоке — долиной Онона, а на западе — горой Хан-Ула. Площадь бассейна равна около 100 *км*². Верхненеогеновый — нижнечетвертичный комплекс представлен песками и галечниками. Водоносный горизонт залегает на глубине от 5 до 15 *м*. Его мощность, производительность, а также состав воды не изучены.

Цугуловский артезианский бассейн отделен от Боржигентайского узким выступом фундамента, сложенного нижнекаменноугольными гранитоидами и слабометаморфизованными сланцами. В отложениях описываемого комплекса, по материалам О. В. Сосницкого (1961), установлено три водоносных горизонта.

Первый — надмерзлотный водоносный горизонт связан с древними четвертичными песчано-глинистыми отложениями, которые с глубины 1,9—2,5 *м* находятся в мерзлом состоянии. Зеркало подземных вод расположено на глубине 1,9—2,4 *м* от поверхности. Мощность водоносного горизонта равна 0,1—0,8 *м*. Второй — подмерзлотный водоносный горизонт приурочен к верхненеогеновым — нижнечетвертичным галечникам, фациально замещающимся глинистыми песками. Глубина залегания кровли водоносных пород составляет 7—10 *м*, мощность — 1,2—6 *м*. Горизонт перекрыт сверху толщей многолетнемерзлых глин. Воды обладают слабым напором, измеряемым от 0,5 до 2,5 *м*. Третий водоносный горизонт представлен песчано-гравийными отложениями, залегающими на глубине от 18 до 19 *м*. Величина напора равна 9,8 *м*. Перечисленные водоносные горизонты по простиранию не выдержаны.

Водоупорным ложем пластовых вод обычно являются влажные глины. Степень водообильности глинистых песков, как показали пробные

откачки из скважин, является невысокой. Максимальные притоки воды составляют не более 1 *л/сек*. В крупнозернистых песках с гравием возможно получение дебита до 5 *л/сек*.

Минерализация подземных вод Цугуловского артезианского бассейна не превышает 1 *г/л*. Исключение составляют лишь воды первого горизонта, где в бессточных котловинах концентрация солей может достигать 3—4 *г/л*. Воды Цугуловского бассейна характеризуются гидрокарбонатным кальциевым или сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом.

Цасучеевский артезианский бассейн располагается в крупной тектонической впадине, охватывающей лево- и правобережье р. Онона на широтном отрезке его течения. С поверхности впадина выполнена песками, переслаивающимися с гравием и галечниками. Мощность отложений описываемого комплекса определяется в 80 *м*. В пределах артезианского бассейна выделяется несколько водоносных горизонтов, которые не выдержаны по простиранию.

Первый водоносный горизонт вскрыт на глубине 1,8—3,8 *м* в центральной и западной части бассейна несколькими шурфами и колодцами в галечниках с песком и гравием. Его прослеженная мощность равна 0,5—1,0 *м*. Воды безнапорные. Второй и третий водоносные горизонты залегают соответственно на глубинах 17 и 25 *м*. Воды напорные. Величина напора достигает 16,5 *м*. Суммарный приток воды в скважину был равен 0,65 *л/сек* при понижении уровня на 0,4 *м*. Четвертый водоносный горизонт залегает на глубине около 50 *м*. Его производительность незначительна. Мощность водоносных горизонтов определяется несколькими метрами. В долине Онона с породами описываемого водоносного комплекса связан ряд источников, имеющих обычно рассеянный характер выхода. Дебит некоторых из них достигает 10—15 *л/сек*. Подземные воды водоносного комплекса характеризуются сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом с величиной минерализации 0,5—0,7 *г/л*. Общая жесткость их составляет обычно 3—4, реже 5—6 *мг-экв/л*. Используются они в ряде населенных пунктов для хозяйственного водоснабжения.

Несколько восточнее Ундино-Ононского прогиба в относительно крупной тектонической впадине располагается Тургинский артезианский бассейн (71). С юго-запада он ограничен отрогами хр. Адун-Чалон, с северо-запада и севера Ононским, а с востока Кукульбейским хребтами. В своей южной части Тургинский бассейн сочленяется с более крупным Харанорским через узкую перемычку, сложенную верхнеюрскими эффузивами, нижнекаменноугольными сланцами и песчаниками, а также верхнепалеозойскими гранитоидами. Средняя протяженность бассейна в направлении северо-восток — юго-запад составляет 40 *км*, а в направлении запад-восток — 18 *км*.

В северной части бассейна его поверхность представляет слегка всхолмленную равнину, наклоненную к югу и рассеченную современными долинами с широкими днищами и почти плоскими водораздельными пространствами. В центральной и южной частях, в особенности на левобережье Турги, поверхность депрессии почти плоская. Чехол артезианского бассейна представлен мезозойскими песчано-сланцевыми образованиями, перекрытыми сверху мощной толщей четвертичных и, вероятно, верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений, представленных галечниками, темно-серыми иловатыми суглинками озерного происхождения, реже — глинами. Мощность отложений данного комплекса увеличивается от периферии депрессии к ее центру и составляет в среднем 30—

40 *м*, максимально 50 *м*. В отложениях данного комплекса установлено два водоносных горизонта.

Первый — надмерзлотный залегает на глубине до 3—4 *м* от поверхности на кровле многолетнемерзлых пород. Мощность и производительность его невелики. Наряду с гидрокарбонатными кальциевыми водами широким развитием здесь пользуются магниевые и натриевые воды с величиной минерализации, превышающей иногда 1 *г/л*. Солоноватые натриевые воды наиболее характерны для замкнутых котловин, где, как правило, располагаются соленые озера.

Второй водоносный горизонт залегает на глубине около 20 *м* Он вскрыт в мелкозернистых песках, залегающих среди иловатых суглинков, в северной части Тургинского бассейна (пос. Олокой). Мощность водоносного горизонта равна 1,5—2 *м*. Воды напорные. Величина напора достигает 20 *м*. С данным водоносным горизонтом связано несколько источников, расположенных в левом борту долины р. Турги в районе устья р. Б. Соктуя. Выход воды на поверхность происходит из темно-серых суглинков с щебнем метаморфических сланцев, прикрывающих мощным слоем породы мезозойского возраста. Дебит одного из наиболее крупных источников определяется в 20 *л/сек*. Воды мезозойских пород дают здесь, по-видимому, мощный ток воды в рыхлые отложения. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый с величиной минерализации 0,2—0,5 *г/л*. Встречаются также магниевые и натриевые воды Для магниевых вод величина минерализации определяется в 0,5—1 *г/л*, а для натриевых 0,5—1,2 *г/л* (Богомолов, 1958).

В Западно-Урулюнгуйском (75) артезианском бассейне отложения описываемого комплекса представлены песками, суглинками, глинами и галечниками. Мощность пород составляет около 50 *м*. Подземные воды вскрываются на глубине от 2 до 40 *м*. Воды, как правило, напорные. Уровень воды устанавливается в большинстве случаев на 2—5 *м* ниже поверхности земли. Колебания удельного дебита скважин составляют 0,08—0,6 *л/сек*. По составу преобладают гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые подземные воды с минерализацией 0,2—1 *г/л*. Величина общей жесткости равна 2,5—5 *мг-экв/л*

В Борзинском артезианском бассейне (74), расположенном к юго-востоку от Тургино-Харанорского, в нижне-среднечетвертичных и верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложениях устанавливается два водоносных горизонта, залегающих на глубине 15—20 *м*. Воды напорные. Величины напоров колеблются от 10 до 15 *м*. Притоки воды в скважины при понижении уровня на 1,5—7 *м* составляют 0,6—1,6 *л/сек*. Химический состав вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый с величиной минерализации 0,5—1 *г/л* и общей жесткостью 6 *мг-экв/л*.

В Торейском артезианском бассейне (79) озерно-аллювиальные отложения описываемого комплекса представлены глинами, суглинками и песками с примесью гравия и гальки (Кудрявцева и др., 1940). Иногда здесь отмечаются пестроцветные глины, содержащие обломки молодых эффузивов. Мощность отложений данного комплекса увеличивается от периферии впадины к ее центру. В разрезе озерно-аллювиальных отложений данного артезианского бассейна установлено несколько очень невыдержанных по простиранию и мощности водоносных горизонтов. Наряду с водоносными прослоями в несколько сантиметров отмечаются водоносные горизонты с мощностью в 20—25 *м*. В основном это разнозернистые пески с гравием, галькой или щебнем, реже — более тонкозернистые разности (табл. 57). Водоносность пород слабая. При понижениях уровня от 0,4 до 18 *м* притоки воды в скважины определяются сотыми или десятыми долями литра в секунду и как исключение достигают

Таблица 57

Сведения о водоносности озерно-аллювиальных отложений для южной части Восточного Забайкалья
(по данным Н. Л. Кудрявцевой)

Номера скважин (по автору)	Литологический состав водоносных пород	Глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Статический уровень, *м*	Напор, *м*	Понижение, *м*	Дебит, *л/сек*
87	Супесь с гравием	2,2	2,2	0	0,4	0,01
102	Песок с гравием и галькой, суглинок	14,5	1,1	13,4	0,4	0,01
157	Супесь и суглинок со щебнем	15,3	1,5	13,8	7,1	0,5
174	То же	1,4	1,4	0	0,8	1,3
24	Песок	2,2 29	2,2 2,9	0 26,8	— 3,15 4,15	— 0,12 0,25
66	Песок гравелистый	3,75	3,75	—	—	—
	Песок с гравием	21,8	5,0	16,8	5,0 10,0 20,0	0,01 0,02 0,03
94	Суглинок с гравием	10,0	5,5	4,5	1,5 3,0	0,02 0,06
118	Глина с гравием	30,3	+0,2*	30,5	1,12 2,17	0,25 0,04
2	Песок гравелистый	1,2	1,3	—	1,25	0,8
13	То же	10	8	2	12	6,95
6	Супесь со щебнем	4,2	4,1	0,05	3	0,53
11	Глина песчанистая	7	7	—	14	0,28
2	Песок глинистый	2,1	2,1	—	4,57 2,19	0,04 0,06
21	Песок со щебнем	0,9 11,1	0,9 1,6	— 9,46	1,0 2,1	0,11 0,17
24	Гравий песчанистый	1,3 21,1	1,3 1,3	— 19,8	7,35 10,83 18,06	0,002 0,009 0,04
32	Глина с гравием	15,8	+0,5*	16,32	1,00 1,34 1,83	0,32 0,45 0,71

* Цифра со знаком + (плюс) означает, что уровень воды установился выше поверхности земли.

6—7 *л/сек*. Наибольшей водоносностью характеризуются гравийные пески. Как правило, воды обладают значительным напором, достигающим 15—25 *м*. Имеются самоизливающиеся скважины.

Наряду с озёрно-речными отложениями в пределах Торейского артезианского бассейна имеются древние и современные озерные осадки. Они характеризуются ограниченным распространением и в основном представлены иловатыми и песчанистыми глинами с редкими прослойками и линзами мелкозернистого песка, супеси, суглинка и гравия.

Более грубый обломочный материал преобладает обычно в краевых частях впадин. Мощность отложений колеблется от 6 до 30 *м* (оз. Зун-Торей), составляя чаще всего 10—15 *м*. Водоносность озерных отложений связана с мелкозернистыми песками, среди которых иногда имеются пески — плывуны, залегающие ниже мерзлой зоны (глубина 12 *м*). Их мощность равна 1,6—7,7 *м*. У восточного края оз. Зун-Торей водоносные горизонты вскрываются скважинами на глубинах 14,2 и 22,6 *м* (два самостоятельных горизонта), в центральной части котловины — на глубине 20 *м*. Воды обладают высоким напором, скважины самоизливаются, причем пьезометрический уровень устанавливается выше поверхности земли на 0,4—1,6 *м*. Притоки воды в скважины в краевой части впадины составляют 0,3—0,5 *л/сек* при понижении уровня на 3—5 *м*, а в центральной — до 1,8 *л/сек* при понижении на 2,2 *м* (Кудрявцева и др., 1940). Неглубокозалегающие надмерзлотные и грунтовые воды эксплуатируются колодцами, часть из которых отличается высокой производительностью. Удельный дебит в одном из них превышает 0,6 *л/сек*, но в основном он редко достигает 0,2 *л/сек* и максимально 0,5—1,5 *л/сек* (табл. 58)

Таблица 58

Сведения о водоносности озерно-аллювиальных отложений южной части Восточного Забайкалья

(по данным Н. Л Кудрявцевой)

Номера колодцев (по автору)	Понижение, *м*	Дебит, *л/сек*	Время наблюдений	Номера колодцев (по автору)	Понижение, *м*	Дебит, *л/сек*	Время наблюдений
98а	1	0,07	X	142	1,0	0,5	VIII
	1,3	0,07	VII		0,4	0,73	IX
91	1,4	0,01	X		1,08	0,8	II
	5,06	0,01	VII		1,05	0,44	III
81	0,6	1,0	IX	10	2,0	0,18	II
	0,5	0,75	I	3	0,2	1,5	XI
	1,0	0,4		6	0,35	0,26	
	2,14	0,37	VII	4	0,81	0,02	III
29	0,59	0,06	VIII	66	1,00	0,37	Нет сведений
	1,15	0,43	III				
30	0,7	0,38	IX		1,5	0,44	
	1,15	0,45	VIII	111	0,25	0,43	"
68	0,86	0,13	XI		0,5	1,5	
	0,80	0,13	II	40	0,5	0,31	"
	0,36	0,16	IV	46	1,0	0,02	
	0,55	0,22	VIII				

Повышенную водообильность имеют пески с гравием и галькой. Источники, связанные с отмеченным водоносным комплексом, редки. Подземные воды озерно-речных и озерных отложений по составу относятся к гидрокарбонатным натриево-кальциевым и кальциево-натриевым (табл. 59—60), реже сульфатно- или хлоридно-гидрокарбонатным кальциево-натриевым. Минерализация их составляет 0,4—0,7 *г/л* (Стрелковский, 1936). В районе бессточных котловин * концентрация солей в водах неглубокозалегающих водоносных горизонтов в непосредственной близости от соленых озер повышается до 1,3—3,6 *г/л* и они характеризуются, как правило, натриевым составом.

Питание неоген-нижнечетвертичного водоносного комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков, просачивающихся сквозь толщу

* В настоящее время вследствие повышения уровня воды на 6—8 *м* Торейская впадина затоплена (*прим. ред.*).

Таблица 59

Химический состав подземных вод неоген-нижнечетвертичного водоносного комплекса Восточное Забайкалье

Местоположение водопункта	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2, *мг/л*
									Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
Источник вблизи оз. Горбунова	—	Озерно-аллювиальные отложения Ундино-Ононской впадины	28/IX 1951 г.	7,2	13	5,9	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,58 9	49 1,02 16	Нет	Нет сведений	293 4,8 75	8 0,35 5	Нет	92 4,59 72	17 1,39 22	Нет	2 0,07 1	8
Колодец в 5 *км* на юго-восток от оз. Цаган-Торум	0,5	То же	20/V 1951 г.	7,4	12	5,9	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	47 1,32 22	124 2,58 42	"	"	134 2,2 36	3 0,13 2	"	82 4,09 68	22 1,87 30	"	0,3 0,01	23
Шурф в Цаган-Норской впадине	14,5	Озерно-аллювиальные отложения (пески, щебень)	24/VII 1936 г.	7	3	4,2	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	17 0,48 7,3	9 0,19 3	1	"	351 5,75 90	51 2,22 35	0,3	84* 4,2 65		"	0,02	Нет
Скважина в Цаган-Норской впадине	18,2	Озерно-аллювиальные отложения (глины, супесн, пески)	24/VII 1936 г.	7,4	1	2,4	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 2	11 0,23 5	Нет	"	269 4,41 93	54 2,35 50	Нет	5* 2,4 50		"	Нет	"
Скважина на восточном берегу оз. Хан-Харонор	12,8	Супесь и глина с гравием и щебнем	20/VIII 1936 г,	7,9	1	15,6	6,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3124 88 78	660 13,7 12	1	"	674 11,05 10	1995 86,75 77	"	314* 15,65 23		"	0,04	"
Источник в 2 *км* к северо-востоку от фермы колхоза «Заря»	—	Озерно-аллювиальные отложения	4/IV 1936 г.	8,2	Нет сведений	6,0	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	29 0,81 11	Нет	1	"	395 6,66 89	34 1,48 18	"	120* 5,99 82		"	0,2	"
Колодец на 1 террасе оз. Зун-Торей	1,3	Озерно-аллювиальные отложения	17/X 1937 г.	7,2	12	4,5	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	20 0,56 7	53 1,1 15	2 0,03 1	"	349 5,7 77	66 2,87 39	0,4 0,02 1	91* 4,5 60		Нет	0,4	Нет
Колодец на левом берегу р. Уточки	1,4	То же	23/XI 1937 г.	7,6	13	7,7	1,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	30 8,49 27	28 5,85 19	0,6	"	1035 16,96 54	541 23,52 75	1	156* 7,78 25		"	0,1	"
Колодец в пади Хара-Торум	3,0—3,6	" "	23/XI 1937 г.	7,8	11	7,4	3,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	391 11 23	785 16,3 34	0,7	"	1215 19,9 43	910 39,57 84	0,1	50 2,5 5	61 5,13 11	"	Нет	"
Скважина на террасе оз. Зун-Торей	1,5	Гравелистые пески и песчаная глина	23/XI 1937 г.	8,0	10	7,8	1,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	57 1,6 8	210 4,37 22	1	"	845 13,85 70	275 11,96 60	0,9	27 1,35 7	79 6,51 33	0,4	Нет	"
Источник в пойме оз. Зун-Торей		Озерно-аллювиальные отложения	3/IX 1937 г.	7,4	0,2	7,1	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	18 0,5 5	50 1,04 11	7 0,1 1	"	510 8,36 83	65 2,83 28	Нет	15* 7,17 72		Нет	"	"
Скважина на перешейке между озерами Зун- и Барун-Торей	5,3	Пески разнозернистые с галькой и супесью	27/X 1937 г.	7,4	5	2,6	1,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	93 2,62 14	139 2,89 18	0,44	"	677 11,1 68	321 13,94 84	0,6	13* 2,67 16		0,1	0,1	"
		Озерные отложения	Нет сведений	8,1	5	1,7	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	29 0,82 8	21 0,44 4	1	"	602 9,87 88	204 8,87 79	8 0,44 5	36 1,82 16		2	Нет	"

* Сумма кальция и магния.

Химический состав подземных вод неоген-нижнечетвертичного водоносного

Местоположение	Литологический состав водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*
Правый склон долины р. Тургн, в 3,6 *км* на ЮВ от с. Улан-Цацик	Средний суглинок	22/VIII 1958 г.	6,6	16	10,5	3,8
У подножия правого склона долины р. Тургн, в 2,5 *км* от с. Улан-Цацик	Галечники с песчаным заполнителем	22/VIII 1958 г.	8,4	6	7	0,7
Долина р. Тургн, колодец (2,0)	Галечники	22/VIII 1958 г.	7,2	6	4,9	0,4
Левый склон долины р. Тургн, северо-западная окраина оз. Цаган-Нор	Разнозернистый песок с мелкой галькой	10/IX 1958 г.	7,2	7	2,8	0,3
Левый склон долины р. Соктуй, вблизи ее устья	Галечник с песком	22 VIII 1958 г.	7,6	6	3,7	0,4
Левый берег р. Тургн, южная окраина оз. Цаган-Нор	Разнозернистый песок с галькой	10 IX 1958 г.	7,9	8	3,8	0,4
Правый берег р. Тургн, в 3,5 *км* к северо-западу	Разнозернистый песок с мелкой галькой	10/IX 1958 г.	7,6	7	3,1	0,3
Левый склон долины р. Тургн, в 3,5 *км* от совхоза «Тургa» к востоку	Черные иловатые суглинки и супеси	10/IX 1958 г.	7,6	8,0	3	0,3
Правый склон р. Цунгурок, в 3,5 *км* от ст. Безречная	Пески и супеси с галькой	10/IX 1958 г.	7,2	7	6	0,6

рыхлых отложений в пределах внутренних областей питания, а также за счет подтока подземных вод со стороны гидрогеологических массивов.

В зависимости от положения водоносных пород в геологическом разрезе находятся особенности химического состава и минерализации подземных вод. Как видно из приведенного выше фактического материала, в центральных и южных районах Восточного Забайкалья (Цугуловский, Цасучеевский, Тургинский и Борзинский артезианские бассейны) в относительно глубокозалегающих пластах и горизонтах (10—30 *м*) подземные воды характеризуются преимущественно гидрокарбонатным кальциевым, магниево-кальциевым и сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом с минерализацией 0,5—1 *г/л*. Гидрокарбонатные магниевые и натриевые воды с минерализацией 0,5—1,2 *г/л* имеют подчиненное значение. При движении на юг состав вод сменяется сначала

Таблица 60

комплекса Восточного Забайкалья. Тургинская депрессия

Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2
	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
мг/л	18	4	Нет	Нет	2782	842	1	78	81	Нет	Нет	9
мг-экв/л	0,5	0,08	сведе-	сведе-	46,6	36,61		3,89	6,68			
% · *экв*	1	1	ний	ний	98	78		8	4			
мг/л	5	20	То же	То же	558	62	Следы	86	33	»	»	10
мг-экв/л	0,14	0,42			9,14	2,7		4,29	2,71			
% · *экв*	1	4			95	28		44	28			
мг/л	11	25	»	»	290	12	0,2	14	52	0,8	Следы	10
мг-экв/л	0,3	0,52			4,73	0,53		0,7	4,28	0,04		
% · *экв*	6	9			85	10		12	77	1		
мг/л	5	25	»	»	183	20	Нет	36	12	Нет	Нет	10
мг-экв/л	0,14	0,52			3	0,87		1,8	0,99			
% · *экв*	4	14			82	24		49	27			
мг/л	7	25	»	»	281	37	0,2	49	15	Следы	0,8	10
мг-экв/л	0,2	0,52			4,6	1,61		0,45	1,23		0,3	
% · *экв*	4	10			86	30		46	23		1	
мг/л	5	25	»	»	256	24	0,2	50	16	Нет	Нет	10
мг-экв/л	0,14	0,52			4,2	1,04		2,5	1,32			
% · *экв*	3	11			86	21		52	27			
мг/л	10	25	»	»	214	28	Нет	39	14	»	»	1
мг-экв/л	0,28	0,52			3,5	1,21		1,94	1,15			
% · *экв*	7	12			81	28		45	27			
мг/л	7	25	»	»	201	23	Нет	36	15	Нет	Нет	10
мг-экв/л	0,2	0,52			3,31	1		1,8	1,23			
% · *экв*	5	13			82	25		45	30			
мг/л	5	10	»	»	476	47	»	71	31	»	0,3	10
мг-экв/л	0,14	0,21			7,8	2,04		3,55	2,55			
% · *экв*	2	2			96	25		43	32			

на гидрокарбонатный натриево-кальциевый, а затем на сульфатно- или хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый примерно при тех же значениях минерализации (Западно-Урулюнгуйский и Торейский артезианские бассейны). В неглубокозалегающих водоносных пластах и горизонтах района бессточных котловин, в силу интенсивного испарения с земной поверхности, в подземных водах описываемого комплекса происходит значительное накопление солей. В ряде мест минерализация воды достигает 3—4 *г/л*. Одновременно с повышением концентрации солей в подземных водах отмечается засоление водовмещающих пород в зоне аэрации. Происходит образование солонцов и солончаков. Интенсивность данного процесса значительно повышается в южных районах Восточного Забайкалья. Среди четвертичных отложений Монгольской Народной Республики «в озерных котловинах динамические условия

существования подземных вод резко отличаются от таковых в других районах. Из-за отсутствия подземного стока в них, по-видимому, существуют условия застойного бассейна грунтовых вод, вследствие чего при неглубоком залегании подземных вод и под влиянием климатических особенностей страны здесь формируются солоноватые и соленые воды, хорошо подчеркивающие топографическую зональность грунтовых вод. В химическом составе их преобладают хлориды и сульфаты натрия и кальция; в условиях аридного климата Южной Монголии местами формируются содовые воды» (Маринов, Попов, 1963).

Подземные воды неоген-нижнечетвертичного водоносного комплекса эксплуатируются в ряде населенных пунктов Восточного Забайкалья трубчатыми и шахтными колодцами и являются одним из источников сельскохозяйственного водоснабжения. Выявление в породах чехла северной группы артезианских бассейнов водоносных таликов, приуроченных к породам данного комплекса, еще больше повысит практическую ценность связанных с ним подземных вод.

Водоносный горизонт нижне-среднечетвертичных отложений

Нижне-среднечетвертичные аллювиальные отложения, выделяемые в самостоятельный водоносный горизонт, слагают высокие аккумулятивные террасы крупных рек. Гидрогеологическими съемочными работами водоносность древних аллювиальных отложений установлена для террас Читинки, Ингоды, Нерчи, Онона и др. В этих отложениях формируются типичные грунтовые воды со свободной поверхностью и со всеми присущими им особенностями режима.

В нижнем течении Читинки, на ее левобережье, аккумулятивная терраса, представленная песчано-гравийно-галечниковыми отложениями, прослежена на расстоянии нескольких десятков километров. Ее ширина изменяется с 3—8 *км* в устье реки до 300—500 *м* в средней части течения (Кузнецов, 1959). Мощность террасовых отложений, прикрытых сверху делювиально-пролювиальными образованиями предгорного шлейфа, определяется в 80—100 *м*. Вблизи нагорного склона хр. Черского, грунтовые воды залегают на глубине 50—70 *м*. При движении к долине Читинки глубина залегания их уменьшается до 15—30 *м*. У подножия террасы водоносный горизонт в ряде мест обнажается и питает источники. Вскрывается он и многими оврагами и долинами речек, берущих начало со склона хр. Черского.

Многие источники действуют в течение круглого года, образуя зимой крупные наледи. Небольшой местный напор, отмечаемый по некоторым скважинам, обусловлен наличием в составе аллювия маломощных пластов глин и суглинков.

Притоки воды в скважины, вскрывшие водоносные песчано-гравийно-галечниковые отложения, составляют от 2 до 4 *л/сек* при понижении уровня на 1—2,4 *м*. В районе пос. Каштак в результате проведенной в 1934—1935 гг. разведки установлено, что из каптированных источников можно получить до 20 *л/сек* воды при понижении ее уровня на 5 *м*. Естественные расходы источников, связанных с высокими террасами р. Читинки, достигают 30 *л/сек*.

Химический состав вод, как правило, гидрокарбонатный кальциевый с величиной минерализации, иногда превышающей 0,1 *г/л*:

$$M_{0,05-0,1}\ \frac{HCO_3\ 60—93\ SO_4\ 11—22\ Cl\ 10—11}{Ca\ 31—71\ Na\ 11—45\ Mg\ 10—40}$$

Очень редко, в единичных пробах, фиксируется гидрокарбонатный магниевый и натриевый состав вод.

Река Ингода характеризуется наличием высоких террас в средней и нижней частях своего течения. На ее правобережье, на протяжении от района пос. Хадакта на юго-западе до с. Еремино на юго-востоке терраса сложена серыми разнозернистыми песками с примесью небольшого количества мелких галек и гравия.

На всем протяжении террасы вдоль ее подножия отмечаются рассеянные выходы грунтовых вод на поверхность. Дебит источников, имеющих, как правило, нисходящий характер выхода, колеблется от десятых долей литра до 3 *л/сек*. Часть источников действует в зимнее время.

Химический состав вод хлоридно- или сульфатно-гидрокарбонатный магниево- или натриево-кальциевый. Величина минерализации определяется в 0,05—0,1 *г/л*.

В районе поселков Антипиха и Песчанка, расположенных на левобережье р. Ингоды несколько ниже по течению от г. Читы, обрывки высоких аккумулятивных террас имеют мощность аллювиальных отложений до 100 *м*. Грунтовые воды со свободной поверхностью уровня (редко — с небольшим местным напором) вскрываются здесь скважинами на глубинах 20—23 *м*. Местами водоносный горизонт представлен мелкозернистыми песками — плывунами. Точная мощность горизонта не установлена. Согласно документации отдельных гидрогеологических скважин ее величина определяется несколькими десятками метров. Притоки воды в скважины достигают 2,5—3 *л/сек* при понижениях на 15—16 *м*. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый с величиной минерализации 0,1—0,2 *г/л* (табл. 61).

На левобережье р. Ингоды, в районе населенных пунктов Туринской, Пальшино, Карымской, Урульги и других, в составе древних аллювиальных отложений высоких аккумулятивных террас преобладают галечники и пески. Глинистые разности занимают подчиненное положение. «...Чередование водопроницаемых и водоупорных слоев зачастую обусловливает наличие в толще террасовых отложений не одного, а нескольких локально распространенных водоносных горизонтов» (А. Г. Портнов, 1958 г.). Высота террас над уровнем воды в р. Ингоде в межень составляет 50—80 *м*. Такими же значениями характеризуется их мощность. Глубина залегания первого от поверхности водоносного горизонта уменьшается при движении от нагорного склона долины к ее пойме. Так, например, в районе ст. Карымская, на удаленной от поймы площадке террасы грунтовые воды со свободной поверхностью вскрыты на глубинах от 28 до 10 *м*, а вблизи поймы — 2—5 *м*. У подножия террасы отмеченные водоносные породы образуют нисходящие источники с дебитом до 5 *л/сек*. Притоки воды в скважины, пройденные в песчано-галечниковых отложениях в районе ст. Карымская, составляют до 1,5—1,8 *л/сек* при понижениях на 6—8 *м*. Относительно высокими дебитами отличаются также и колодцы, имеющиеся в некоторых селах.

Химический состав вод здесь преимущественно гидрокарбонатный кальциевый с небольшим содержанием сульфатов и хлора. Среди катионов кальций, как правило, преобладает над магнием или натрием. Величина минерализации обычно не превышает 0,15—0,3 *г/л*.

В нижнем течении р. Ингоды, например, около с. Галкино, сохранились лишь очень незначительные по площади обрывки высоких аккумулятивных террас. Грунтовые воды со свободной поверхностью уровня вскрываются здесь колодцами на глубинах от 5 до 7 *м*. Водоносный горизонт, вскрытая мощность которого определяется в 1,5—2 *м*, представлен песчано-гравийно-галечниковыми отложениями. Его производительность не установлена. Химический состав вод хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый с величиной минерализации до 0,2, реже до 0,5 *г/л*.

Химический состав источников подземных вод водоносного

Местоположение источника и абсолютная отметка, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*
Левый склон долины р. Онона, в 8 *км* ниже с. Боржигентай	Пески разнозернистые с прослоями супесей, редко гравия	5/VIII 1953 г.	8	3	6	0,5
Левый склон долины р. Онона, ниже с Боржигентай	Пески среднезернистые	3/X 1953 г.	7,4	10	5,4	0,1
Левый склон долины р. Читинкн, выше г Читы, 720	Пески среднезернистые с прослоями суглинков, с щебенкой	8/VII 1960 г.	6,5	2	0,6	0,09
То же, 700	То же	28/VIII 1960 г.	6,4	3	0,6	0,07
То же, 680	„ „	30/VIII 1960 г.	6,5	3	0,9	0,09
II надпойменная терраса р. Онона, в 500 *м* на север от с. Булагай-Адак	Древние аллювиальные отложения I надпойменной террасы долины р. Онона	23/IX 1951 г.	7,4	8	11,9	0,3
Село Убугуя, в основании левой высокой террасы р. Онона	Аллювиальные отложения Ундино-Оионской впадины	1/X 1951 г.	7,6	9	11,2	0,3

На левобережье р. Шилки, в 0,8—1 *км* от пос. Мирсаново, в отложениях надпойменной террасы вскрыто два слабо напорных водоносных горизонта. Первый залегает в интервале от 27 до 41 *м*, второй от 47 до 60 *м*. Суммарный удельный дебит, характеризующий оба отмеченных водоносных горизонта, равен 0,2 *л/сек* (Лапай, 1956). Вода имеет гидрокарбонатный кальциевый состав с величиной минерализации, не превышающей 0,5 *г/л*.

В нижнем течении Нерчи, на ее левобережье у г. Нерчинска, в составе высокой песчаной террасы, содержащей пласты слабо водопроницаемых пород, отмечается два водоносных горизонта. Первый вскрывается колодцами и скважинами на глубинах до 12 *м*, второй — до 30—40 *м*. В последнем случае древние аллювиальные пески и коренные метаморфические сланцы нижнепалеозойского возраста образуют единую водоносную зону. Воды — безнапорны или со слабым напором. Удельный дебит скважин, определенный опытной откачкой, в среднем составляет около 0,2 *л/сек*. В нескольких десятках километров от г. Нерчинска вверх по течению р. Нерчи, у подножия высокой террасы отмечены нисходящие выходы подземных вод на поверхность. Дебит источников редко превышает 1 *л/сек*. Вода характеризуется гидрокарбонатным кальциевым составом с величиной минерализации до 0,5 *г/л* (Осадчий, Порт-

Таблица 61

горизонта нижне-среднечетвертичных отложений

Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											SiO_2
	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	NCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
мг/л	10	35	Нет	0,1	329	2	Следы	92	21	Нет	Нет	Нет
мг-экв/л	0,28	0,73	све-		5,39	0,09		4,59	1,72		сведе-	
% · *экв*	4	12	дений		84	1		72	27		ний	
мг/л	9	5	То же	0,05	17	2	0,4	87	13	0,2	То же	.
мг-экв/л	0,24	0,1			5,18	0,09		2,34	1,09			
% · *экв*	4	2			94	2		78	20			
мг/л	3	2	. .	Нет	52	7	0,8	7	3	1	. .	22
мг-экв/л	0,08	0,04			0,87	0,3	0,04	0,35	0,25	0,05		
% · *экв*	8	4			88	31	3	37	25	4		
мг/л	2	8	. .	.	43	6	0,4	12	Нет	0,9	. .	19
мг-экв/л	0,06	0,17			0,7	0,26	0,02	0,6		0,05		
% · *экв*	7	18			75	28	2	65		5		
мг/л	2	12	. .	.	55	7	0,2	17	0,5	0,3	. .	19
мг-экв/л	0,06	0,25			0,9	0,3	0,01	0,83	0,05	0,02		
% · *экв*	6	20			74	25	1	68	4	2		
мг/л	7	41	. .	.	207	5	Нет	64	13	Нет	. .	Нет
мг-экв/л	0,2	0,85			3,39	0,21		3,19	1,04			
% · *экв*	4	20			76	1		71	24			
мг/л	3	46	. .	.	183	5	.	52	17	.	. .	16
мг-экв/л	0,08	0,96			3	0,04		2,6	1,4			
% · *экв*	2	24			74	1		64	35			

нов, Богомолов, 1957). В районе г. Нерчинска минерализация иногда превышает 0,5 *г/л*.

На правобережье р. Унды, в районе г. Балея высокие аккумулятивные террасы сложены разнозернистыми гравийными песками и галечниками с примесью глинистого материала. Мощность отложений достигает 20—40 *м*. В ряде мест здесь устанавливается наличие мерзлой зоны, нижняя граница которой располагается на глубине от 10 до 30 *м*. В зависимости от геологической, криологической и гидрогеологической обстановки мощность водоносных пород, согласно результатам разведочных работ, колеблется от 2,5 до 21 *м*. Величина удельного дебита, определенная опытным путем по некоторым колодцам, составляет от 0,9 до 5,2 *л/сек* (Хнырев, 1959). Дебит источников, располагающихся вдоль подножия террас, составляет чаще всего около 1 *л/сек*. Химический состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый или магниево-кальциевый с минерализацией от 0,07 до 0,4 *г/л*. Вместе с тем по некоторым пунктам устанавливается наличие гидрокарбонатных кальциево-магниевых и кальциево-натриевых вод.

Очень характерны высокие аккумулятивные террасы для р. Онона. На его левобережье в 5—15 *км* от с. Боржигентай, в обрывах высокой террасы и в ряде мелких второстепенных долин и логов, пересекающих

ее в поперечном направлении, отмечается серия нисходящих источников. Водоносные породы представлены песчаными, песчано-гравийными и песчано-гравийно-галечниковыми отложениями. Зеркало грунтовых вод располагается на глубине от 10 до 20 *м* от поверхности. Дебит наиболее крупных источников, действующих в течение круглого года, колеблется от 1 до 1,7 *л/сек*. Более мощные источники известны на р. Онон у поселков Будулан и Убугуя. Долина здесь имеет широтное простирание. Высота надпойменной террасы определяется в 50—60 *м*, а максимальная мощность отложений равна 80 *м*. На протяжении нескольких десятков метров вдоль водоносного пласта отмечается несколько крупных головок и воронок, приуроченных к песчано-гравийно-галечниковым отложениям. Весьма характерно, что ряд головок имеет разные абсолютные отметки. Место выхода источника располагается не у подножия террасы, а на высоте 40—50 *м* относительно поймы Онона. Суммарный дебит источника равен около 20—25 *л/сек*.

По данным Н. Л. Кудрявцевой, вдоль III надпойменной террасы Онона и его притоков в южной части Восточного Забайкалья известно около 30 источников. В большинстве случаев они связаны с песчано-галечниковыми отложениями. Четырнадцать источников действуют постоянно, остальные перемерзают. Максимальный дебит источников достигает 7,5—8 *л/сек* (табл. 62).

Таблица 62

Сведения о дебите источников третьей надпойменной террасы р. Онона

Номера источников (по автору)	Дебит, *л/сек*	Номера источников (по автору)	Дебит, *л/сек*
15	5,5—8	39	0,7—1,3
16	1,4	40	0,6—1,2
17	0,6—1,8	41	0,9—2
19	2,3—4	43	0,2—0,9
20	1,1—1,8	81	1
26	4,0—7,5	82	0,7—1,8
27	2,8—5,6	130	0,04—0,1
30	0,07—1,8	8	2,5
32	3,7	31	2
37	0,7—1,1	44	1,4
38	3,7—4	167	0,03—0,7

В бассейне р. Онона подземные воды высокой террасы вскрыты несколькими десятками скважин и колодцев. Глубина залегания подземных вод наиболее часто определяется 3—20 *м*, реже — 50 *м* (табл. 63). Нижним водоупором являются аллювиальные глины или верхнеюрско-нижнемеловые отложения. Иногда воды характеризуются местным напором до 16 *м*.

Воды высоких террас р. Онона характеризуются сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом с величиной минерализации, не превышающей 1 *г/л*. Температура воды, замеренная в головках источников в летне-осеннее время, составляет чаще всего 4—6° С.

В бассейне р. Турги, на левобережье р. Б. Соктуя в ее устьевой части, имеются два мощных нисходящих источника, приуроченных к склону высокой террасы. Терраса сложена супесчаными и суглинистыми отложениями со значительным количеством черных иловатых суглинков. В некоторых местах отмечается примесь щебенистого материала. В за-

Таблица 63

Данные о скважинах, вскрывших подземные воды высокой террасы р. Оиона
(по данным Н. Л Кудрявцевой)

Номера скважин (по автору)	Литологический состав водовмещающих пород	Глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Статический уровень, *м*	Напор, *м*	Понижение, *м*	Дебит, *л/сек*
8	Песок с гравием и галькой	17,4	17,4	—	0,4	0,6
74	То же	52,1	49,6	2,5	3,8	0,09
84	„ „	7,9	7,9	—	1	0,6
97	Суглинок с гравием и щебнем	17	10	6,9	3,5	0,05
126	Глина песчаная с гравием и галькой	18,2 10,5	5,4 10,5	12,8 —	11,6 2,7	0,15 0,07
133	Супесь	10,8	10,8	—	0,8 2,0	0,12
140	Супесь с гравием и щебнем	6,2	+3,6	9,8	3,28 6,28	0,4 0,9
142	Песок с прослоями глины	11,9	+1,8	13,7	1,0 1,9	1,5 2,2
14	Песок мелкозернистый с гравием	6	6	—	0,6	0,5
17	Песок разиозернистый с гравием и галькой	4,5	4,5	—	0,48	1,2
39	Песок, суглинок со щебнем	1,32 19,97	1,32 4,36	— 16,61	2,64	0,08
42	Супесь с гравием и галькой	1,4	1,4	—	1,5	0,04
117	Щебень и суглинок	6,6	6,6	—	0,12	0,08
1	Суглинок	4,6	4,6	—	15	0,2
8	„	12,3	+2	14,3	15	0,6
23	Песок гравелистый с галькой	1,4	1,4	—	2	0,2
9	Галечник с глиной	8,3	+2	10,3	8	0,5
39	Песок-плывун	30,0	26,5	3,5	9,5	0,05

висимости от положения участка и характера рельефа глубина залегания зеркала грунтовых вод колеблется от 15 до 30 *м*. Вероятно в некоторых местах верхние части разреза отложений высокой террасы являются многолетнемерзлыми. Дебит наиболее крупных источников определяется 1,5—2 *л/сек*. Подземные воды характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом с величиной минерализации до 0,2, реже до 0,5 *г/л*.

На левобережье р. Аргуни, в районе пос. Цуруxайтуй, в аллювиальных отложениях надпойменной террасы грунтовые воды вскрываются скважинами на глубинах от 8 до 10 *м*. Водоносные породы, мощность которых достигает 20—30 *м*, представлены песчано-гравийно-галечниковыми образованиями. На большей площади своего развития рыхлые от-

ложения долин являются талыми и только в отдельных местах отмечаются мелкие острова многолетнемерзлых пород, мощность которых определяется 10—16 *м*. Общая мощность аллювиальных отложений достигает 25—50 *м*. Притоки воды в скважины составляют здесь 6—7 *л/сек* при понижениях уровня на 2—4 *м*. Грунтовые воды характеризуются гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом с величиной минерализации в 0,5—0,7 *г/л*.

Источники, связанные с рыхлыми отложениями высоких террас р. Аргуни, чрезвычайно редки. Они иногда наблюдаются лишь в небольших логах и долинах, пересекающих террасу, и располагаются на значительном удалении от поймы и русла. Режим источников крайне непостоянен К середине лета большинство их прекращает свою деятельность. В нижнем течении р Аргуни, пересекающей серию хребтов северо-восточного простирания, а также в верховье р. Амура развиты преимущественно эрозионно аккумулятивные террасы с небольшой мощностью древних аллювиальных отложений, водоносность которых не изучена.

Детальными геологическими и гидрогеологическими работами установлено, что на большей площади высоких террас крупных рек Восточного и Центрального Забайкалья многолетнемерзлые породы отсутствуют. Исключение представляют долина р. Унды и, по-видимому, долины Турги и Аргуни, где часть аллювия находится в многолетнемерзлом состоянии

Для многих источников, приуроченных к склонам и подножиям склонов террас, характерно наличие очень крупных родниковых воронок — естественных углублений, образующихся на месте выхода грунтовых вод на поверхность Последние отмечены при гидрогеологической съемке в нижнем течении р Читинки, в бассейне р. Турги и на р. Ононе. В морфологическом отношении хорошо выраженные воронки (глубиной до 20—45 *м*) представляют циркообразные расширения, напоминающие усеченный конус. Они характерны для верховьев небольших ручейков, пересекающих террасу, сложенную крупнозернистым песком. Иногда источники с воронками расположены на склоне в средней части такой долины или у подножия террасы в главной долине

Родниковые воронки крупных размеров известны вблизи устья р. Б. Соктуя вблизи Улан-Цацык бассейн р Турги, а также в долине р Чары (рис 22). В первом случае они заложены в супесчаных и суглинистых образованиях, в которых преобладают черные иловатые суглинки, во втором — во флювиогляциальных тонкозернистых песках

Происхождение этих своеобразных форм рельефа следует связывать с суффозионной деятельностью подземных вод, роль которых заключается в растворении тонкозернистого материала, входящего в состав водоносного пласта, а также в механическом выносе мелких частиц. На суффозионный процесс здесь, по-видимому, влияет сезонное (весной и осенью) * и суточное промерзание и оттаивание пород В эти периоды довольно высокая дневная температура воздуха сменяется сильными ночными заморозками. Замерзающая вода разрыхляет грунт у подошвы углублений, создавая при оттаивании благоприятные условия для оплывания в нижней части воронки и для осыпания и обвалов в верхней (Богомолов, 1964).

Поскольку на большей площади развития высоких террас многолетнемерзлые породы отсутствуют, образуя лишь небольшие линзы в суглинистых и глинистых разностях, а слагающие террасу рыхлые отложения характеризуются хорошими фильтрационными свойствами, питание

* Образование наледей на дне родниковых воронок *(прим ред)*

грунтовых вод происходит в благоприятных условиях и осуществляется за счет атмосферных осадков. Существенную роль в питании водоносного горизонта играют трещинные воды зоны выветривания и трещинно-жильные воды, развитые в породах дочетвертичного возраста — палеозойских метаморфических сланцах, мезозойских и палеозойских гранитоидах и других. Подток трещинных вод в отложения высоких аккумулятивных террас происходит со стороны склонов горных хребтов, склонов их отрогов и со стороны нагорных склонов долин, сочленяющихся с террасами. Вдоль многих высоких террас, характеризующихся протяженностью в несколько десятков километров, под толщей рыхлых

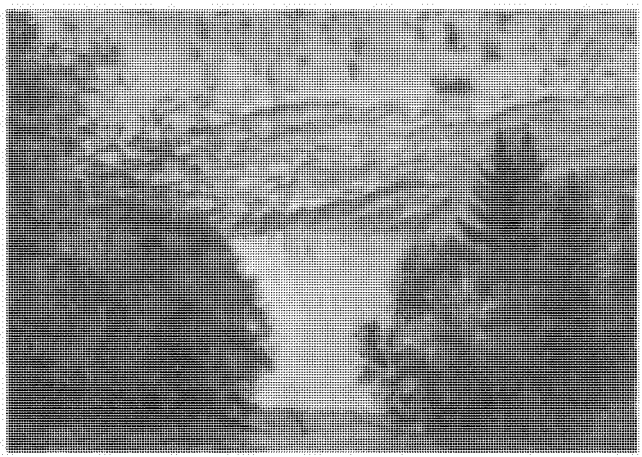


Рис. 22. Родниковая воронка в полигенетических песках в долине р. Чары
(Фото Ю. П. Скляревского)

отложений проходят мощные зоны тектонических разрывов. Сюда следует отнести высокие террасы р. Читинки, развитые на ее левобережье, а также правые террасы Ингоды и Унды. Переливающиеся из зон тектонических разрывов и зон региональной тектонической трещиноватости подземные воды увеличивают степень минерализации довольно пресных вод рыхлых отложений, меняя их катионный состав с преимущественно кальциевого на натриево-кальциевый. Там, где воды тектонических разрывов являются главным источником питания грунтовых вод, последние могут характеризоваться химическим составом, типичным для вод глубокой циркуляции.

На площадях развития артезианских бассейнов пополнение водоносного горизонта аккумулятивных террас нижне-среднечетвертичного комплекса может происходить за счет напорных пластовых вод гидрогеологической формации верхнеюрских — нижнемеловых отложений. Косвенным признаком такой возможности служит наличие описанных выше гигантских родниковых воронок, для образования которых во всех случаях необходимы высокие скорости движения воды, обусловливающие вынос тонкозернистого материала из водоносного пласта. Такие скорости достигаются, вероятно (исключая пористость и значительные уклоны водоносных пластов), за счет высокого напора артезианских вод, поступающих в более молодые породы чехла. Весьма характерно, что все крупные родниковые воронки высоких аккумулятивных террас располагаются на территориях, занятых артезианскими бассейнами (Чарский, Читино-Ингодинский, Тургинский, Боржигентайский, Цасучеевский).

Подземные воды высоких аккумулятивных террас используются в настоящее время в небольшом количестве в некоторых населенных пунктах, где они каптируются либо единичными скважинами (долины рек Аргуни, Читинки, Унды), либо шахтными колодцами, заложенными на месте выхода источников.

Водоносный комплекс современных четвертичных отложений (грунтовый, надмерзлотный и подмерзлотный водоносные горизонты)

Воды речных долин в отложениях пойменных террас, а также подрусловые воды в пределах области имеют довольно широкое распространение. В зависимости от географического положения местности, состава и мощности отложений, выполняющих долину, а также характера мерзлой зоны подземные воды будут иметь те или иные особенности режима.

В долинах крупных рек северной и центральной частей Олекмо-Витимской горной страны, где в ряде мест проморожена не только вся толща рыхлых отложений, но и часть магматических и метаморфических пород, наибольшим распространением пользуются надмерзлотные воды деятельного слоя. В большинстве долин они характеризуются чередованием твердой и жидкой фаз по временам года, т. е. являются полностью промерзающими. Начало оттаивания относится к середине мая и продолжается до сентября, а в октябре — ноябре происходит обратный процесс. На величину сезонного протаивания оказывают влияние как положение того или иного участка поверхности к странам света и крупным элементам рельефа, так и литологический состав пород. На затененных участках долины, выполненной с поверхности иловатыми суглинками и торфяниками, величина сезонного протаивания редко превышает 0,5 *м*. Там же, где залегают хорошо фильтрующие галечники или песчаные и супесчаные образования, она может достигать 3 *м*. Большое влияние на глубину протаивания оказывает также растительность. Небольшая мощность сезонно-талого слоя в сочетании со своеобразными климатическими и геоморфологическими условиями приводят к высокому стоянию надмерзлотных вод, вызывающих заболачивание чрезвычайно широких площадей в многочисленных долинах. Эти пространства, именуемые чаще всего марями, занимают иногда также поверхности пологих нагорных склонов долин, а также водоразделы. Однако даже в северной части Олекмо-Витимской горной страны мерзлая зона не имеет сплошного распространения. Она является прерывистой как по площади, так и по глубине.

В Байкало-Чарской гидрогеологической области толща многолетнемерзлых пород чередуется с многочисленными таликами, имеющими сложное строение. Например, на широких пространствах долины р. Чары, располагающейся между Удоканским и Кодарским хребтами, замкнутые снизу (надмерзлотные и сквозные межмерзлотные) талики располагаются под дном таких крупных незамерзающих озер, как М. Леприндо и Б. Леприндо, Давочан и др. В составе отложений, выполняющих долины, отмечаются аллювиальные супеси, пески, галечники и флювиогляциальные тонкозернистые и пылеватые пески, развитые по периферии конечных морен. Флювиогляциальные отложения сильно перевеяны, мелкие песчаные фракции этих отложений образуют типичные барханы.

Мощность рыхлых отложений, выполняющих Чарскую котловину, определяется, по данным геофизических работ, в 1500—1800 *м*, причем на долю кайнозойских (вероятно, четвертичных) приходится не менее 500—600 *м*. Мощность мёрзлой зоны нарастает при движении от подно-

жия Кодарского хребта, где она составляет 25—50 *м*, к хр. Удокан, у подножия которого возрастает до 400—500 *м*. В направлении к центральной части депрессии мощность зоны многолетнемерзлых пород превышает 200 *м*. Сквозные межмерзлотные талики тяготеют здесь к юго-восточному подножию Кодарского хребта, вдоль которого установлена мощная зона тектонического разрыва. Часть незамерзающих озер средних размеров располагается также вблизи отмеченной зоны разрыва, как и два термальных источника. В центральной части долины талики имеют, по-видимому, замкнутый характер, т. е. ограничены снизу многолетнемерзлыми породами. С аналогичными таликами связаны выходы источников, находящиеся в 10—12 *км* к юго-западу и в 25—28 *км* к северо-востоку от пос. Чары. Места выхода их располагаются у подножия гигантских родниковых воронок, достигающих в диаметре более 100 *м* и имеющих глубину до 20—45 *м*. Стенки родниковых воронок сложены тонкозернистыми песками. Дебит источников достигает 15—20 *л/сек*. Воды характеризуются гидрокарбонатным магниево-кальциевым или кальциево-натриевым составом с величиной минерализации, равной 0,1—0,15 *г/л*. Сквозные межмерзлотные и надмерзлотные талики, несомненно, имеют место и под крупными водотоками, куда следует отнести такие реки, как Чара, Олекма, Витим и их многие притоки. На этих реках, промерзающих местами до дна, в зимнее время образуются многочисленные наледи. Часть из них обязана своим происхождением поверхностным, а другая часть — подрусловым и более глубоко залегающим подземным водам. На наличие выходов подземных вод в руслах рек указывают также незамерзающие в самые сильные морозы полыньи, температура воды в которых в ряде случаев оказывается несколько выше, чем в поверхностном водотоке. Закономерности в распределении сквозных таликов в руслах северных рек в настоящее время не выяснены. Образованию их в значительной степени способствует не только литологический состав русловых отложений, но и зоны тектонических нарушений, являющиеся путями вывода глубинных вод на поверхность. Надмерзлотные талики характерны для участков русел с постоянным по времени года водотоком.

Боковое отепляющее действие вод крупных рек невелико. Многие разведочные шурфы, заложенные в поймах, часто вскрывают многолетнемерзлые породы.

В южной части Олекмо-Витимской горной страны количество сквозных таликов в долинах увеличивается. Они, как правило, приурочиваются к подножиям склонов южной экспозиции, а иногда отмечаются и в центральных частях долин. В отличие от северной территории области напорные подмерзлотные воды изливаются не только в руслах рек, но и непосредственно выходят на дневную поверхность. В системе притоков р. Нерчи, в ее нижнем течении, подмерзлотные воды характеризуются преимущественно гидрокарбонатным кальциевым составом и имеют минерализацию от 0,1 до 0,5 *г/л*. Очень редко среди гидрокарбонатных вод отмечаются магниевые и натриевые. Дебит источников составляет от 0,01 до 2,5 *л/сек*. В долине Нерчи, где мощность аллювия достигает 50 *м*, напорные подмерзлотные воды вскрываются скважинами. Напоры воды достигают 20 *м*, максимальные притоки воды в скважины — до 1 *л/сек*.

В Центральном и Восточном Забайкалье площадь надмерзлотного водоносного горизонта, развитого в пределах пойменных террас, значительно сокращена. Довольно широким распространением пользуются здесь частично промерзающие и непромерзающие водоносные горизонты (Толстихин, 1941), подстилаемые талыми и многолетнемерзлыми аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями. Литологиче-

ский состав грунтового и надмерзлотного водоносных горизонтов разнообразен. В долинах Шилки и Ингоды — это преимущественно галечники, переслаивающиеся с крупнозернистыми песками, а в долинах Аргуни и Онона — супеси и легкие суглинки, переслаивающиеся с галечниками. Как в вертикальном разрезе, так и по площади своего развития состав водовмещающего аллювия пойменных террас крайне изменчив. В вертикальном разрезе это изменение выражается преимущественно в увеличении крупности кластического материала сверху вниз. Наиболее отчетливо такая закономерность прослеживается по долине р. Онона, где поверхность пойменной террасы сложена легкой супесью или суглинком, а ниже залегают галечники. В долинах системы притоков Онона на песчано-глинистых отложениях часто залегает небольшой по мощности слой светло-коричневого или бурого торфяника. При движении сверху вниз в подобных долинах мощность торфяных образований постепенно уменьшается, а затем они сменяются либо суглинком, либо легкими супесями, залегающими на гравийных песках или на галечниках. Фациальное изменение этих слоев выражается в уменьшении величины обломочного материала при движении от верховьев долин к их устьям. Крупноглыбовые россыпи верховьев долин в их средних частях замещаются галечниками, переслаивающимися с песками, супесями и суглинками.

Частично промерзающие и непромерзающие водоносные горизонты (грунтовые и надмерзлотные) вскрыты многочисленными колодцами в поймах р. Шилки (Казаново, Митрофаново, Шилка, Апрелково, Бишигино и др.), Ингоды (Уненкер, Красноярово, Урульга, ст. Новая и Старая Кука, Татаурово и др.), Онона (Боржигентай, Будулан, Старый Дурулгуй), Аргуни и в долинах их многочисленных притоков.

Глубина залегания надмерзлотных и грунтовых вод колеблется от 1,5 — до 3 *м*, а вскрытая мощность водоносного горизонта до 1,5—2 *м*. Максимальные притоки воды в колодцы, пройденные в поймах рек, составляют десятые доли литра в секунду, значительно реже до 1—1,2 *л/сек*. Однако эти значения не являются, конечно, предельными. На участках сквозных таликов из хорошо водопроницаемых галечников возможно получение воды до 10 *л/сек*. Большинство источников характеризуется дебитом 0,4—0,5 *л/сек*.

Источниками питания грунтового и надмерзлотного горизонтов являются атмосферные осадки, а также трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды дочетвертичных пород. В летний период наблюдаются такие процессы, как конденсация водяных паров в порах грунта. Во время весеннего снеготаяния в водоносный горизонт проникает лишь небольшое количество влаги, поскольку мощность талого грунта в деятельном слое измеряется в это время единицами дециметров. В летне — осенний период роль жидких атмосферных осадков в пополнении подземных вод возрастает. При наличии благоприятных условий для инфильтрации, определяемых литологическим составом и характером залегания водоносных пород, даже после непродолжительного периода дождей, уровень подземных вод сильно повышается. В залесенных долинах, где многолетнемерзлые породы залегают неглубоко, водоносный горизонт насыщается полностью, вызывая заболачивание местности. Это также характерно для небольших котловин и понижений с затрудненным поверхностным стоком. Важное место в пополнении надмерзлотных и грунтовых вод пойменных отложений занимает подток подмерзлотных вод четвертичных отложений и трещинных вод зоны выветривания в мезозойских, палеозойских и докембрийских метаморфических и магматических породах. В местах выхода источников подмерзлотных вод, расположенных в тальвегах долин, очень часто образуются своеобразные очаги заболачивания. Выходы подмерзлотных вод приурочиваются здесь

к таликовым трубам в мерзлом аллювии. Часть воды, поступающей под большим гидростатическим напором, растекается по водоупорному основанию. По мере удаления от источника мощность такого локального водоносного горизонта постепенно уменьшается. При условии отсутствия других источников питания водоносный горизонт быстро выклинивается. Понижение уровня грунтовых вод можно легко проследить по цвету и характеру растительности. В непосредственной близости от места выхода источника, где поверхностный слой насыщен водой на полную мощность, всегда наблюдается густая осоковая растительность, которая по мере удаления постепенно сменяется бледно-зеленоватой луговой, а еще дальше — степной.

Большое влияние на грунтовые воды пойменных отложений оказывают поверхностные воды. В засушливый и зимний периоды русла поверхностных водотоков дренируют эти горизонты. После интенсивного выпадения атмосферных осадков уровень воды в горных реках быстро повышается и здесь уже отмечается обратное явление — поверхностные водотоки, создавая сильный подпор, пополняют запасы грунтовых вод. В долинах Шилки и Онона величина колебаний уровня воды в колодцах, расположенных от русла на расстояниях до 500 *м*, в межень и в паводки составляет иногда 1,4—1,7 *м*.

Относительно небольшую роль в питании грунтовых вод пойменных отложении играет конденсация водяных паров в порах грунта, происходящая за счет разницы суточных температур. Количественная сторона данного процесса в условиях Забайкалья не выяснена.

Помимо русел поверхностных водотоков разгрузка надмерзлотного и грунтового водоносных горизонтов осуществляется другими, более мелкими естественными углублениями, к числу которых могут быть отнесены овраги, ложбины и лощины, образованные термо-карстовыми процессами, а также водосборные канавы, заложенные в целях осушения того или иного участка долины. Большую роль в разгрузке играют источники, выходы которых приурочиваются к естественным углублениям или буграм пучения. Наконец, некоторая часть запасов расходуется на испарение, которому в определенную часть лета способствует неглубокое стояние грунтовых вод от поверхности и благоприятные атмосферные условия — высокие температуры воздуха и продолжительные ветры.

В летне-осенний период воды пойменных отложений — безнапорные. С наступлением устойчивых холодов вследствие частичного промерзания водовмещающих пород они оказываются зажатыми между водоупорами.

При дальнейшем промерзании пород сверху и при поступлении воды от областей питания в водоносном горизонте развивается сильный гидродинамический напор. Начало повышения уровня в колодцах приходится на конец декабря — начало января. В малоснежные зимы это явление наступает еще раньше, примерно к концу ноября и началу декабря. Смыкание сезонно- и многолетнемерзлых пород происходит с середины февраля до середины марта. В частично промерзающих водоносных горизонтах дальнейшее промораживание грунтов в это время заканчивается. Его максимальная величина соответствует в центральной и южной части Восточного Забайкалья 4—5 *м*.

В момент максимального положения статического уровня воды в колодцах, приходящегося на конец зимы, естественные ресурсы грунтовых вод вероятно уменьшаются. Поднятие уровня на 2—3 *м*, а иногда и на бо́льшую величину, указывает не на увеличение запасов подземных вод, а на сокращение их вследствие промерзания водоносного слоя.

Химический состав вод русловых и пойменных отложений Центрального и Восточного Забайкалья отличается некоторой пестротой катионного состава и в общем небольшой величиной минерализации (табл. 64—66).

В равной мере здесь отмечаются хлоридно- и сульфатно-гидрокарбонатные магниево- и натриево-кальциевые, магниево- и кальциево-натриевые воды с минерализацией от 0,05 до 0,5 *г/л*. Несколько реже здесь отмечаются кальциево-натриево-магниевые воды с минерализацией от 0,2 до 0,5 *г/л*. В южных районах Восточного Забайкалья, на участках долин с замедленным подземным стоком минерализация вод заметно увеличивается. В долине р. Устей-Хилы, в долинах Тургинской депрессии ее величина достигает иногда 2—3 *г/л*. Такие же значения характерны и для соответствующих площадей на правобережье Онона. Воды с повышенной минерализацией иногда обладают гидрокарбонатным натриевым составом.

Несмотря на то, что надмерзлотный и грунтовый водоносные горизонты в пойменных отложениях долин второго порядка не обладают достаточной мощностью и производительностью, эксплуатация их удобна при организации временного водоснабжения, так как на большей части территории они характеризуются хорошим качеством и залегают на небольшой глубине. В населенных пунктах, расположенных по берегам крупных рек: Шилки, Аргуни, Онона и Ингоды, — эти воды длительное время используются местным населением.

Во многих долинах характерно наличие подмерзлотного водоносного горизонта, который отмечается на площадях с частичным промораживанием аллювиальных отложений. Таким условиям соответствуют большинство средних и устьевых частей крупных долин. В их же верховьях рыхлые отложения обычно полностью проморожены (Толстихин, 1933, 1941) и содержат воду лишь в твердой фазе. Водоносные породы, представленные песками, супесями и галечниками, залегают, как правило, непосредственно под подошвой многолетнемерзлой зоны. В этом случае подземные воды всегда обладают напором, достигающим 20—50 *м*. Нередки также фонтанирующие скважины. Уровень воды устанавливается иногда на 4—6 *м* выше дневной поверхности.

В Центральном Забайкалье, в верховьях долин Ингоды и Хилка и их притоков в зависимости от мощности многолетнемерзлого аллювия подземные воды вскрываются скважинами на глубинах от нескольких до 50—60 *м*. Например, в пос. Татаурово (долина р. Ингоды) подмерзлотные воды аллювиальных отложений вскрыты на глубине 25 *м*, в с. Улеты на 30—35 *м*, в Куке — 57 *м*, на ст. Сохондо (долина р. Хилок) на 60 *м*. Имеются скважины с самоизливающейся водой. Уровни устанавливаются в этом случае на 1—1,2 *м* выше поверхности земли, величины напоров достигают 50 *м*. Максимальные притоки воды в скважины равны здесь чаще всего 1,5—2 *л/сек*. Подземные воды обладают гидрокарбонатным кальциевым составом с величиной минерализации, не превышающей 0,5 *г/л*.

В среднем течении р. Ингоды и по ее притокам подмерзлотные воды залегают чаще всего на глубине от 10 до 20 *м*, реже до 30—35 *м*. Водоносные горизонты, представленные песчаными, песчано-галечными и супесчаными образованиями, имеют мощность от 1 до 8 *м*. Максимальные притоки воды в скважины достигают 10 *л/сек*, а в отдельных случаях 15—16 *л/сек*.

В Восточном Забайкалье, к югу от рек Ингоды и Шилки, подмерзлотный водоносный горизонт установлен в большинстве крупных долин гидрогеологическими съемочными и разведочными работами. Исключая участки таликов, он хорошо картируется по многочисленным выходам

восходящих источников, связанных с аллювиальными отложениями, а также по колодцам и скважинам. На многих гидрогеологических картах, относящихся к бассейну р. Онона, данный горизонт показан отдельно от других. При движении с севера на юг, вместе с уменьшением мощности мерзлой зоны, в общем случае отмечается и уменьшение глубины залегания кровли водоносных пород. В системе притоков Аги и Онона подмерзлотные воды аллювиальных отложений в зависимости от экспозиции склона вскрываются на глубинах от 12 до 22 *м*, реже до 28—30 *м*. Наибольшая глубина залегания отмечается у подножия склонов северной экспозиции и в центральных частях долин, а наименьшая — у подножия склонов южной экспозиции, где многолетнемерзлые породы часто выклиниваются. В средней полосе Восточного Забайкалья глубина залегания подземных вод несколько меньше и колеблется от 10 до 16 *м*, а в южной — еще меньше. Однако здесь следует отметить, что такая закономерность установлена далеко не во всех долинах. Например, в месте слияния р. Ингоды и Онона, на ряде участков подмерзлотные воды залегают на глубинах 6—10 *м*, а на юге области — в долинах рек Уртуя, Борзи, Урулюнгуя, Урюмкана и Широкой — от 20 до 40 *м*.

Наибольшей глубиной залегания подмерзлотных вод обычно характеризуются хорошо разработанные долины с мощной толщей аллювиальных отложений и с крутыми и высокими нагорными склонами

Мощность водоносного горизонта, представленного галечниками, кварцевыми и полимиктового состава песками, супесями и песчанистым гравием, колеблется в различных частях региона от 1—2 до 10—14 *м*. Ниже обычно залегают трещиноватые осадочно-метаморфические или магматические образования дочетвертичного возраста, как правило, также водоносные. Таким образом, на площади долин под мерзлой зоной комплекс аллювиальных и трещиноватых пород дочетвертичного возраста образует единую обводненную зону.

Во многих местах, особенно в долинах с мощной толщей современных отложений, после проходки мёрзлой зоны вскрывается не один, а несколько водоносных горизонтов, разделенных водоупорными глинами или суглинками. Сюда следует отнести долину р. Устей-Хилы с некоторыми ее притоками, а также наиболее крупные долины притоков Аги и бассейна р. Турги. Мощность водоносных горизонтов и разделяющих их водоупоров не превышает обычно 2—3 *м*. Довольно часто наличие нескольких маломощных водоносных пластов устанавливается и на площадях, занятых таликами. В особенности это характерно для южных районов Восточного Забайкалья, где мёрзлая зона в пространстве и по глубине отличается сильной прерывистостью. Однако по простиранию такие пласты далеко не прослеживаются, они быстро выклиниваются.

Подмерзлотный водоносный горизонт часто характеризуется довольно высокой производительностью. На первом месте по степени водообильности среди аллювиальных отложений стоят песчано-галечниковые и песчано-гравийные образования. Максимальные притоки воды в скважины, пройденные в этих породах, колеблются от 1 до 5 *л/сек*, а иногда до 10 *л/сек*.

Примерно такой же водоносностью обладают гравийные крупнозернистые и разнозернистые пески. В процессе производства откачек максимальные притоки воды в скважины превышали иногда 20 *л/сек* Тонкозернистые и глинистые пески, суглинки и гравийно-песчано-глинистые отложения характеризуются слабой водоносностью Максимально-возможный дебит здесь редко превышает 0,5 *л/сек* Дебит самоизливающихся скважин, вскрывших водоносные галечники и гравий, в ряде случаев превышает 2 *л/сек*. Большинство источников подмерзлотных вод аллювиальных отложений, обследованных в период с 1951 по 1952 г.,

Таблица 64

Химический состав подземных вод современных четвертичных отложений Восточного Забайкалья. Надмерзлотный водоносный горизонт
(по данным Н. С. Бо гомолова)

Местоположение водопункта	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*/*л*	Минерализация, *г*/*л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализация												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Долина р Онона, в 2,5 *км* на северо-запад от разъезда № 73, источник	Песок разнозернистый с мелкой галькой и гравием	13/VIII 1958 г.	6,4	4	1,4	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 6	8 0,17 9	Нет	Нет	94 1,54 85	10 0,43 23	Нет	19 0,95 52	5 0,44 25	Нет	Нет	10
На левом склоие р. Турги, в 3,5 *км* на юго-запад от с. Улан-Цацик, источник	Суглинки темно-серые	10/IX 1958 г.	7,4	7	1,8	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,14 6	12 0,25 10	"	"	128 2,1 84	15 0,64 25	"	31 1,55 62	4 0,3 13	"	"	10
На левом склоне р. Турги, в 3,5 *км* от с. Улан-Цацик, источник	Суглинки иловатые темного цвета, рыхлые	10/IX 1958 г.	7,6	7	2,5	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 5	25 0,52 15	"	"	165 2,7 80	20 0,87 26	"	45 2,25 67	3 0,25 7	"	"	10
Подножие правого склона долины р. Онона, колодец	Песчано-гравийные отложения	10/IX 1958 г.	7,2	9	8,3	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	11 0,3 4	100 2,08 25	"	0,2	366 6 71	1 0,04	"	70 3,49 42	59 4,85 58	"	"	8
В 200 *м* от русла р. Онона, в 1,3 *км* на юго-восток от устья р. Тыргетуй, источник	Песчано-галечные отложения	19/VIII 1958 г.	7,2	6	3,2	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 5	12 0,25 6	"	Нет	207 3,39 89	15 0,65 17	"	22 1,1 29	25 2,1 54	"	"	8
Правый склон долины р. Соктуя, в 2,8 *км* на северо-запад от 2-го отд. совхоза, источник	Пески разнозернистые	15/IX 1958 г.	7,6	7	3,8	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,14 3	25 0,52 11	"	"	250 4,1 86	25 1,08 23	"	29 1,44 32	27 2,24 45	"	"	10
У подножия левого склона р. Турги, в 3,5 *км* на юго-запад от с. Улан-Цацик, источник	Пески разнозернистые	10/IX 1958 г.	6,9	7	1,7	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,14 5	40 0,83 27	"	"	128 2,1 68	31 1,36 44	"	26 1,3 43	5 0,41 13	0,3	0,5	11
Подножие левого склона пади Барун Долгокыча, источник	Песок с мелкой галькой	18/IX 1958 г.	7,4	7	2,1	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 7	18 0,37 13	Нет	Нет	143 2,34 80	19 0,83 28	Нет	84 1,18 40	11 0,9 32	Нет	Нет	10
Вблизи места слияния р. Быркн и р. Турги, на пойменной террасе р. Быркн, источник	Галечники, разнозернистые, пески	9/IX 1958 г.	8,4	6	4,7	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	9 0,25 3	75 1,56 21	"	"	329 5,91 76	68 2,96 38	Следы	33 1,64 21	38 3,12 41	"	"	2

Таблица 65

Химический состав подземных вод современных четвертичных отложений Восточного Забайкалья. Надмерзлотный водоносный горизонт
(по данным Н. С. Богомолова, 1956, и В. И. Овчаренко, 1958)

Местоположение водопункта	Глубина залегания подземных вод, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*/*л*	Минерализация, *г*/*л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
									Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Источник в 2 *км* к востоку от высоты с абс. отм. 801,3 *м*	—	Супеси	27/IV 1955 г.	6,7	Нет сведений	8,0	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08 2	11 0,23 7	Нет	Следы	189 3,2 91	15 0,65 18	0,3	43 2,14 61	8 0,71 21	0,2	Нет сведений	10
Колодец в верховье пади Аршантуй	2,5	Супеси	31/VII 1955 г.	6,3	То же	19,2	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08 1	76 1,58 17	„	2 0,05 1	439 7,2 81	45 1,96 22	0,6 0,03 1	108 5,39 60	18 1,48 16	1,5 0,05 1	То же	16
Источник в средней части пади Удгантой	—	Рыхлые пойменные отложения	19/VIII 1955 г.	6,7	„ „	6,7	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 2	13 0,27 9	„	Нет	166 2,78 89	16 0,7 23	0,5 0,03 1	41 2,04 65	4 0,33 11	Следы	„ „	14
Источник в верховье пади Мотгулка	—	Щебенка сланцев, супеси	27/VIII 1955 г.	6,6	„ „	3,9	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08 4	20 0,42 20	„	0,4	98 1,6 76	15 0,65 30	0,6 0,03 1	20 1,9 45	5 0,42 19	0,1	„ „	10
Шурф в пади Гашуновский Хотогор	1,55	Гравий с песком	29/VII 1955 г.	6,7	„ „	18,7	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	10 0,28 3	243 5,06 58	„	Нет	184 3,3 39	44 1,93 22	0,4	52 2,6 20	50 4,11 48	0,3	„ „	13
Источник вблизи с. Кокуй-Комогорцево	—	Галечник	29/VII 1955 г.	8,0	„ „	3,4	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 6	14 0,29 8	„	0,05	189 3,04 86	3 0,13 4	0,2	45 2,24 63	14 1,15 33	Нет	„ „	20
Источник в пади Иланда		Галечник (гальки гранитов и эффузивов)	10/VI 1957 г.	7,3	„ „	0,7	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	53 1,49 55	3 0,06 2	„	0,01 Следы „	70 1,15 42	14 1,91 71	0,2	10 0,5 20	3 0,29 10	„	„ „	14
Источник в устье пади Булдарак	—	Галечник. Цемент песчанистый	13/VIII 1957 г.	7,7	„ „	1,7	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	12 0,34 14	16 0,33 14	Следы	0,1	104 1,7 72	12 0,55 23	0,7 0,04 2	27 1,35 57	5 0,43 18	0,3	„ „	12
Источник на южной окраине с. Завитинского	—	Аллювиальные пески и супеси	4/VIII 1957 г.	7,4	„ „	7,3	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	12 0,34 4	32 0,67 8	Нет	0,1	480 7,87 88	36 1,56 18	Следы	7 0,35 4	85 6,97 78	Следы	„ „	17
Источник на восточной окраине с. Галкино		То же	18/VII 1957 г.	Нет сведений	„ „	Нет	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	23 0,64 23	8 0,16 6	„	0,2	125 2,02 71	8 0,36 13	0,2	44 2,2 77	3 0,26 10	0,2	„ „	10

Таблица 66

Химический состав подземных вод современных четвертичных отложений. Бассейн среднего течения р. Илн и верховьев р. Туры. Надмерзлотный водоносный горизонт

Местоположение водопункта	Глубина залегания подземных вод, м	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв/л	Минерализация, мг/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
									Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Шурф в среднем течении р. Дульдурги (с. Алханай)	0,5—1	Суглинок с гравием и щебнем	16/VI 1963 г.	6,2	25	1,4	0,10	мг/л мг-экв/л % · экв	12 0,34 16	10 0,21 10	Нет	Нет	94 1,54 74	6 0,26 12	4 0,22 10	19 0,94 45	6 0,49 23	3 0,14 7	1,2 0,04 3	9
Шурф в нижнем течении р. Дульдурги	0,5—1	Песок крупнозернистый	19/VI 1963 г.	6,5	2	2,6	0,20	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 3	16 0,33 11	5 0,08 2	0,1	152 2,49 84	8 0,36 12	0,2	42 2,1 70	6 0,5 16	0,3 0,02 1	Следы	12
Шурф в среднем течении р. Иля (с. Дульдурга)	1,5—3	Песок крупнозернистый с гравием и галькой	5/VII 1963 г.	6,3	7	0,7	0,08	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,07 8	12 0,25 24	Нет	0,1	43 0,7 68	4 0,18 16	1,5 0,08 8	10 0,5 48	3 0,26 25	0,2	„	10
Шурф в нижнем течении р. Таптаная (с. Дульдурга)	0,5—1	Песок с гравием и галькой	5/VII 1963 г.	6,3	7	1,3	0,10	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,04 3	8 0,16 12	„	Нет	79 1,29 85	4 0,17 12	0,2 0,01 1	17 0,85 57	5 0,41 27	1 0,05 3	„	15
Шурф в средием течении р. Иля (с. Дульдурга)	1,5—3	Песок крупнозернистый с гравием и галькой	5/VII 1963 г.	6,4	6	0,8	0,07	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 5	16 0,33 33	„	„	37 0,61 62	2 0,09 9	0,3 0,02 2	10 0,5 51	4 0,33 33	1 0,05 5	0,3	15
Источник в верховье р. Туры	1,5—3	Песок со щебнем и дресвой	16/X 1963 г.	6,9	7	3,8	0,30	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 1	Нет	„	„	250 4,1 99	7 0,3 7	0,2	51 2,54 61	16 1,31 32	0,3	Следы	10
Шурф в верхием течении р. Иля	1,5—3	Песок крупнозернистый	20/IX 1963 г.	6,4	13	1,8	0,20	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 3	20 0,41 16	„	0,1	128 2,09 81	16 0,7 27	0,4 0,02 1	24 1,2 46	7 0,58 22	2 0,097 3	0,3 0,01 1	16
Шурф в верховье р. Туры	1,5—3	Суглинок с гравием и галькой	5/IX 1963 г.	6,7	4	5,9	0,70	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 1	4 0,08 1	„	„	540 8,84 98	70 3,04 34	0,1	80 3,99 44	24 1,97 22	0,3	Нет	9
Шурф в среднем течении р. Таптаная	0,5—1	Песок глинистый с галькой и гравием	17/VIII 1963 г.	6,5	3	5,2	0,40	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 2	6 0,12 26	„	„	268 4,39 95	12 0,52 11	0,1	60 3,01 66	13 1,06 23	Нет	„	12
Шурф в среднем течении руч. Убжигой	0,5—1	Галька и гравий с глинистым заполнителем	30/VII 1963 г.	7,0	7	2,6	0,20	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 1	4 0,08 2	Нет	0,02	189 3,1 97	13 0,56 17	0,1	32 1,61 48	13 1,06 35	0,3	Следы	11
Шурф в среднем течении руч. Убжигой	0,5—1	Гравий, галька, валуны с глинистым заполнителем	30/VII 1963 г.	6,5	6	1,3	0,10	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 3	Нет	„	Нет	98 1,6 97	6 0,26 16	0,6 0,03 2	16 0,79 45	7 0,58 36	0,3	„	10
Шурф в среднем течении р. Дульдурги (с. Алханай)	0,5—1	Гравий, щебень с суглинистым заполнителем	11/VI 1963 г.	6,3	5	2,1	0,20	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 2	25 0,52 21	„	„	119 1,95 77	8 0,35 14	0,4 0,02 1	34 1,7 67	5 0,45 18	0,2	Нет	10
То же	0,5—1	Гравий и галька	11/VI 1963 г.	6,5	14	2,0	0,20	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 3	18 0,37 14	„	„	134 2,2 83	8 0,34 13	0,3 0,02 1	27 1,4 49	8 0,69 25	4 0,16 9	1 0,04 2	10

имеет дебит от 0,5 до 2 *л/сек*. Повышенный дебит источников отмечается в наиболее значительных по размерам долинах во второй половине лета, когда после интенсивного выпадения атмосферных осадков ресурсы подмерзлотных вод значительно возрастают.

Среди подмерзлотных вод четвертичных отложений на всей площади Восточного Забайкалья отмечается гидрокарбонатный состав. В северной части региона преобладают магниево- и натриево-кальциевые, значительно реже — кальциево- и натриево-магниевые и кальциево- и магниево-натриевые воды с величиной минерализации около 0,5 *г/л*. Из анионов вторым по преобладанию является либо хлор, либо сульфат-ион. С продвижением на юг заметную роль начинают играть магниевые и натриевые воды. На площади развития Тургинского артезианского бассейна среди подмерзлотных вод пойменных отложений кальциевые, магниевые и натриевые воды находятся, примерно, в одинаковом соотношении. В водах кальциево- и натриево-магниевого и кальциево- и магниево-натриевого состава величина минерализации в большинстве случаев равна 1 *г/л* (Богомолов, 1958). Таким образом, по сравнению с северной частью региона минерализация воды здесь вдвое выше (табл. 67).

Питание подмерзлотных и аллювиальных водоносных горизонтов происходит в основном за счет подтока трещинных вод со стороны склонов горных хребтов в долины, выполненные на большую мощность рыхлым материалом. Горные долины являются в этом случае естественными бассейнами, дренирующими склоны хребтов. При благоприятных условиях, например, при частичном истощении подмерзлотного водоносного горизонта его пополнение может происходить за счет атмосферных и поверхностных вод, просачивающихся по таликам в толще многолетнемерзлых пород. Такие случаи могут иметь место ранней весной, когда ресурсы подземных вод заметно истощены и наблюдается падение напоров.

Залегание данного водоносного горизонта обычно слабо наклонное или близкое к горизонтальному. Гидравлический градиент в северной части Центрального и Восточного Забайкалья составляет примерно 0,003—0,004, а в долинах Ингоды, Шилки, Онона и в южной части области — несколько меньше.

Разгрузка подмерзлотного водоносного горизонта происходит большей частью в средних и устьевых частях горных долин. Именно в этих местах отмечается наличие источников подмерзлотных вод, места выхода которых имеют следующие особенности.

В долинах широтного простирания или близкого к нему, мерзлая зона выклинивается в поймах у подножий склонов южной экспозиции. Сосредоточенные выходы источников наблюдаются в зоне таликов вдоль подножий этих склонов. Вода изливается под сильным напором, вынося мелкие окатанные песчинки. Место выхода часто заболочено, грунт — мягкий до зыбкого.

В долинах с меридиональным простиранием мерзлый аллювий пойм выклинивается у подножий обоих склонов. Там же наблюдаются и выходы источников.

Источники приурочены к тальвегам или днищам долин. Выход на поверхность происходит здесь по сквозным таликам в толще мерзлого аллювия, часто — в просадочной котловине, борта которой почти всегда вспучены и рассечены серией концентрических трещин, образующих невысокие уступы.

Высокодебитные напорные источники отмечаются иногда в местах соединения двух долин, где происходит слияние русловых потоков, на «стрелке», вблизи подножия хорошо прогреваемого склона. Здесь не-

редки следы гидромерзлотных процессов и разрывные нарушения грунтов.

Выходы воды на поверхность располагаются в родниковых озёрах. На дне озёр почти всегда наблюдаются грифоны. При восходящем струйчатом движении воды происходит вынос тонкозернистого рыхлого материала. Постоянное поступление воды из водоносного горизонта компенсируется за счет стока и испарения.

Источники нередко бывают связаны с буграми пучения — гидролакколитами. Место выхода источника располагается либо у подножия бугра, либо в его центре. В последнем случае вершина бугра всегда разрушена, а склоны сильно разорваны глубокими трещинами. Наиболее характерен в этом отношении один из источников, расположенный в долине р. Быркы. Место выхода источника приурочено к бугру пучения овальной формы, средний диаметр которого равен 25 *м*. Центральная часть бугра здесь обрушена, а краевые части заметно приподняты. По склонам бугра сохранились полузатянутые чёрным вязким илом концентрические системы трещин глубиной до 30—40 *см*. Бугор сложен в краевой части слабо сцементированными галечниками, ниже которых залегают чёрные иловатые суглинки. Вода поступает снизу из рыхлых отложений под сильным напором, вынося при своем движении ил чёрного и светло-серого цвета. Стекая по склону, вода источника заболачивает прилегающую поверхность. На всей площади выхода источника, равной около 400 $м^2$, насыщенные водой черные иловатые суглинки характеризуются исключительной тонкостью и чрезмерной вязкостью. Это обстоятельство является наиболее характерным моментом для большинства источников, связанных со сквозными таликами в толще мёрзлых четвертичных образований.

Если талик приурочен к неразмягчающимся водой рыхлым образованиям, то возникающие в этом месте бугры пучения существуют длительное время. В качестве примера можно указать на источник, расположенный в пойме р. Б. Соктуя вблизи ее устья. Место выхода источника приурочено к центральной части вершины многолетнего бугра пучения, диаметр которого равен около 25 *м*. Его западная сторона обрушена и смыта восходящими струями воды источника Бугор сложен хорошо отсортированными галечниками, цемент которых представлен плотными бурыми суглинками. У западной окраины бугра располагается просадочная котловина, заполненная водой. Источник действует много лет.

Существенную роль в разгрузке подмерзлотного водоносного горизонта играют крупные просадочные котловины. Большая группа таких котловин закартирована в долине р. Цунгурука, между станциями Хадабулак и Ясная. Диаметр котловин чаще всего равен 15—25 *м*. Все котловины питаются за счет субаквальных источников, располагающихся на дне озер и в пределах береговой линии. Это отчетливо фиксируется как по наличию грифонов или реликтам грифонов, так и по стоку воды из водоемов. Берега этих родниковых озер почти всегда сильно вспучены и приподняты. Очень часто встречаются здесь многолетние бугры высотой до 3 *м*. По берегам родниковых озер нередко наблюдаются разрывные нарушения сплошности грунта. Они обычно представлены системами концентрических трещин, опоясывающих озеро. Некоторые трещины к концу лета затягиваются илом.

Помимо поверхностных источников разгрузка подмерзлотного водоносного горизонта осуществляется также и подводными — субаквальными источниками, располагающимися в руслах таких крупных горных рек, как Ингода, Шилка, Онон, Ага, Аргунь и др. Известны субаквальные источники и в руслах рек второго порядка (пос. Семенова, Курен-

Таблица 67

Химический состав подземных вод аллювиальных отложений Восточного Забайкалья
(подмерзлотный водоносный горизонт)

Местоположение водопункта	Глубина залегания подземных вод, м	Литология водовмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость мг O_2/л	Жесткость общая, мг-экв	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации													
									Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Na^+K^+	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{3+}	Fe^{2+}	SiO_2
Источник в нижнем течении р. Иланды	—	Пески крупнозернистые	1957 г.	7,2	Нет сведений	0,7	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	57 1,6 61	2 0,04 1	Нет	Нет	61 1 38	Нет	43 1,88 71	0,4 0,02 1	11 0,55 21	2 0,19 7	Следы	Нет сведений	14
Источник в пади Безымянной, около с. Калиновки	—	Аллювиальные пески, переслаивающиеся с галечниками и супесями	1957 г.	7,7	То же	3,4	0,4	мг/л мг-экв/л % . экв	7 0,19 4	10 0,21 5	„	„	262 4,3 91	„	28 1,22 26	Следы	50 2,5 54	19 0,98 20	0,1	То же	12
Источник в устье пади Верхняя Талача	—	То же	1957 г.	7,5	„ „	2,5	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	25 0,7 17	10 0,21 5	„	Следы	198 3,24 78	„	36 1,56 38	Нет	32 1,6 38	12 0,99 24	Нет	„	13
Источник в с. Верхняя Талача	—	„ „	1957 г.	7,6	„ „	2,9	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	11 0,31 8	10 0,21 5	„	0,01	213 3,49 87	„	25 1,09 27	0,1	47 2,34 58	7 0,58 15	0,1	„	19
Источник в пади Удгаитой	—	„ „	19/VIII 1957 г.	6,8	„ „	2,0	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,06 2	21 0,44 18	„	Нет	129 2,1 79	3 0,1 1	15 0,67 25	0,4 0,02 1	34 1,69 63	5 0,32 11	0,1	„	13
Источник в верховье пади Урда-Нурта	—	„ „	21/VIII 1955 г.	6,6	„ „	2,8	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 2	18 0,37 13	„	„	140 2,29 78	6 0,2 7	7 0,3 10	0,7 0,04 1	44 2,2 76	4 0,32 10	1,5 0,08 3	„	13
Источник в долине р. Мухур-Кундуй	—	„ „	24/VIII 1955 г.	6,6	„ „	2,6	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 3	16 0,83 11	„	0,07	146 2,39 80	6 0,2 7	11 0,49 16	0,5 0,02 1	40 2 67	6 0,49 16	0,3	„	13
Шурф в устье пади Чиндалей	2,4	Песок среднезернистый с мелкой галькой	10/VI 1955 г.	6,7	„ „	1,0	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 13	6 0,12 8	„	„	73 1,2 79		0,9 0,39 26	0,6 0,03 2	16 0,77 51	4 0,33 21	0,3	„	8
Источник в 4 км на юго-восток от разъезда 114 Заб. ж. д	—	Галечники с песком	Нет сведений	8,4	Нет сведений	5,8	0,9	мг/л мг-экв/л % · экв	9 0,25 2	40 0,83 7	Нет	Нет	610 9,77 85	19 0,65 6	135 5,87 50	Нет	36 1,8 16	49 4,34 34	Нет	Нет сведений	11
Источник в 1 км к северо-западу от разъезда 114 Заб. ж. д.		Галечники	1955 г.	8,2	То же	6,7	0,9	мг/л мг-экв/л % · экв	14 0,4 3	30 0,62 5	„	„	674 11,05 92	Нет	124 5,35 45	0,4 0,02	14 0,7 5	73 6 50	„	„	2
Источник в 2 км на северо-восток от разъезда 114 Заб. ж. д.		Галечники с песком	1955 г.	8,2	„ „	3,28	0,8	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 2	48 1 8	„	„	610 10 85	18 0,6 5	95 8,48 72	Нет	17 0,85 7	29 2,42 21	1 0,05	„	10
Источник в 2 км на северо-восток от разъезда 114 Заб. ж. д.		То же	IX 1958 г.	7,8	„ „	8,03	18	мг/л мг-экв/л % . экв	34 0,96 4	100 2,08 9	„	„	1093 17,91 76	76 2,53 11	353 15,35 65	0,7 0,04 1	27 1,35 6	82 6,74 28	Нет	„	10
Колодец на ст. Бырка Заб. ж. д.	17—25	Галечники	IX 1958 г.	7,4	„ „	15,2	1,4	мг/л мг-экв/л % · экв	152 4,28 21	150 3,12 16	0,2	0,1	766 12,5 63	Нет	107 4,65 23	0,4	83 4,13 21	136 11,18 56	„	„	10
Источник на левом склоне долины р. Турги	—	Песок с мелкой галькой	15/IX 1958 г.	7,4	„ „	7,8	1,2	мг/л мг-экв/л % · экв	26 0,73 5	4 0,08 1	Нет	Нет	845 13,82 94	„	155 6,74 45	1,5	89 4,44 31	42 3,45 24	„	„	9
Скважина на ст. Мирная Заб. ж. д.	17—21	Песок среднезернистый с галькой	IX 1958 г.	7,4	„ „	8,4	0,7	мг/л мг-экв/л % . экв	11 0,31 3	100 2,08 21	„	„	448 7,35 76	„	30 1,3 13	Нет	72 3,59 37	59 4,85 50	„	„	8
Скважина на ст. Безречная Заб. ж. д.	10	Галечники с песком	IX 1958 г.	7,8	„ „	8	0,9	мг/л мг-экв/л % · экв	44 1,25 10	150 3,12 26	„	„	470 7,7 64		92 4 33	„	20 1 8	86 7,07 59	„	„	10
Колодец в устье пади Чикиртуй	25	Разнозернистые пески с галькой	IX 1958 г.	7,4	„ „	8	0,9	мг/л мг-экв/л % · экв	14 0,39 3	60 1,25 11	„	„	604 9,9 86	„	79 3,44 30	0,4	9 0,45 4	92 7,57 65	1,5 0,08	„	10

га). Наличие подводных источников легко устанавливается по резкой разнице температур воды в реке и своеобразному «кипению» и бурлению ее на определенных участках русла. По-видимому, величина дебита источников, находящихся в руслах рек, достигает очень высоких значений — во много раз больше, чем дебит любого из поверхностных источников, так как площади отмеченных участков русел, называемых иногда «котлами», определяются десятками квадратных метров. В зимнее время подмерзлотные воды, поступающие по таликовым трубам в русло, являются одними из важных источников питания основных рек региона. Подводные родники в отличие от поверхностных, большей частью в зимнее время замерзающих, действуют круглый год.

Подмерзлотные воды русловых и пойменных отложений находятся в тесной гидравлической связи с подземными водами других комплексов и формаций, а также с поверхностными водами. Трещинные воды гидрогеологической формации нижне- и среднепалеозойских пород и гранитов пополняют подмерзлотный аллювиальный водоносный горизонт путем подтока под дно глубоко врезанных долин. Поступление воды происходит как со стороны центральных частей горных хребтов, так и со стороны их отрогов — водоразделов между горными реками второго порядка, являющихся притоками Ингоды, Шилки, Онона, Аги и Аргуни. Имея сравнительно высокий напор в средних и устьевых частях долин и питая многочисленные источники, подземные воды местами заболачивают дно долин. В этом случае они пополняют надмерзлотный водоносный горизонт, изменяя химический состав надмерзлотных вод в сторону увеличения минерализации. В долинах крупных горных рек подземные воды четвертичных отложений, а также трещинные воды дочетвертичных пород играют важную роль в питании рек в меженные и в зимние периоды, когда значение атмосферных осадков очень невелико. С наступлением сильных ноябрьских холодов большинство источников, связанных с этими водами, замерзает. В зимнее время действуют только подводные источники, находящиеся в руслах крупных незамерзающих рек, а также некоторые источники, имеющие высокий дебит. По наблюдениям за скважинами, имеющимися в Оловяннинском районе, устанавливается падение пьезометрического уровня подземных вод пойменных отложений, которое наблюдается с начала зимы до весны. Затем уровень повышается. Падение напора в зимнее время указывает на некоторое уменьшение естественных ресурсов подземных вод в это время. Уменьшение ресурсов подземных вод отмечается также и после засушливых лет. Так, в 1951 г. в Восточном Забайкалье наблюдался недостаток атмосферных осадков, особенно в летнее и осеннее время. В 1952 г. большинство источников, расположенных в пределах региона, перестало существовать Резко понизились уровни воды в колодцах, а в некоторых из них вода совсем исчезла. В следующем 1953 г. ресурсы подземных вод восстановились и это привело к тому, что в колодцах появилась вода, поднялся уровень, а источники снова стали функционировать.

В настоящее время специальные разведочные работы на больших площадях пока еще не проводились. Поэтому оценка ресурсов подземных вод русловых и пойменных отложений затруднительна. Эти воды сейчас широко используются для водоснабжения животноводческих ферм (Охотников, 1959). Поскольку подземные воды русловых и пойменных отложений южных районов области характеризуются хорошим качеством, их используют для хозяйственных целей.

Водоносный комплекс кайнозойских эффузивов

Кайнозойские эффузивы представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитовыми порфиритами и другими разностями пород, ко-

торые пользуются на севере Олекмо-Витимской горной страны и в Приаргунье широким развитием. Небольшие поля этих пород имеются также в Центральном и Восточном Забайкалье.

На правобережье Калара — в бассейне р. Чукчуду, Биримьян и Туруктан, а также на южном склоне хр. Удокан четвертичные базальты образуют мощные покровы, залегающие на протерозойских гранитоидах и основных породах. По составу здесь различаются базальты безоливиновые и с оливином, а также андезиты, щелочные анортоклазовые трахибазальты и трахиандезиты. Наряду с лавами присутствуют туфы. Среди структурных разновидностей отмечаются плотные, пузырчатые и шлакоподобные породы. Мощность покровов измеряется в 300—400 *м*. В долине Верхнего Ингамакита с аналогичными образованиями связывается выход ряда нисходящих источников, дебит которых колеблется от 0,5 до 5 *л/сек*. По химическому составу среди подземных вод преобладают гидрокарбонатные кальциево- и магниево-натриевые, с величиной минерализации 0,03—0,06 *г/л*. Реже встречаются сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатные воды при том же катионном составе.

В южной части Олекмо-Витимской горной страны, в бассейне нижнего течения р. Нерчи кайнозойские базальты, андезито-базальты, андезитовые порфириты и эффузивы более кислого состава слагают редкие покровы, залегающие на более древних осадочных и магматических образованиях. Площадь полей эффузивов колеблется от 6 до 12 *км*^{2} В краевых частях этих полей иногда отмечаются нисходящие источники с дебитом от 0,2 до 1 *л/сек*. Химический состав вод — гидрокарбонатный кальциевый или магниевый Величина минерализации редко превышает 0,2 *г/л*. В аналогичных условиях находятся водоносные зоны кайнозойских эффузивов в бассейне р. Хилка, в его верхнем течении. Покровы андезитов, базальтов, андезитовых и диабазовых порфиритов здесь характеризуются размерами от 6 до 10 *км*^{2}. Большинство источников, связанных с данными породами, имеет дебит 0,1—1 *л/сек*. Среди подземных вод, развитых в зоне выветривания, преобладают хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды. Меньшим развитием пользуются хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды. Величина минерализации воды обычно не превышает 0,2 *г/л*.

Небольшие по площади покровы базальтов и андезито-базальтов четвертичного возраста, залегающих на нижнемеловых и других породах, наблюдаются в районе Торейской впадины. С поверхности породы разбиты системой трещин, затухающих на глубине. С отмеченными породами связываются редкие выходы источников с дебитом до 1 *л/сек*. Примерно таким же дебитом при понижениях уровня на 5—6 *м* характеризуются единичные скважины, пройденные в базальтах. Минерализация воды составляет 0,2—0,7 *г/л*.

Значительно шире развиты кайнозойские эффузивы в Приаргунье. По рекам Ишага, Сыробая, Борщовка, Уров и Урюмкан (система левых притоков Аргуни) наряду с отдельными покровами отмечаются целые поля эффузивов, площадь которых достигает 40—100 *км*^{2} и больше. По вещественному составу здесь различаются следующие разновидности: базальты и андезито-базальты, очень плотные; анамезиты и долериты с кристаллической структурой; мандельштейны, базальты и андезитовые порфириты; пирокласты базальтового и андезитового состава; липариты и лавобрекчии кислого состава.

Эффузивы залегают на нижнепалеозойских осадочно-метаморфических образованиях, на палеозойских и мезозойских гранитоидах, на юрских и нижнемеловых отложениях, занимая нагорные склоны долин и водоразделы. Мощность эффузивных образований определяется в 300—

500 *м*. В пространственном размещении покровов в ряде мест отмечается их линейная ориентировка на северо-восток, что указывает на излияния трещинного типа, связанного с молодыми разломами. Породы трещиноваты на глубину, хотя трещиноватость их большей частью слабая. Как правило, в центральных частях массивов источники редки. Наибольшее их количество отмечается по периферии покровов и по склонам долин, пересекающих эффузивные поля. Здесь же наблюдаются и наиболее мощные источники с дебитом 3—4 *л/сек*, а в отдельных случаях — до 10 *л/сек* (Овчаренко и др., 1959). Источники с дебитом выше 10 *л/сек* встречаются редко (табл. 68).

Таблица 68

Сведения о дебите источников, приуроченных к кайнозойским эффузивам

Номера источника	Дебит, *л/сек*	Номера источника	Дебит, *л/сек*	Номера источника	Дебит, *л/сек*	Номера источника	Дебит, *л/сек*
357	7	871	4,27	758	1	980	13,8
829	2	480	1	759	2	981	16
828	2	481	2	761	2	1017	3
		482	2		—	1018	9

В районе Старого Цурухайтуя известен источник с дебитом 48 *л/сек*. Часть источников действует в течение круглого года, причем поздней осенью и в начале зимы отмечается заметное увеличение их дебита *. Это положение иллюстрируется табл. 69.

Таблица 69

Сведения об изменении дебита некоторых источников, приуроченных к эффузивам

Номера источника	Дата замера	Дебит, *л/сек*	Дата замера	Дебит, *л/сек*
49	23/VII 1939 г.	2	2/XII 1939 г.	3
53	23/VII 1939 г.	0,5	1/XII 1939 г.	0,6
157	12/VIII 1939 г.	0,05	19/X 1939 г.	0,1
158	12/VIII 1939 г.	0,2	10/X 1939 г.	0,4

Химический состав вод эффузивов сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый или натриево-кальциевый. При движении вод от центральных частей эффузивных полей к их периферии отмечается постепенное нарастание величины минерализации от 0,06—0,15 до 0,3—0,37 *г/л*, реже — до 2 *г/л*. Среди четвертичных базальтов отмечались гидрокарбонатно-сульфатные воды с небольшой минерализацией. Однако эти сведения работами последних лет не подтвердились (табл. 70).

Как видно из приведенного выше описания, кайнозойские эффузивы слагают своеобразные молодые гидрогеологические структуры, заключающие в себе бассейны подземных вод самого верхнего структурного яруса. Н. И. Толстихин и И. К. Зайцев называют эти структуры супербассейнами.

В Читинской области в основании этих структур залегают как породы фундамента, так и породы чехла. Наиболее распространенным яв-

* Увеличение дебита некоторых источников с наступлением зимы может быть обусловлено промерзанием дериватных струй, в связи с чем ток воды сосредоточивается в основной головке источника *(прим. ред.)*.

ляется первый случай, когда эффузивы четвертичного возраста образуют широкие покровы и потоки по центральным частям и склонам гидрогеологических массивов, сложенных древнейшими магматическими и метаморфическими образованиями (Удоканский массив). В южной части Восточного Забайкалья покровы четвертичных базальтов нередко залегают на юрско-меловых осадочных отложениях, содержащих пластово-трещинные артезианские воды (Торейская впадина, левобережье верхнего и среднего течения р. Аргуни). В отдельных случаях вулканогенные супербассейны располагаются на границе гидрогеологических массивов с артезианскими бассейнами, захватывая часть тех и других.

Питание этих своеобразных гидрогеологических структур осуществляется главным образом за счет просачивания атмосферных вод и конденсации водяных паров. Этому в большинстве случаев способствуют пористая структура и интенсивная трещиноватость эффузивов. В южных районах Восточного Забайкалья, характеризующихся плавными формами рельефа и сильно прерывистой в пространстве и на глубину мерзлой зоной, наблюдаются наиболее благоприятные условия для питания атмосферной влагой, которое осуществляется за счет конденсации водяных паров.

На площади развития Торейского артезианского бассейна важную роль в питании описываемого водоносного комплекса играют поверхностные озерные воды, проникающие в вулканогенные структуры по трещинам и по зонам тектонических разломов. Подобное явление здесь наступило после того, как под влиянием изменения климата, новейших тектонических движений, вызвавших опускание поверхности бассейна в целом, а также — инженерной деятельности человека, уровень воды в ранее разрозненных мелких торейских озерах повысился на 6—8 *м*. Такое значительное повышение уровня, начавшееся примерно с 1954 г., привело к затоплению широких пространств и к образованию единого величайшего озера, разделенного в центральной части узкой перемычкой. Поля четвертичных базальтов, расположенные в центральной части впадины, в настоящее время представляют отдельные острова (например, южная окраина оз. Зун-Торей), возвышающиеся над поверхностью воды на небольшую высоту.

В Байкало-Чарской складчатой области и на севере Олекмо-Витимской горной страны в питании четвертичных базальтов, помимо поверхностных и атмосферных вод, проникающих по таликам, вероятно, принимают участие и глубинные воды. В пользу этого говорит выявленная здесь связь полей базальтов, потухших вулканов, термальных, субтермальных и холодных источников с глубинными тектоническими разломами.

Своеобразные условия питания водоносного комплекса кайнозойских эффузивов накладывают отпечаток на формирование и пестроту химического состава подземных вод. В высокогорных районах Байкало-Чарской складчатой области, Олекмо-Витимской горной страны и Центрального Забайкалья формируются преимущественно гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные магниево- и кальциево-натриевые воды с минерализацией 0,03—0,06 *г/л*. По направлению к межгорным понижениям состав вод постепенно сменяется на хлоридно- и сульфатно-гидрокарбонатный натриево- и магниево-кальциевый, причем минерализация увеличивается от 0,2—0,25 *г/л*. В значительных по площади покровах и потоках эффузивов отмечается нарастание минерализации при движении от центральных частей супербассейнов к их периферии. Так, например, в Приаргунье минерализация в областях разгрузки превышает минерализацию в областях питания в 5—6 раз (от 0,06—0,15 до 0,3—0,37 *г/л*).

Химическнй состав подземиых вод кайиозойскнх

Местонахождение источника	Литологический состав пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*
В средней части пади Зоргольская в 6 *км* на северо-запад от пади Зоргол	Эффузивы	1939 г.	8,1	Нет сведений	2,6	0,2
На левом склоне пади Карабон	„	1939 г.	7,1	То же	2,3	0,2
На правом склоне пади Карабон		1939 г.	7,9	„ „	2,9	0,3
На левом склоне пади Колток	„	1939 г.	7,7	„ „	1,8	0,2
В восточной части пос. Бура	„	1939 г.	8	„ „	Нет	0,2
Пос. Бура		1939 г.	7,7	„ „	„	0,2
В подножие левого склона пади Верхняя	Базальты	13/IX 1959 г.	7	„ „	2,7	0,2
В верховье пади Родная Подушка	„	10/IX 1959 г.	6,7	„ „	1,2	0,1
В верховье пади Большая Кулинда	„	26/VIII 1959 г.	6,6	„ „	0,9	0,09
В верховье пади Хива	„	23/IX 1959 г.	6,6	„ „	0,7	0,07

Таблица 70

базальтов и другнх эффузнвных пород

Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											
	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2 мг/л
мг/л	2	55	Нет	Нет	140	19	Нет	40	8	Нет	Нет	Нет
мг-экв/л	0,05	1,14	сведе-	сведе-	2,3	0,84		2	0,65			сведе-
% · экв	1	33	ний	ний	66	24		57	19			ний
мг/л	3	25	То же	То же	122	6	»	35	8	»	»	То же
мг-экв/л	0,09	0,52			2	0,26		1,75	0,6			
% · экв	1	20			79	10		67	23			
мг/л	2	25	» »	» »	189	11	»	35	15	»	»	»
мг-экв/л	0,05	0,52			3,1	0,7		1,75	1,23			
% · экв	4	12			84	19		48	33			
мг/л	3	20	» »	» »	146	25	»	30	4	»	»	»
мг-экв/л	0,09	0,41			2,4	1,07		1,5	0,33			
% · экв	3	14			83	37		52	11			
мг/л	3	30	» »	» »	158	0,6	»	35	7	»	»	»
мг-экв/л	0,08	0,06			2,59	0,41		1,75	0,57			
% · экв	3	2			95	15		64	21			
мг/л	4	35	» »	» »	128	Нет	»	35	6	»	»	»
мг-экв/л	0,11	0,07			2,1			1,75	0,53			
% · экв	5	3			92			77	23			
мг/л	2	4	» »	» »	189	10	0,1	36	12	»	»	»
мг-экв/л	0,05	0,08			3,1	0,45		1,8	0,98			
% · экв	1	3			96	14		56	30			
мг/л	2	8	» »	» »	79	6	0,1	18	4	»	»	»
мг-экв/л	0,05	0,16			1,3	0,27		0,88	0,36			
% · экв	3	11			86	18		58	24			
мг/л	2	4	»	»	61	4	0,4	15	3	0,1	0,2	»
мг-экв/л	0,05	0,08			1	0,2		0,72	0,21			
% · экв	4	7			89	18		64	18			
мг/л	2	Нет	»	»	55	6	0,1	11	2	0,1	Нет	»
мг-экв/л	0,05				0,9	0,25		0,55	0,15			
% · экв	5				95	26		58	16			

Переслаивание пористых и плотных разностей потоков и покровов с туфами создает внутри вулканогенных супербассейнов этажность водоносных горизонтов и потоков трещинно-грунтовых вод. Эти причины во многих местах Забайкалья обусловливают образование напорных источников и их неравномерный дебит. Из приведенного выше фактического материала видно, что средний дебит источников, питаемых водами кайнозойских эффузивов, значительно выше, чем источников гранитов и других водоносных комплексов и гидрогеологических формаций. Амплитуда колебания дебита также велика — от 0,2 до 10—15 *л/сек*. Максимальный дебит источников составляет 48 *л/сек*.

В зависимости от характера залегания пород описываемого водоносного комплекса и их гипсометрического положения, подземным водам эффузивов свойственны определенные взаимосвязи с водами других комплексов и гидрогеологических формаций. В центральных частях и на склонах горных сооружений подземные воды эффузивов, проникая по трещинам в породы фундамента, пополняют воды гидрогеологических формаций интрузивных, осадочных и метаморфических пород. В краевых частях и в основании горных сооружений воды описываемого комплекса сами могут получать пополнение за счет вод других гидрогеологических формаций и комплексов, так как к этим местам со стороны центральных частей гидрогеологических массивов направлен поток трещинно-грунтовых вод. Относительно высокое гипсометрическое положение вулканогенных супербассейнов в горных районах и в тектонических впадинах обусловливает хорошее качество подземных вод.

В Приаргунье эти воды, вскрытые многими колодцами, эксплуатируются местным населением.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РЕГИОНАЛЬНОЙ И ЛОКАЛЬНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Поскольку значение трещинных вод в гидрогеологическом режиме Читинской области велико, приведем описание основных закономерностей их распространения и классификации.

В Восточно-Сибирской гидрогеологической складчатой области выделяются: 1) трещинные воды зоны выветривания, называемые также трещинно-грунтовыми, обычно со свободной поверхностью; 2) воды региональной тектонической трещиноватости — напорные; 3) воды генеральных тектонических разрывов — локальные.

ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ ЗОНЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Трещинные воды зоны выветривания (обычно со свободной поверхностью уровня) приурочены к осадочным, осадочно-метаморфическим, метаморфическим и магматическим образованиям фундамента.

Для всех выделенных формаций фундамента характерен определенный тип циркуляции подземных вод, одинаковые условия их питания, движения и разгрузки, а также химический состав воды и степень ее минерализации. Таким образом, среди подземных вод магматических, метаморфических и других метаморфизованных пород разных возрастов наблюдается значительно больше общих сходных моментов, чем различий.

В зоне выветривания, охватывающей глубины до 60—80 *м*, различается несколько видов водоносных трещин. Главными из них являются: трещины тектонической отдельности, кливажные, послойные и экзогенные. Совокупность всех видов трещин в зоне выветривания создает общий фон трещиноватости метаморфизованных, метаморфических и магматических пород. С этой трещиноватостью связано наличие трещинно-грунтовых вод. В пределах описываемой зоны преимущественное развитие получают тектонические трещины отдельности, образовавшиеся в момент становления интрузивных массивов и подновленные в последующие эпохи диастрофизма. С поверхности тектонические трещины усложнены процессами химического и физического, а немного глубже — в основном химического выветривания. На этой глубине подземные воды имеют свободную поверхность и называются трещинными водами зоны выветривания *. Начиная с глубины 60—80 *м* обводненность магматических и метаморфических пород приурочена к более крупным, по отно-

* Не следует объединять с водами коры выветривания. К коре выветривания относятся продукты разрушения коренных пород, залегающие на зоне выветривания. В коре выветривания находятся поровые воды *(прим. ред.)*

шению к первым, тектоническим трещинам. Данный вид трещин имеет в Забайкалье исключительно широкое площадное развитие. С ним связано чаще всего наличие напорных подземных вод. На площадях, где первый вид трещин выражен слабо и затухает на относительно небольшой глубине, например, в крепких монолитных гранитоидах, напорные трещинные воды могут быть вскрыты скважинами довольно близко от поверхности.

Наиболее удовлетворительно трещиноватость горных пород в зоне выветривания изучена в Центральном и Восточном Забайкалье.

В высокогорных районах Зачикойской горной страны (Центральное Забайкалье) мощность зоны выветривания в мезозойских гранитах в районе Букукунского месторождения составляет 10—15 *м*, а в эффузивных породах (устье долины р. Талаги) — 25—30 *м*. В зоне среднегорного рельефа (абс. отметки 1200—1700 *м*) величина мощности зоны выветривания в гранитах и метаморфических сланцах увеличивается. По мнению В. И. Цыганка, она колеблется здесь от 20 до 50 *м*.

В западной части Агинского палеозойского поля (Восточное Забайкалье) трещины отдельности, разбивающие осадочно-метаморфические породы на брусья, ориентируются по трем основным направлениям (азимуты падения 10—80, 100—230 и 270—320°). Тектонические трещины пользуются наибольшим развитием на участках, испытавших сильные дислокации. Сюда можно отнести место слияния рек Барун-Догоя и Боршии, а также правый склон долины р. Амихтоши (северная часть Агинского поля). Время образования данных трещин несомненно различно. С каждой новой фазой складчатого тектогенеза закладывались новые системы, причем в породах более древних по возрасту это заложение происходило по ослабленным направлениям, предопределяемым ранними стадиями древних эпох диастрофизма. Характерной чертой тектонических трещин отдельности является их большая по сравнению с другими трещинами степень раскрытости, нередко увеличивающаяся с глубиной. Разновидностью тектонических трещин является кливаж, который подразделяется на кливаж разлома и кливаж течения. Оба вида проявляются в осадочно-метаморфических породах района. Первый характерен для более жестких скальных пород, например, крепких песчаников, а второй — для сравнительно мягких — глинистых сланцев. Послойные и кливажные трещины обладают несколько меньшей степенью раскрытости, чем трещины тектонической отдельности. Их направления, особенно в кулиндинской и ононской свитах, являются близкими, что объясняется изоклинальным характером складчатости.

С глубиной трещины сильно уменьшают свои размеры, они затухают окончательно в 20—80 *м* от поверхности земли в породах, легко поддающихся выветриванию, и в 5—6 *м* — в породах стойких.

Для выяснения направления движения подземных вод в скальных породах очень важно знать не только общий характер и степень трещиноватости, но также и направление трещин. В табл. 71 приведены сведения о повторяемости направлений трещин через каждые 30° с указанием количества трещин по двум районам Агинского поля.

Для северной части Агинского поля преобладающими направлениями падения для большего количества трещин являются восток-юго-восток (аз. падения 90—120°) и юго-запад (аз. падения — 210—240°). Для северо-восточного направления количество трещин является наименьшим. Количество трещин с падением в других направлениях — примерно одинаково.

В центральной части Агинского поля (бассейны р. Хилы) преобладающим направлением падения для большего количества трещин является запад-северо-запад (270—300°), затем северо-запад (300—330°).

Таблица 71

Сведения о трещиноватости пород Агинского палеозойского поля
(по Н. С. Богомолову)

Азимуты падения	Количество трещин (Междуречье, Баруи-Догоя—Баруи-Шивеи — северная часть Агинского палеозойского поля)	Количество трещин (Бассейн р. Хилы-центральная часть Агинского палеозойского поля)	Азимуты падения	Количество трещин (Междуречье Баруи-Догоя—Баруи-Шивеи — северная часть Агинского палеозойского поля)	Количество трещин (Бассейн р. Хилы—центральная часть Агинского палеозойского поля)
0—30°	4	18	180—210°	33	18
30—60°	9	12	210—240°	41	16
60—90°	24	5	240—270°	28	19
90—120°	41	16	270—300°	9	42
120—150°	19	11	300—330°	17	37
150—180°	33	7	330—360°	10	7

В Приаргунье (Юго-Восточное Забайкалье), на площади развития нижнепалеозойских метаморфических песчано-сланцевых пород и магматических образований тектонические трещины имеют два основных, отчетливо выраженных направления: северо-западное и северо-восточное. Мощность зоны выветривания достигает здесь 60—80 *м*.

Наличие нескольких различно направленных и взаимно пересекающихся систем трещин обычно создает благоприятные условия для циркуляции подземных вод. В Центральном и Юго-Восточном Забайкалье проявлено не менее трех, а в Восточном — до шести систем тектонических трещин. Совокупностью всех отмеченных видов трещин, присущих породам осадочно-метаморфической толщи, определяется общий фон и степень трещиноватости, которые зависят главным образом от возраста, литологического состава и тектоники. Например, песчаники и метаморфические сланцы кулиндинской и ононской свит, являясь наиболее древними породами палеозоя, отличаются повышенной степенью трещиноватости, поскольку они испытали воздействие большого количества фаз складчатого тектогенеза по сравнению с более молодыми свитами и по сравнению с интрузивными молодыми образованиями. Анализ фактического материала показывает, что степень трещиноватости осадочно-метаморфических образований в зоне выветривания является более высокой, чем, например, палеозойских, мезозойских и кайнозойских гранитоидов и эффузивов. В последних зона выветривания выражена не так отчетливо, а подземные воды, связанные с этой зоной, чаще всего не имеют такого широкого площадного развития, какое отмечается для метаморфических сланцев. Однако в ряде случаев древний возраст пород сам по себе еще не может служить даже косвенным признаком повышенной степени их трещиноватости, а следовательно, и водоносности. На участках, где постмагматическая деятельность проявлялась более активно, тектонические трещины, образовавшиеся в ранней стадии складчатости, могут быть заполнены новообразованиями в виде жилок кварца, кальцита и т. п.

Известно, что кора выветривания, под которой понимают совокупность элювиальных образований, обладает более высокой степенью трещиноватости, скважности и пористости, чем породы, залегающие вне ее пределов. В свою очередь степень трещиноватости является одним из первостепенных факторов обводненности горных пород. С этим необходимо считаться как при поисках подземных вод, так и при борьбе с ними при эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Активному воздействию агентов химического и физического выветривания подвергаются главным образом относительно мягкие горные породы: углисто-

глинистые, глинисто-слюдистые, серицитовые и хлоритовые сланцы, а также слабо сцементированные песчаники. В пределах полей развития отмеченных пород выветриванием охватывается определенной мощности зона, величина которой зависит от литологического состава и в некоторой степени от положения склона по отношению к странам света. В долинах широтного простирания она несколько больше на нагорных склонах южной экспозиции, чем на склонах, обращенных к северу. Однако элювиальные образования характерны не только для склонов и водораздельных пространств. Не менее типичен элювий и для днищ горных долин, где его образование ведется при очень длительном и беспрерывном взаимодействии подземных вод с горными породами. В долине р. Барун-Шивеи и системе правых притоков р. Аги после проходки 20—25-метровой толщи аллювия скважинами, как правило, подсекается слой темно-серых глин, содержащих крупные остроугольные обломки темно-серых углисто-глинистых сланцев. Эти глины, несомненно, представляют собой результат химического выветривания коренных пород, поскольку они постепенно сменяются сначала сильно разрушенными мягкими, а затем трещиноватыми углисто-глинистыми сланцами. Подобных примеров имеется очень много. Слабо сцементированные песчаники обычно превращаются в рыхлые крупнозернистые пески, а граниты — в дресву и суглинки.

Крепкие сливные песчаники, кварциты, кремнистые сланцы и некоторые другие породы затрагиваются выветриванием весьма слабо и на очень небольшую глубину. Если в породах первого типа колебание мощности зоны выветривания составляет большей частью 30—60 *м*, то в породах второго типа — всего лишь 5—6 *м*. На площадях развития однородных (по отношению к воздействию агентов выветривания) горных пород мощность зоны примерно одинакова. Нижняя граница зоны, где эффективная трещиноватость, представляющая собой совокупность всех видов трещин, затухает, для подземных вод практически является водоупорным ложем. Это ложе в породах сходного состава в общих чертах плавно повторяет формы наземного рельефа.

Для Восточного Забайкалья в пределах водораздела, склона и дна долины Д. И. Щеголевым и Н. И. Толстихиным выделяются три зоны трещиноватости, характеризующие наличие, состав и режим подземных вод: первая зона интенсивной трещиноватости на водоразделе (зона аэрации); вторая — ослабленной трещиноватости в центральной части массива и повышенной вблизи склонов; третья — пониженной трещиноватости в центральной части массива и повышенной на площади развития долины.

В пределах первой зоны устанавливается сильная циркуляция и значительная инфильтрация.

На площади развития второй зоны — у подошвы склонов зеркало вод залегает неглубоко от поверхности земли. Выносимые водой соединения железа выпадают в виде окислов. Верхняя поверхность зоны находится выше тальвега долины.

Третья зона характеризуется наличием застойных вод медленной циркуляции. Для нее характерны восстановительные процессы воды со щелочной реакцией, а также образование сульфидов железа.

В складчатых сооружениях фундамента различают открытую, или современную, зону выветривания и перекрытую, или древнюю (мезозойскую), зону выветривания. Первая охватывает площадь, где фундамент выходит на поверхность, а вторая представляет собой участок, где фундамент залегает под осадочными отложениями чехла. Первая зона распространена в гидрогеологических массивах, а вторая, как правило, в артезианских бассейнах.

В открытой части фундамента по вертикали выделяются две зоны, характеризующиеся различным режимом подземных вод. Верхняя зона представляет собой так называемый «пояс выщелачивания». В пространственном отношении сюда входят значительно приподнятые участки поверхности, являющиеся областями питания. Режим подземных вод данной зоны непостоянен. После интенсивного выпадения атмосферных осадков на склонах долин и горных хребтов появляются многочисленные нисходящие источники, которые имеют сезонную деятельность. Нижняя зона представляет собой зону постоянной циркуляции трещинных вод. Источники, связанные с трещинными водами зоны постоянной циркуляции, действуют более или менее постоянно, в том числе и в зимний период.

Существенное влияние на режим трещинных вод оказывает мерзлая зона Земли. В северной части области, в пределах Байкало-Чарской и Олекмо-Витимской горных стран многолетнемёрзлые породы имеются почти повсеместно. Как показали наблюдения, крупные горные хребты и их отроги, сложенные протерозойскими метаморфизованными песчаниками и сланцами, промерзлены на глубину до 500—800 *м* и более. В узких и глубоких долинах горных рек, являющихся притоками Чары и Колара, мощность мёрзлой зоны резко сокращается. Уже на глубине около 100 *м* здесь вскрываются напорные трещинные воды.

Талыми являются вероятно лишь отдельные участки склонов южной экспозиции. Большинство из них безлесны, имеют крутой уклон и покрыты крупнообломочным материалом. Каменные россыпи протягиваются иногда на многие десятки километров. При наличии интенсивной трещиноватости подобные места могут являться областями питания подземных вод. Однако в северных районах области, обводненность пород будет определяться вторым и третьим комплексами тектонических трещин — системой мелких разрывных нарушений, имеющих региональное развитие, а также комплексом локальной тектонической трещиноватости в зонах генеральных разломов. Трещинные воды зоны выветривания со свободной поверхностью уровня здесь практически отсутствуют.

При движении на юг мёрзлая зона Земли в силу географической зональности заметно сокращается в пространстве и на глубину. В южных районах Олекмо-Витимской горной страны, в Центральном и Восточном Забайкалье трещинные воды зоны выветривания получают площадное развитие. Они вскрываются здесь скважинами и колодцами в долинах и по их склонам (табл. 72).

В открытой части фундамента, т. е. на большей площади своего развития, трещинные воды имеют свободную поверхность уровня. Лишь в долинах, где водоносная зона в трещиноватых породах перекрыта водоупорными четвертичными отложениями, подземные воды приобретают напор, достигающий 40—50 *м*.

Минимальная глубина залегания водоносной зоны характерна для верховьев и оснований склонов долин, где трещинные воды дают многочисленные нисходящие источники или вскрываются неглубокими колодцами. При движении от долин к их нагорным склонам и водоразделам глубина водоносной зоны увеличивается до 50—100 *м*.

Производительность водоносной зоны зависит в основном от степени трещиноватости горных пород в зоне выветривания и реже от литологического состава водовмещающих пород. Породы, наиболее древние по возрасту и легко поддающиеся воздействию агентов физического и химического выветривания, характеризуются, как правило, наибольшей степенью водоносности. Повышенной степенью водообильности обладают слабометаморфизованные песчаники, углисто-глинистые, серицитовые,

Таблица 72

Сведения о трещинных водах зоны выветривания

Номер скважины	Местоположение водопункта	Литологический состав водоносного горизонта	Возраст пород	Глубина залегания водоносного горизонта, м		Пройденная мощность, м	Статический уровень, м	Напор, м	Понижение, м	Дебит, л/сек	Сухой остаток, г/л	Фамилия исследователя, год
				кровли	подошвы							
8412	Село Судунтуй, Агинский район	Сланцы метаморфические, до глубины 13 м разрушенные, трещиноватые, а до 10,5 м — мерзлые	Pz	10,5	40	29,5	+0,5	11	23	1,1	—	Бурвод, 1955
4680	Прииск Спокойный, Агинский район	Сланцы метаморфические	»	27	60	33	27	0	1 1,2 1,4	2 2,31 2,5		То же
7660	Агинский район	Сланцы метаморфические, до глубины 15 м глины со щебенкой мерзлые	»	15	27	12	7	8	4,3 5 5,65	2 3 4,5	—	» »
8401	Прииск Спокойный, Агинский район	Сланцы метаморфические, до глубины 42 м трещиноватые	»	22,3	42	19,7	18,4	3,9	2,3 3,3	2 2,66	—	» »
7749	Южный Аргалей, Агинский район	Песчаники трещиноватые	»	19	30	11	15	4	10 9	5,2		Бурвод, 1954
7260	То же	Сланцы метаморфические	»	14	29	15	9	5	2,5 1,6	3,58 2,25	—	То же
8776	Агинский район	То же	»	17	30	13	6	11	20	2,75	—	Бурвод, 1955
9613	Агинская МТС	» »	»	27,5	34	6,5	2,3	24,2	0,9	5	—	То же
7267	Могойтуйский район	» »	»	26,5	32	5,5	2,2	24,3	4,1 6,48	2,5 3,05	—	Бурвод, 1954
1901	Разъезд № 111, Могойтуйский район	» »	»	—	—	—	7,65	—	17,05	3,33	—	Миркин, 1936

1	Долина р. Устей-Хила, Могойтуйский район	Сланцы серицит-кварцевые	„	6	29,5	23,5	4,55	1,45	1	0,46	0,323	Н. С. Богомолов, Н. В. Кужелева, 1953
1	Пос. Зун-Мылхита, Могойтуйский район	Сланцы слюдисто-кварцевые	„	17,7	24	6,3	1,7	16	—	1,5	0,46	Н. С. Богомолов, 1955
2	Хурай-Хила, Могойтуйский район	Сланцы слюдисто-кварцевые	„	14	19,45	5,35	2,05	12,06	—	1,5	0,412	Н. С. Богомолов, 1955
49	Пос. Киргуйтуй, Могойтуйский район	Сланцы метаморфические	„	15,8	37,2	21,4	0,2	16	5 11,5 15	0,9 2 2,6	0,31	Н. М. Лапай, 1957
5	Падь Аратунзена, Могойтуйский район	Сланцы серицит-хлоритовые	„	32,25	100	77,75	32,75	0	16 15,35	0,31 0,33	0,87	В. Э. Трупов, 1956
4	Пос. Зун-Нарын, Могойтуйский район	То же	„	17	34	17	7	10	17,3 13,2 11,7 1,65	0,7 0,66 0,63 0,75	1	То же
113	Пос. Цаган-Чаллота, Могойтуйский район			25	64,75	39,75	11,3	13,7	3,9	1,6	0,252	Н. М. Лапай, 1958
10	Кыринский район	Сланцы метаморфические, разрушенные	„	9,5	11,1	1,6	9,5	0	—	—	—	М. В. Масленников, 1940
5116	То же	Сланцы метаморфические, сильно выветрелые	„	7	17	10	2,5	4,5	12,5 6,5	2,5 1,35	—	Бурвод, 1947
5115	„ „	То же	„	8,5	27	18,5	3	5,5	12 22	1,41 1,4	—	То же
4	Долина р. Тарбальджей Кыринский район	Сланцы кремнистые, сильно трещиноватые, разрушенные	„	14,5	43,8	29,3	1,25	13,25	0,5 1,5	3 5,5	—	А. И. Иванов, 1947
21	Тарбальджей, Кыринский район	Сланцы глинистые, сильно выветрелые	„	20,45	25,2	4,75	0,5	19,95	0,54	1,04 3,74	—	То же
15	Долина р. Толочь, Кыринский район	Сланцы песчано-глинистые	„	9,75	37,6	27,85	6,68	3,07	2 1	0,013 0,023	—	„ „
127	Село Золотухино, Шилкинский район	Гранодиориты крупнозернистые, среднезернистые	γP_2	17	136	119	17	0	0,3	0,036	0,166	Н. М. Лапай, 1959

45	Озеро Ныр-Нор, Борзинский район	То же	»	16,8	81,35	64,55	8	8,8	26,45 31,25 44,25	0,41 0,5 0,6	–	То же
55	Борзинский район	Сланцы метаморфические, сильно выветрелые	»	18	20,05	20,05	16,4	1,6	20,1	0,2	–	» »
5	Пос. Тутхалгуй, Борзинский район	Сланцы метаморфические, сильно выветрелые	»	27,3	32	4,8	9,8	17,5	7,2	0,14	–	Н. Л. Кудрявцева, 1940
54,1	Ст. Шерагуа, Борзинский район	Известняки	»	50,65	88,47	37,82	50,65	0	1	0,9	0,57	То же
59,2	В 5 км от пос. Надаровка, Борзинский район	Известняки плотные, окварцованные, трещиноватые	»	61	80,1	19,1	61	0	0,5	1,33	0,358	» »
2110	Борзинский район	Сланцы слюдистые	»	16,5	35,5	19	+0,1	16,6	21,15	2,22	–	Миркин, 1936
80	Гора Кенджур, Борзинский район	Сланцы кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые	»	34	70	36	34	0	1,11	0,76	–	Н. Л. Кудрявцева, 1940
14	Тарбаригуй, Борзинский район	Граниты среднезернистые, трещиноватые	»	17	32	15	17	0	2,15 3,13 6,53	0,44 0,63 1,1	0,4	И. М. Лапай, 1956
15	Пос. Кайластуй, Борзинский район	Песчаники, сильно выветрелые	»	20	31	11	9,5	10,5	5,2 12,7 16,5	0,239 0,561 0,722	0,268	То же
17	Пос. Дырбылкей, Борзинский район	Граниты	Pz	36	46	10	24,7	11,3	0,55 1,3 2,4	0,38 0,9 1,7	0,248	И. М. Лапай, 1956
66	Пос. Маргунек, Борзинский район	Конглобрекчия мелкообломочная	»	22	41,1	19,1	4	18	7,3 4,4 1,9	1,35 1,2 0,58	0,21	И. М. Лапай, 1957
18,55	Хайшинская	Сланцы эпидото-хлоритовые	»	18	32	34	18	0	8	0,16	0,454	Е. Я. Стрелковский, 1937

Продолжение табл. 72 (3)

Номер скважины	Местоположение водопункта	Литологический состав водоносного горизонта	Возраст порол	Глубина залегания водоносного горизонта, м		Мощность зоны аэрации, м	Статический уровень, м	Напор, м	Понижение, м	Дебит, л/сек	Сухой остаток, г/л	Фамилия исследователя, год
				кровли	подошвы							
3	Пос. Калиника, Оловянинский район	Дресвяник гранитоз, трещиноватые граниты	γ Mz	4,8	25	21,2	4,8	0	16,8 10,75	1,7 1	0,1	Н. А. Лавшиц, 1946
6	Пос. Хухутуй, Оловянинский район	Сланцы, метаморфизованные, черного цвета, трещиноватые	Pz	24,7	41,5	16,8	24,7	0	6,8 4,8 2,6	1 0,73 0,61	0,886	В. Э. Трупоз, 1956
138	Река Тура, Карымский район	Сланцы метаморфические, выше смеющиеся водоносным эловлем и алловием	»	15	22	7	1,7	13,3	5,4	1,79	0,246	В. П. Валединский, 1939
4а	Курорт Дарасун, Карымский район	Сланцы глинистые, трещиноватые. Выше-водоупорные рыхлые отложения	»	31	50	19	4,75	26,25	3,7 2,76	2,6 2,1	0,258	Н. А. Лавшиц, 1936
4	Чикирта, Ононский район	Известняки	Pz	29,5	73,84	44,34	41,6	0	2,85	0,06	0,32	Е. Н. Евдоков, С. М. Сидельников, 1937
133	Борзинский район	Известняки трещиноватые	»	56	70	14	56	0	1,7 2,7 4,7	0,48 0,75 1,1	0,452	Н. Л. Кудрявцева, 1940
3,25	То же	Сланцы плойчатые, филлитоидные, темно-серого цвета, трещиноватые	»	22,2	62	39,8	8,6	13,6	1 2 3,5	0,29 0,36 0,44	0,389	Е. Я. Стрелковский, Д. Л. Савченко, 1937
107	Озеро Карайно-Нор, Борзинский район	Сланцы кремнистые	»	28,7	59	30,3	12,2	16,5	43,2 47,3	0,18 0,21	–	Е. Н. Евдоков, С. М. Сидельников, 1937
48	В 16 км к западу от пос. Чиндант, Борзинский район	Сланцы метаморфические, песчаники	»	–	80	–	19,75	–	36,25 40,55 43,85	0,27 0,3 0,4	–	С. В. Комиссаров, 1933

хлоритовые и глинистые сланцы, а также филлиты палеозойского и иногда эффузивы мезозойского и кайнозойского возраста. Менее водообильны палеозойские и мезозойские гранитоиды, архейско-протерозойские гнейсы и кристаллические сланцы.

Среди подземных вод данного класса преобладают сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, реже — кальциево-магниевые воды со средними значениями величины минерализации, составляющими 0,2—0,3 *г/л*. При движении с севера на юг химический состав вод усложняется, содержание сульфат-иона и хлора увеличивается. Одновременно нарастает величина минерализации. В южных районах Читинской области иногда отмечаются воды с минерализацией до 1 *г/л*, реже — до 3 *г/л*.

Наряду с широтной гидрохимической зональностью, проявленной в масштабе крупного региона, каким может считаться Восточно-Сибирская гидрогеологическая складчатая область в целом, внутри межгорных бассейнов трещинных вод отмечается интразональность. Она выражается в нарастании значений величин минерализации воды при движении от центральных частей горных сооружений к межгорным впадинам. Степень минерализации подземных вод возрастает при этом в 5—10 раз — от 0,05—0,1 *г/л* до 1 *г/л* и выше.

В складчатых сооружениях фундамента, на площади развития трещинных вод зоны выветривания, принимая во внимание условия их формирования и режима, выделяются три резко различающиеся между собой области. Первая представляет собой область питания. Она включает центральные части горных хребтов, их отроги и водораздельные пространства между долинами. Вторая является областью транзита и частично выклинивания трещинных вод. Это, преимущественно склоны и верховья горных долин, в пределах которых происходит выход воды на поверхность в виде многочисленных источников. Третья — это область вторичного погружения, накопления и разгрузки. В пространственном отношении она совпадает с современными и древними долинами, а также с межгорными бассейнами трещинных, поровых и артезианских вод. Область в целом характеризуется значительными естественными ресурсами, так как площадь внешней области питания во много раз превышает площадь накопления трещинных вод.

ВОДЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Тектоническая трещиноватость, развитая в осадочно-метаморфических и метаморфических образованиях, находящихся ниже зоны выветривания, изучена далеко не достаточно, хотя ее наличие в условиях напряженной складчатости установлено сотнями разведочных и десятками гидрогеологических скважин. Отдельные водоносные трещины подсекаются на глубине 170—200 *м* (Лапай и др., 1956, 1957, 1958), а иногда 300—500 *м* от поверхности. В Восточном Забайкалье имеется два преобладающих направления трещиноватости данного вида: северо-восточное и северо-западное. Несколько реже отмечается трещиноватость близширотного направления. Первые два направления строго выдержаны по всей территории. По своему характеру это совершенно особый вид, отличающийся от трещин тектонической отдельности большей глубиной проникновения в земную кору, большей степенью раскрытости и наличием вдоль плоскостей трещин постоянно присутствующих штрихов, борозд и зеркал скольжения, свидетельствующих об определенных смещениях пород. Данные трещины представляют собой мелкие тектонические разрывы. Если региональные глубинные разрывы Читинской области прослеживаются по простиранию иногда на многие десятки и сотни километров, затрагивая породы различного возраста, то описываемые

разрывы имеют максимальную протяженность, измеряемую лишь десятками и немногими сотнями метров. Эти разрывы почти никогда не выходят за пределы определенного геолого-литологического комплекса.

Мелкие разрывы северо-восточного и северо-западного направлений приобрели в Забайкалье отмеченную ориентировку под влиянием тех же сил, которые образовали разрывы с большими амплитудами перемещения и параллельны им в плане. Это нашло свое отображение в строении гидрографической сети. Большинство современных речных долин ориентировано на северо-восток или юго-запад, а большинство их притоков — на северо-запад или юго-восток. Разрывные нарушения рассекают поля магматических и метаморфических пород на большое количество блоков, испытавших относительно друг друга определенные смещения. В Зачикойской горной стране блоковое строение тектонических структур, сложенных палеозойско-мезозойскими магматическими и метаморфическими породами, отчетливо отображено на геологических картах. Однако на эти карты нанесены лишь относительно крупные блоки, характеризующие общую структурно-тектоническую обстановку отдельных районов в целом. Сеть разрывных нарушений сопровождается, как правило, интенсивным катаклазом, милонитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, пиритизацией, окварцеванием и другими процессами (рис. 23, 24). При хорошей обнаженности гранитных массивов мелкие разрывные нарушения и генетически с ними связанные тектонические трещины хорошо дешифрируются по аэрофотоснимкам и прослеживаются на местности при специальных полевых исследованиях (рис. 25). По заключению И. Н. Фомина, одна часть трещин связана с процессами становления интрузивов, о чем свидетельствует приуроченность к трещинам дайкового комплекса (лампрофиры, пегматиты, аплиты и др.), другая часть отражает наложенные неотектонические процессы. Важную роль в образовании полезных ископаемых играют мелкие разрывные нарушения. Большинство месторождений, рудопроявлений и зон минерализации связано трещинами с деятельностью гидротерм геологического прошлого. Эта деятельность не утратила своего значения, по-видимому, и на современном этапе геологического развития Земли. Во многих обнажениях процесс кристаллизации некоторых минералов, выделяющихся из водных растворов, можно проследить на всех стадиях, хотя это выделение и происходит большей частью при низких температурах.

На самостоятельное значение трещинно-жильных вод, циркулирующих ниже зоны выветривания, указывалось Н. И. Толстихиным. Он предлагал различать циркуляцию в поверхностных частях зоны выветривания и циркуляцию на глубине — «жильный тип» (Глазов, Соколов, 1936). Этот класс вод Н. И. Толстихин называет трещинно-жильным напорным в отличие от трещинно-грунтовых вод со свободной поверхностью уровня (1959).

При бурении гидрогеологических скважин описываемые воды были вскрыты в южной части Читинской области в осадочно-метаморфических образованиях палеозоя, представленных серицито-хлоритовыми, хлоритовыми, слюдисто-кварцевыми, углисто-глинистыми и другими сланцами, а также в палеозойско-мезозойских гранитоидах. Анализ фактического материала показал, что данные воды в пределах Восточного Забайкалья развиты и там, где тектонические разрывы геологическим картированием не установлены. Скважины проходились в пределах днищ и склонов крупных, средних и малых современных горных долин в условиях расчлененного или пологоволнистого рельефа, а также и в приводораздельных частях складчатых сооружений. Как правило, водоносные трещины подсекались после проходки довольно мощной зоны свежих, монолитных пород, не затронутых выветриванием. При этом часто

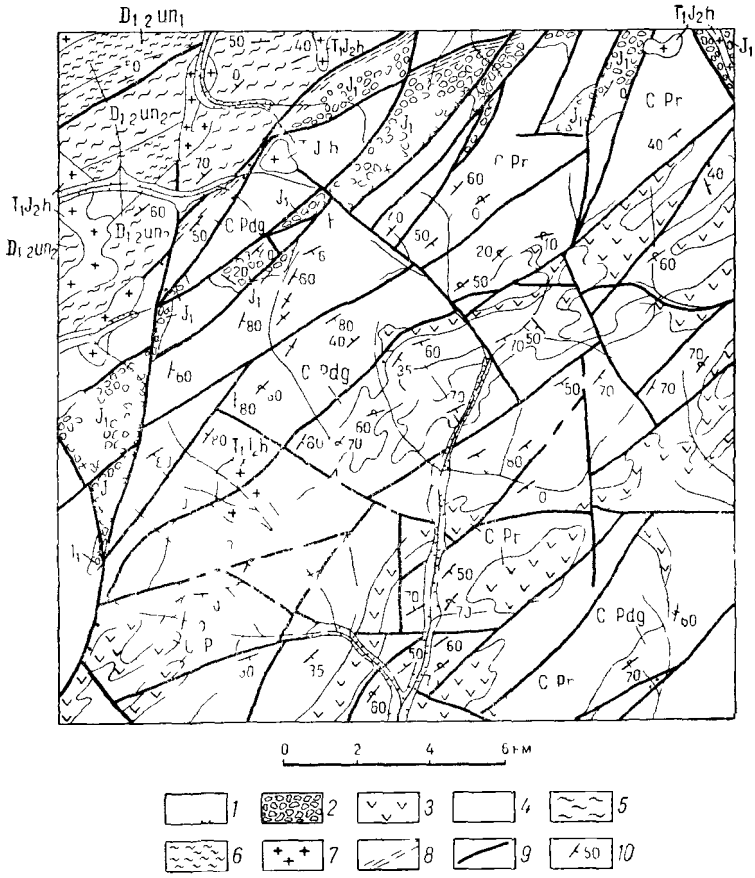


Рис. 23 Схема геологического строения и тектоника верховья р Бальджи (по В П Краснову)

1 — четвертичные отложения, *2* — ннжнеюрские от*ложения конгломераты,* конгломерато брекчин песчаники красноцветные конгломераты *3* — рябинов ская свита песчаники кремнистые сланцы, андезитовые и диабазовые порфириты, *4* — дабан торхонская свита, глинистые алевролиты песчанники кремнистые сланцы андезитовые и диабазовые порфирнты, *5* — среднеундургинская подсвита филлиты, филлитизированные алевролитовые сланцы песчаникн *6* — нижнеундургинская подсвнта (фнллиты) *7* — граниты биотитовые *8* — зоны катакла за и милонитизации *9* — главнейшие тектонические разломы *10* — элементы залегания пород

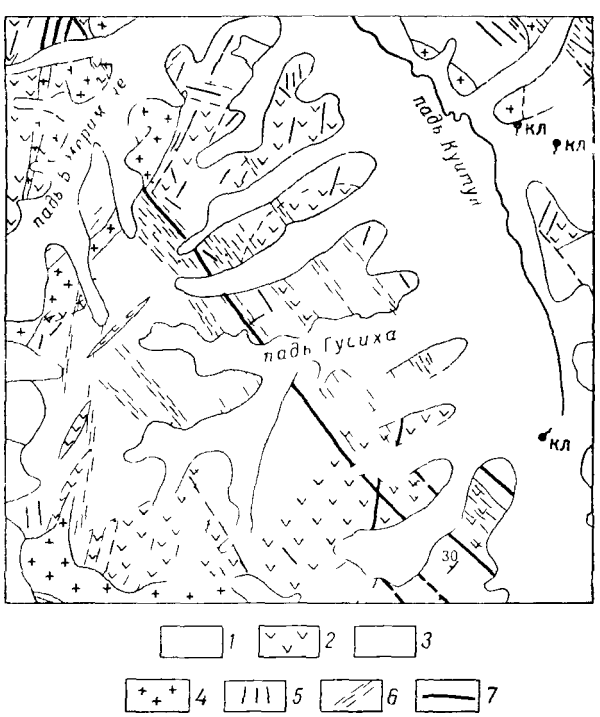


Рис 24 Примеры блокового строения отдельных участков Аргунского хребта (северо-западнее п Дурой)

1 — четвертичные отложения *2* — верхнеюрскне средние эффузивы, *3* — верхнеюрские туфы, *4* — верхнеюрскне днорнтовые порфириты, *5* — дайковый комплекс (гранит порфиры диорит порфиры и др) *6* — зона повышенной трещиноватостн брекчирования ч гидротермально измененных пород (каолинизация пиритизация окварцевание хлоритизация) *7* — разрывные тектонические нарушения

вскрываются не единичные трещины, а определенной мощности зоны трещиноватых пород, величины которых колеблются от единиц до нескольких десятков метров. В более значительных по мощности зонах сеть трещин обычно реже, а сами трещины — тоньше. Основная водоносность всегда связывалась с крупными трещинами, имеющими на своей поверхности борозды, штрихи и зеркала скольжения. Почти повсеместно отмечались новообразования в виде кристаллов кварца, кальцита, налетов окислов железа. Нередко наблюдаются хлоритизация, серицитизация

Рис. 25. Схема тектонической трещиноватости в палеозойских гранитах Малханского хребта (по И. Н. Фомину и Г. Ф. Уфимцеву)

1 — зоны тектонических разломов, *2* — мелкие разрывные нарушения и трещины тектонической отдельности

и пиритизация, развивающиеся вдоль плоскостей смещения. Глубины вскрытия водоносных трещин скважинами колеблются в широких пределах — от 20—30 *м* до нескольких сотен метров — в зависимости от конкретной геолого-тектонической обстановки участка разведки. Чаще всего водоносные трещины залегают на глубинах от 60 до 100 *м*, а наиболее глубокие — на 200—300 *м* от поверхности (табл. 73). Воды характеризуются высоким гидростатическим или газовым напором, измеряемым десятками, а иногда сотнями метров, причем по некоторым скважинам наблюдаются явления самоизлива. В отличие от трещинно-грунтовых в основном ненапорных вод зоны выветривания данные воды могут быть названы трещинно-напорными водами зоны региональной трещиноватости. Величины напоров наиболее глубоких водоносных трещин достигают 50—150 *м*, а по отдельным из них превышают 300 *м*. Особенно

Таблица 73

Сведения о водах региональной тектонической трещиноватости по скважинам

Номер скважины	Местоположение водопункта	Литологический состав водоносных пород	Возраст пород	Глубина залегания водоносных пород, м		Приведенная мощность, м	Статический уровень, м	Величина напора, м	Понижение, м	Дебит, л/сек	Минерализация, г/л	Фамилия исследователя, год
				от	до							
29	Нерчинский район, с. Ключи	Сланцы серицит-хлоритовые	Pz	30,2	53,7	23,5	4	26,2	3,9 6,2 9,4	0,6 1 1,4	1	Лапай И. М., 1957
31	Нерчинский район, падь Алеурская	Сланцы серицит-хлоритовые, с 13 до 19 м породы по трещинам заполнены кварцем. Мощность прожилков до 0,3 м	„	25	Нет	Нет	+0,5	25,5	Нет	0,03	Нет	То же
32	Нерчинский район	Граниты биотит-роговообманковые	Pz	75	78	3	1,1	76,1	54	0,04	0,396	„ „
36	Нерчинский район, с. Казлино	Сланцы серицит-хлоритовые с прожилками кварца	„	51,3	78	27,7	3,5	47,8	1,8 1,5 0,7	2,5 2 0,86	1,3	„ „
37	Волочаевка, Нерчинский район	Гранодиориты катаклазированные, измененные	Pz_3—Mz_1	48	101	53	2,5	45,5	14,3 10,95	1,7 1,5	0,21	„ „
43	Бухты, Черемшевский район	Граниты лейкократовые	Pz	73 92	80 110	6,8 18	2	71,2 90	4,5	1,5		„ „
48	Саман, Могойтуйский район	Кварцевые диориты, слаботрещиноватые. Трещины заполнены кальцитом и хлоритом	Mz	80	120	40(?)	16,8	63,2	58,7	0,012		„ „
50	То же	Сланцы метаморфические темно-серого цвета, окварцованные	Pz_1	21,7	28,3	6,6	3,7	18	16,4 20,7	0,8 1	0,345	„ „

52	Бурят-Монгольский совхоз, Могойтуйский район	Сланцы метаморфические, сильно окварцованные по трещинам	»	20	44	24	9,5	10,5	2 0,5	1,9 0,5	0,839		» »
53	Буранова, Могойтуйский район	Сланцы слюдисто-кварцевые	Pz	50	73	23	7	43	3 2	2,2 1,6	0,45		» »
54	Бурят-Монгольский совхоз, Могойтуйский район	Сланцы метаморфические, трещиноватые	Pz_1	33 64	42 72	9,5 8	4,8	28,2 59,2	1,4 3,15	1,08 1,94	Нет		» »
56	Большой Соктуй, Оловяннинский район	Кварцевые диориты	Pz	47,15	–	–	19,9	27,25	14 6	0,7 0,33	0,304		Лапай И. М., 1957
76	Александрово-Заводский район	Конгломераты слабо трещиноватые	J_{1-2}	55 68	64 71	9 3	14,8 +6,5	40,2 61,5	18 28	1,7 2,20	0,284		То же
75	В 6 км северо-западнее с. Акатуй	Конгломераты	»	57	77	20	2,5	54,5	30 20	1,58 1,3	–		» »
82	Село Илим, Нерчинский район	Граниты среднезернистые, биотитовые, окварцованные	Pz	120	153	33	2	118	3,6	0,26	0,165		Лапай И. М., 1958
83	Олюшка, Нерчинский район	Граниты окварцованные	»	85	160	15	2,8	82,2	35 56,6	0,65 1	0,49		То же
85	Савватеево, Нерчинский район	Сланцы серицит-хлоритовые, окварцованные, с прожилками кварца	Pz_1	56	–	–	+4,4	60,4	1,2 2 4,35	0,6 1 2,1	0,448		» »
86	Шивки, Нерчуганский район	Сланцы серицит-хлоритовые с прожилками кварца, окварцованные по трещинам	»	91 114,5	98,4 137,6	7,4 23,1	3,6	87,4	1,8 3,7 6,4	0,8 1,6 2,4	0,58		» »
87	Пешково, Нерчинский район	Сланцы серицит-хлорит-кварцевые	»	93	–	–	18,6	76,4	31,2 20	0,6 0,32	0,35		» »
91	Кадая, Чернышевский район	Граниты среднезернистые	Pz	44,5	122,5	78	14,3	30,2	31,7	0,01	–		» »
94	Большой Капитл, Шилкинский район	Сланцы метаморфические, по трещинам заполнены кальцитом	»	27	68	41	+0,6	27,6	37,1 53,6	0,58 0,68	0,304		» »

Продолжение табл. 73

Номер скважины	Местоположение водопункта	Литологический состав водоносных пород	Возраст пород	Глубина залегания водоносных пород, м		Пройденная мощность, м	Статический уровень, м	Величина напора, м	Понижение, м	Дебит, л/сек	Минерализация, г/л	Фамилия исследователя, год
				от	до							
96	Кокуй, Шилкинский район	Гранодиориты	Pz_3—Mz_1	160,7	199,6	32,9	17	149,7	37 62	0,6 1	0,342	Лапий И. М., 1958
98	Галкино, Шилкинский район	Граниты биотитовые среднезернистые	Pz_{1-2}	55,8	71,8	16	3,5	52,3	14 42,5	0,50 1	0,13	То же
99	Номоконово, Шилкинский район	Сланцы хлоритовые	Pz	45	82	37	18,7	26,3	21,5 35,1	0,8 1,2	0,281	„ „
100	Богомягково, Шилкинский район	Граниты биотитовые, с гнездами пирита, окварцованные по трещинам	Pz_{1-2}	75	101	26	7	68	23 33,5	0,4 0,5	0,242	„ „
101	Золотухино, Шилкинский район	Граниты биотитовые, среднезернистые. хлоритизированные по трещинам	„	68,3	83	14,7	2	66,3	10 29,8	0,6 0,8	0,338	„ „
102	Чикичей, Сретенский район	Граниты биотит-роговообманковые, по трещинам — налеты гидроокислов железа	J_2	89	104	15	0,8	88,2	2,5 5	0,7 2	0,341	„ „
103	Мыгжа, Сретенский район	Гранодиориты	J_2	54,5	—	—	2	52,5	20 47,8	0,4 0,83	0,44	Лапий И. М., 1958
104	Широкое, Нерчинско-Заводский район	Сланцы метаморфические, окварцованные	Pz_1	35	50	15	0,7	34,3	1,5 27	0,7 1	0,32	То же
105	Георгиевское, Нерчинско-Заводский район	Сланцы филлитовидные	„	41	—	—	14,4	26,6	2,4 3,2 5,2	1,6 2 2,5	0,374	„ „
106	Челутай, Агинский район	Сланцы углисто-глинистые	„	35	—	—	0	35	17,9 20,5	0,8 3,6	0,264	„ „

110	Село Будулан, Агинский район	Сланцы хлоритовые	Pz	116	–	–	5	111	50	0,02	0,234	„ „	
111	Бусыгина, Могойтуйский район	Сланцы углисто-глинистые, по трещинам окварцованные	„	30	–	–	–	–	5,45 10,9 19,2	0,75 1,5 2,1	3,034	„ „	
112	Улан-Одон, Могойтуйский район	Сланцы углисто-глинистые, хлоритизированные	Pz_1	50	60,3	10,3	5,2	44,8	2,3 4,6	0,8 1,6	0,368	„ „	
115	Новая Заря, Ононский район	Сланцы глинисто-хлоритовые	Pz	54	–	–	13	41	56	0,2	0,871	„ „	
2	Чирон, Шилкинский район	Сланцы серицит-хлоритовые, по трещинам окварцованные. Прожилки гидротермального низкотемпературного кварца	„	28	–	–	4	24	26,4 19,2 10	0,8 0,6 0,3	0,405	Трутов В. Э., 1956	
1	Шилкинский район	Граниты. На глубине 63–64 м – зона тектонического нарушения	Pz_{1-2}	28,4 63,7 75	64,6		19,1	9,3 44,6	2,8 10,55	0,26 0,94	0,35	Портнов А. Г., 1956	
189	Город Нерчинск	Сланцы углисто-глинистые	Pz_1	31	60	29	12	19	1,40 6,8	0,6 1,3	0,617	Земляной В. В., 1960	
125	Шилкинский район	Сланцы серицит-хлоритовые, окварцованные, карбонатизированные	„	70,7	–	–	2,5	68,2	39,5 18	0,5 0,33	1,4	То же	
201	Новый Калгукан, Калганский район	Граниты. Трещины заполнены кальцитом и кварцем	„	62	–	–	0,5	61,5	4 8	1,1 2,5	0,22	„ „	
204	Погодаево, Быркинский район	Сланцы метаморфические по трещинам ожелезненные	Pz	56,7	–	–	2	54,7	8,4 5,6 2,6	2 1,3 0,6	1,41	„ „	
206	Приаргунский, Быркинский район	Граниты. Выше водоносной зоны по трещинам породы ожелезнены	„	51,2 101 133	61,9 107,8 145	10,7 6,8 12	20	31,2 81 113	3,7 21,6	0,3 0,2	0,715	„ „	

Продолжение табл. 73 (6)

Номер скважины	Местоположение водопункта	Литологический состав водоносных пород	Возраст пород	Глубина залегания водоносных пород, м		Пройденная мощность, м	Статический уровень, м	Величина напора, м	Понижение, м	Дебит, л/сек	Минерализация, г/л	Фамилия исследователя, год
				от	до							
207	Приаргунский, Быркинский район	Граниты	—	40 77,4	46,7 84,6	6,7 7,2	15	25 62,4	45 33	0,5 0,37	0,56	Земляной В. В., 1960
219	Погодаево, Быркинский район	Граниты аляскитовидные, в зоне нарушения на глубине 52–55 м разрушены и превращены в дресву	P_z	51,5 93,3	54,5 95,3	3 2	15,5	38 79,8	34,4 21,1 11,5	1,8 1,11 0,6	0,17	То же
209	Борзинский район, совхоз им. К. Маркса	Граниты, по трещинам — налеты карбонатов	»	38,15 51,6	44,7 70,7	11,55 19,1	12	22,15 39,45	2,2 4,4	0,65 1,35	0,225	» »
212	Озеро Хотата, Могойтуйский район	Песчаники трещиноватые. Трещины вертикальные	»	55,1	—	—	11,2	43,9	3,7 2,3 1	2 1,5 0,7	0,2	» »
213	Поселок Джаран-Кундуй, Могойтуйский район	Кристаллические сланцы, пиритизированные, окварцованные и ожелезненные по трещинам	»	46	90	44	20	26	20 40	0,2 0,4	0,51	» »
190	Сретенский район, колхоз «Забайкалец»	Граниты крупнозернистые, по трещинам — кальцит, налеты железа	—	56	80	24	0,8	55,2	28 16,5 4,2	2,15 1,6 0,51	0,509	» »
154	Село Ушмун, Газимуро-Заводский район	Граниты	—	96,4	—	—	+0,3	96,7	64,5 58,5	3,6 0,9	0,367	» »
7	Быркa, Быркинский район	Сланцы метаморфические	Pz_1	33	57,2	24,2	+0,1	33,1	6,6 5 2,6	1,1 1,1 0,7	0,772	Лапай И. М., 1956
25	Оловяннинский район	Сланцы глинисто-кремнистые, по трещинам окварцованные	J_2	26	46	20	2	24	15,8 13,5 10	0,6 0,5 0,4	0,416	То же

131	Верхняя Хила, Шилкинский район	Гранодиориты, в водоносной зоне — зеркала скольжения. Выше — гнезда пирита, лимонита	Pz	40	59	19	1,9	38,1	0,5 1,4 3,3	0,78 1,65 2,5	0,186	Лапай И. М., 1959
126	Кирочта, Шилкинский район	Сланцы филлитовидные, темно-серые	»	30	—	—	4,55	25,45	0,46 0,65	0,61 0,82	1,088	То же
135	Илим, Нерчинский район	Брекчия тектоническая в гранодиоритах. В породах — гнезда пирита	»	16,25 17,85	28,55 56	10,3 28,15	1,5	14,75 26,35	0,6 1,1 2	0,9 1,51 2	0,194	» »
138	Новый Олов, Черныше-вский район	Граниты	»	89 112	95 126	6 14	0,7	88,3 111,3	8,4 22,7 43,2	0,67 1,41 2,16	0,198	» »
143	Село Нижний Ацил, Сретенский район	Гранит-порфиры, сильно трещиноватые с глубины 53 м	—	63,7 81	75 85	11,3 4	9	54,7 72	5,6 13,5	0,78 1,25	0,546	» »
145	Село Курлыч, Сретенский район	Гранодиориты, до глубины 42 м — слабо трещиноватые	Pz_{1-4}	42,2 55,7	44,5 77	2,3 21,3	0	42,2 55,7	7,3 16,75 22,9	0,86 1,77 2,38	0,478	Лапай И. М., 1959
146	Миронов, Шахтаминский район	Кристаллические сланцы, сильно трещиноватые с 47 м, по трещинам пиритизированные	Pz_1	47	85	38	1,9	45,1	6,5	1,2	0,418	То же
149	Колхоз им. Кирова, Шахтаминский район	Порфириты, до 73 м очень слабо трещиноватые	—	119	131	12	3	116	13,5 26,8 43,5	0,55 1 1,5	0,124	» »
157	Калганский район, колхоз им. Ленина	Граниты биотитовые, пиритизированные. В интервале 74—75 м — крупная трещина	—	32,5 68,6	44 86	11,5 17,4	2,5	30 66,1	17,9 29,2	1 1,60	0,306	» »
158	Калганский район	Сланцы углисто-глинистые	Pz	40 75	56 103	16 28	2,7	37,3 72,3	1 2,2 3,05	0,72 1,5 2,5	0,248	Лапай И. М., 1958

Продолжение табл. 73 (6)

Номер скважины	Местоположение водопункта	Литологический состав водоносных пород	Возраст пород	Глубина залегания водоносных пород, м		Приведенная мощность, м	Статический уровень, м	Величина напора, м	Понижение, м	Дебит, л/сек	Минерализация, г/л	Фамилия исследователя, год
				от	до							
159	Чашино-Ильикан, Калганский район	Граниты лейкократовые, каолинизированные	Pz_2	52	–	–	6	46	16,7 24,6	0,32 0,4	8,49	И. М. Лапай, 1959
162	Село Байка, Калганский район	Порфириты	Cr	39 67	80	13	9,3	29,7 57,7	1,7 5,7	1,4 3,3	0,76	То же
165	Артемьево, Нерчинско-Заводский район	Сланцы филлитовидные, темно-серые	Pz_1	18,5 45,2	51,8	6,6	9	36,2	0,6 2	0,46 0,85	0,712	„ „
132	Нерчинский район	Амфиболиты, с глубины 67 м – зона тектонического нарушения	Pz	67	–	–		67	26 13	0,6 0,5	0,308	Э. С. Писарева, 1961
4131	Разъезд 111, Могойтуйский район	Сланцы глинисто-кремнистые	„	25	39	14	0,9	24,1	4,6 3,9	3,2 3	0,458	Каркухина, 1941
3961	То же	Сланцы метаморфические, разрушенные	Pz	25	28	3	9,2	15,8	36 30,8	0,66 1,22	0,6	Бурвод, 1941
4,37	Дарасун, Карымский район	Сланцы метаморфизованные	„	–	–	–	Самоизлив	–	–	0,05	0,925	В. И. Валединский, 1940
4,55	То же	Сланцы метаморфические зеленого цвета	„	36,4 75,5 108,35 232,75 342			0,57	341,43	35	0,28	1,348	А. П. Карасева, 1957

высокие подъемы воды с глубины характерны для минеральных вод, насыщенных углекислотой.

Наибольшей водоносностью характеризуются чаще всего крупные трещины. По отдельным из них при откачках из скважин получен дебит по 2—3 *л/сек*. Дебитом от 1 до 3 *л/сек* характеризуются более 50% скважин, пройденных в палеозойских метаморфических сланцах, и 45% — в различного возраста гранитоидах (табл. 74).

Таблица 74

Сведения о дебите скважин, вскрывших трещинно-жильные напорные воды региональной тектонической трещиноватости в метаморфических слаицах и гранитах (Восточное Забайкалье)

Литологический состав и возраст пород	Пределы колебаний дебита, *л/сек*										Всего опорных скважин
	0,01—0,1		0,1—0,5		0,5—1		1—3		3—5		
	количество скважин	%	количество скважин	%	количество скважин	%	количество скважин	%	количество скважин	%	
Метаморфические сланцы палеозоя	4	11	3	9	8	23	18	51	2	6	35
Гранитоиды и другие магматические породы различного возраста . .	2	7	6	19	7	22	14	45	2	7	31

В большинстве других скважин при откачках получен дебит от 0,5 до 1 *л/сек* (22—23%) и от 0,1 до 0,5 *л/сек* (9,4% в метаморфических сланцах нижнего палеозоя и 19% в гранитоидах). На долю малодебитных и практически безводных скважин приходится соответственно 11% и 7%.

Среди трещинно-жильных вод региональной тектонической трещиноватости преобладают гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды, встречающиеся примерно в равных количествах*. Меньше развиты воды гидрокарбонатного магниевого состава. В водах гидрокарбонатных кальциевых вторым по преобладанию является магний или натрий, в водах гидрокарбонатных натриевых — кальций или магний, а в водах гидрокарбонатных магниевых — преимущественно кальций (табл. 75). По степени минерализации трещинно-жильные воды несколько отличаются от трещинных вод зоны выветривания, развитых вблизи областей питания выше эрозионного вреза. Если минерализация воды большинства источников трещинных вод зоны выветривания, выходящих вблизи центральных частей горных сооружений, редко превышает 0,1—0,2 *г/л*, то большинство водопунктов, связанных с напорными трещинно-жильными региональными водами, характеризуется минерализацией, превышающей 0,2—0,3 *г/л*. Низкие значения величин минерализации (0,2—0,3 *г/л*) здесь характерны обычно для палеозойских и мезозойских гранитоидов (36%), реже для палеозойских метаморфических сланцев (12% от общего количества водопунктов данной формации).

Как правило, величина минерализации здесь составляет 0,3—0,5 *г/л*. В гранитоидах и других интрузивных образованиях этой величине мине-

* Это важно отметить потому, что в глубоких тектонических разломах жильные теплые и горячие воды — преимущественно натриевые *(прим. ред)*.

Таблица 75

Химический состав подземных вод региональной тектонической трещиноватости

Местоположение источника и абс. отметка, *м*	Литология вмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
Долина р. Торги, с. Илнм, 538	Граниты биотитовые, среднезернистые, трещиноватые	1957 г.	7	1	2,8	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 7	1	Нет	Нет	146 2,39 80	12 0,4 13	5 0,22 7	0,1	39 1,95 65	10 0,82 28	Следы	Следы	15
Село Олекан, долина р. Оли, 560	Граниты среднезернистые, трещиноватые	1957 г.	8,4	1	3,5	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 2	16 0,33 3	»	»	495 8,05 85	30 1 10	137 5,96 62	0,2	27 1,35 14	27 2,22 24	0,4	0,4	3
Село Савватеево, 640	Сланцы хлорит-серицитовые, трещиноватые	1957 г.	7,4	1	6,3	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 1	36 0,75 8	»	»	390 6,39 73	48 1,6 18	58 2,52 28	0,1	56 2,79 32	43 3,54 40	Следы	Следы	8
Падь Алеурская, с. Шивки, 560	Сланцы серицит-хлоритовые, трещиноватые	1957 г.	8,4	1	8,2	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 2	45 0,93 8	»	»	512 8,4 76	48 1,6 14	64 2,78 25	1 0,05 1	89 4,44 40	47 3,86 34	0,3	»	23
Долина р. Урульги, с. Пешково, 480	То же	1957 г.	7,6	1	3,4	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 3	70 1,46 23	0,01	»	220 3,6 56	36 1,2 18	70 3,04 47	0,1	29 1,45 22	24 1,97 31	Следы	»	13
Верховье пади Большой Кангил, с. Уненкер, 800	Сланцы глинистые, окварцованные, трещиноватые	1957 г.	7,3	1	4,2	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,1 2	39 0,81 15	Нет	»	256 4,2 76	12 0,4 7	30 1,3 23	Нет	68 3,39 62	10 0,82 15	»	»	10
Долина р. Кии, с. Кокуй-Комогорцево, 560	Гранодиориты окварцованные, трещиноватые	1957 г.	8	1	5	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	9 0,25 4	38 0,78 12	Нет	Нет	293 4,8 72	24 0,8 12	38 1,65 25	0,1	42 2,1 32	35 2,88 43	0,3	Следы	10
Падь Шамашик, с. Галкино, 580	Граниты биотитовые, среднезернистые, трещиноватые	1957 г.	6,8	1	1,6	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,14 6	Нет	»	»	146 2,39 94	Нет	21 0,9 36	0,2	29 1,45 57	2 0,16 6	Следы	0,7 0,02	12
Верховье долины р. Берен, с. Номоконово, 790	Сланцы глинистые, трещиноватые	1957 г.	6,8	1	3,6	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,14 3	42 0,86 17	»	»	244 4 80	»	32 1,39 28	0,1	56 2,79 55	10 0,82 16	Следы	Следы	12
Долина р. Кии, с. Ботомягково, 620	Граниты биотитовые, трещиноватые	1957 г.	6,5	4,4	4	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	11 0,31 8	61 1,27 31	8 0,13 3	0,2	146 2,4 58	»	2 0,07 2	0,2	58 2,89 70	14 1,15 28	»	»	1
Долина р. Хилы, с. Золотухино, 660	То же	1957 г.	7,7	1	2,2	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	10 0,28 5	48 1 16	2	Нет	262 4,3 68	18 0,69 11	92 4 64	0,1	21 1,04 16	15 1,23 20	»	»	11
Долина р. Матакан, с. Чикичей, 600	Гранодиориты трещиноватые	1957 г.	7,3	1	4,7	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 3	38 0,79 12	Нет	»	329 5,4 85	Нет	32 1,39 25	0,6 0,03 1	43 2,14 33	31 2,55 40	»	0,8 0,03 1	20
Долина р. Мигзя, с. Мыгжа, 590	То же	1957 г.	7,1	2	6,3	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	32 0,9 11	39 0,81 10	20 0,32 4	0,1	342 5,6 70	12 0,4 5	36 1,56 19	1,7 0,09 1	67 3,34 42	36 2,99 37	0,5	1,2 0,05 1	28
Долина р. Серебрянка, с. Широкое, 750	Сланцы глинистые, трещиноватые. Песчанники трещиноватые	1957 г.	7,3	1	2,9	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 4	23 0,48 9	Нет	Нет	27 4,44 87	Нет	51 2,22 43	0,1	28 1,4 27	18 1,5 30	Следы	Следы	58
Георгиевское, 600	Сланцы глинистые, трещиноватые	1957 г.	7	1	2,4	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 3	28 0,58 9	Нет	Нет	342 5,6 88	Нет	89 3,88 61	0,2	27 1,35 21	14 1,15 18	0,2	0,2	31
Падь Зонта, с. Челутай, 675	Сланцы углисто-глинистые, трещиноватые	1957 г.	7	1	2,9	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 4	20 0,42 9	»	0,01	232 3,8 79	12 0,4 8	44 1 40	0,2	32 1,6 33	16 1,32 27	Следы	0,3	20
Падь Кусоче, с. Будулан, 730	Сланцы окварцованные, трещиноватые	1957 г.	7,6	1 •	2,3	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 5	1,6	»	Нет	256 4,2 95	Нет	49 2,13 49	0,1	29 1,45 33	10 0,82 18	»	Следы	8

Местоположение источника и абс отметка, *м*	Литология вмещающих пород	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мг* O_2/*л*	Жесткость общая, *мг/экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа
Падь Шелутыи-Хунды, с. Бусыгино, 635	Сланцы углисто-глинистые, слабо трещиноватые	1957 г.	6,5	2	27,1	4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Падь Доноу-Гуже, с Теххэ, 740	То же	1957 г.	7,4	1	3,8	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Село Новая Заря, 645	Сланцы углисто-глинистые, трещиноватые	1957 г.	8,1	2	5,7	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Село Барка, 578	Метаморфические сланцы, трещиноватые	То же	8,7	Нет	8,9	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Город Нерчинск, 580	Серицито-хлоритовые и углистые сланцы	21/VI 1959 г.	7,3	3	10,5	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Село Чирок, 520	Метаморфические сланцы	1959 г.	7,5	2	19,3	1,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Село Н. Калгукан, 550	Граниты крупнозернистые, трещиноватые	14/IV 1959 г.	6,8	4	3,5	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Совхоз Погодаевский, долина р. Колки, 500	Метаморфические сланцы, трещиноватые	26/V 1959 г.	7,1	2	19,4	1,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Совхоз Приаргунский, 450	Граниты крупнозернистые, трещиноватые	22/VII 1959 г.	7,2	10	7,4	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
То же	То же	9/VII 1959 г.	7,4	2	7,1	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Совхоз Погадаевский, 800	Аляскитовые граниты	1/VII 1959 г.	8	1	2,8	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Долина р. Балеты, 630	Граниты крупнозернистые	24/VII 1959 г.	7	3	2,8	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Долина р. Шаракундуя у оз. Хотата, 620	Аргиллиты и песчаники трещиноватые	25/IX 1959 г.	7,1	2	11,5	1,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Долина р. Джаран-Кундуй, 652	Кристаллические сланцы	30/X 1959 г.	7,3	3	9	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Село В. Куэнга, 515	Граниты	3/X 1959 г.	7,4	2	5,9	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*
Село Ушмун, 750	„	7/II 1959 г.	7,8	8	0,6	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*

Продолжение табл 75

Компоненты минерализации												
Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2
454 12,8 23	385 8,02 14	Нет	Нет „	2123 34,8 63	Нет	649 28,2 51	0,4	253 12,62 23	177 14,56 26	4,5 0,24	„	2
7 0,2 3	51 1,06 16	„	„	293 4,8 75	12 0,4 6	60 2,61 40	0,1	43 2,14 33	21 1,71 27	Следы	„	12
17 3,3 21	165 3,42 22	„	„	439 7,2 47	48 1,6 10	224 9,74 63	0,8	56 2,79 18	36 2,99 19	0,5	„	5
2 0,56 4	322 6,64 49	„	0,3 0,1	390 6,4 47	Нет	107 4,66 34	0,1	146 7,3 54	20 1,64 12	0,3	0,3	Нет
58 1,64 14	115 2,39 21	35 0,56 6	0,4	388 6,36 59	„	9 0,4 4	0,3	144 7,18 67	41 3,37 29	Нет	Нет	10
134 3,78 19	422 8,79 43	Нет	0,4	482 7,9 39	Нет	26 1,14 6	0,2	226 11,28 55	98 8,05 39	0,3	Нет	18
7 0,2 5	13 0,27 7	„	Нет	198 3,25 88	„	2 0,09 2	Нет	53 2,64 71	12 0,98 27	Следы	0,2	16
4 0,1	701 14,59 70	„	„	384 6,25 30	„	13 0,56 2	„	252 1,57 60	95 7,81 38	Нет	Нет	21
25 0,7 6	170 3,54 29	„	0,07	488 7,8 65	„	106 4,61 38	„	83 4,14 34	40 3,29 28	„	0,3	9
11 0,31 3	74 1,54 15	„	Нет	508 8,28 82	„	63 2,74 25	0,5 0,03 3	82 4,09 40	37 3,04 30	1,7 0,23 2	2,8 Следы	13
3 0,1 1	4 0,08 1	2	„	191 3,12 98	„	8 0,35 10	0,5	42 2,1 64	10 0,82 25	Нет	Нет	13
4 0,1 2	3 0,06 2	Нет	„	213 3,47 96	„	18 0,78 19	0,2	41 2,04 58	10 0,82 23	„	„	17
34 0,96 4	428 8,91 41	3	Нет	713 11,69 55	Нет	232 10 47	0,5	113 5,64 26	72 5,92 27	Нет	Нет	8
7 0,19 2	182 3,77 36	5 0,08 1	0,01	396 6,5 61	„	35 1,52 15	0,4	100 4,99 47	49 4,03 38	„	„	14
5 0,14 1	133 2,76 30	4 0,06 1	0,01	378 6,2 68	„	73 3,17 35	0,3	64 3,19 35	34 2,8 30	„	„	8
12 0,39 5	18 0,38 5	Нет	Нет	366 6 90	„	142 6,17 91	0,2	7 0,35 5	3 0,25 4	0,6	„	4

рализации отвечают 44% водопунктов, а в палеозойских метаморфических сланцах — 33%. Там, где циркуляция воды происходит на относительно большой глубине, минерализация ее может повышаться до 1 *г/л* и более, достигая 5 *г/л*. В метаморфических сланцах палеозоя число таких водопунктов составляет около 25% от общего их количества, а в гранитоидах — около 15—20%.

Максимальное содержание растворенных солей характерно для вод, циркулирующих по мелким разрывам в зоне окисления сульфидных месторождений или сильно пиритизированных пород. При опробовании одной из гидрогеологических скважин, пройденной на левом склоне долины р. Ильдикана около с. Чашино-Ильдикан, установлена минерализация в 8,5 *г/л*. Водоносная трещина располагается в каолинизированных гранитах палеозойского возраста на глубине 52 *м*. Воды относятся к сульфатным железистым.

$$M_{8,5}\,\frac{SO_4\,97\ Cl\,3}{Fe_2\,66\ Mg\,14\ Na\,10\ Ca\,6}.$$

Содержание *мг/л* растворенного кальция 160, магния 200, натрия 277, хлора 139, сульфат-иона 5535. Обращает на себя внимание чрезвычайно высокое количество двухвалентного железа, равное 2187 *мг/л*. В воде установлен комплекс растворенных микрокомпонентов. Содержание (*мг/л*): мышьяка 0,01, меди 0,02, молибдена 0,24, свинца 0,5 *мг/л*. Воды характеризуются кислой реакцией (pH равно 4). Все это указывает на непосредственную близость рудного месторождения. Сходное происхождение имеют, по-видимому, и воды сернокислого источника (Улан-Булак-Урулюнгуйский), изливающиеся из метаморфических сланцев. Приведем формулу состава воды этого источника (по Н. И. Толстихину, 1934).

$$M_{6,5}\,\frac{SO_4\,97}{Fe\,43\ Ca\,22\ Mg\,21\ (K+Na)\,4}.$$

Как видно из формулы, эти воды имеют сернокислый магниево-кальциево-железистый состав, с резким преобладанием железа над кальцием и магнием.

Приведенные сведения показывают, что химический состав описываемых вод очень близок к составу подземных вод региональных тектонических разрывов, с которыми они имеют, по-видимому, непосредственную гидравлическую связь. Эта связь осуществляется неглубоко от дневной поверхности по трещинам первичной тектонической отдельности. Вместе с тем существует взаимодействие и с трещинно-грунтовыми водами. На это указывает как общий геологический анализ трещинной тектоники складчатых областей, так и относительно малые значения величин минерализации трещинно-жильных вод.

На современной стадии изученности вопрос о происхождении описываемых вод не может быть решен однозначно и должен рассматриваться совместно с другими классами трещинных вод. Если проследить за изменением химического состава подземных вод внутри гидрогеологических массивов в вертикальном разрезе, то выявляется следующая закономерность.

1. В солевом составе трещинных вод зоны выветривания*, циркулирующих на небольшой глубине (до 100 *м*), преобладающим распространением пользуются HCO_3 и Ca, реже Mg.

2. В подземных водах региональной тектонической трещиноватости (на глубине 200—300 *м*) наряду с гидрокарбонатными кальциевыми

* Здесь не рассматриваются высокогорные районы Читинской области, где встречаются сверхпресные воды, имеющие простой состав *(прим. ред.)*.

распространены и гидрокарбонатные натриевые воды. Магниевые воды имеют подчиненное значение.

3. В подземных водах, циркулирующих в зонах глубинных региональных тектонических разрывов (сотни и тысячи метров), преобладающим распространением пользуются гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные натриевые воды при резко подчиненном значении или полном отсутствии гидрокарбонатных кальциевых вод.

Таким образом, с увеличением глубины циркуляции подземных вод меняется и их катионный состав — от магниевого и кальциевого в приповерхностных слоях — до натриевого в глубинных частях земной коры. Вадозный характер вод первого класса очевиден. Отмечается также и значительная роль процессов конденсации в образовании этих вод. Воды региональных тектонических разрывов в ряде случаев в какой-то их части имеют, по всей вероятности, глубинное происхождение. А. В. Львовым (1916) установлено, что рудные жильные месторождения гидротермального типа, а также минеральные углекислые источники, действующие в настоящее время, приурочены к одним и тем же трещинам. Рудные месторождения или оруденения часто имеют с минеральными источниками непосредственную или пространственную связь, находясь в пределах одной разрывной тектонической зоны. Это дало ему повод считать воду большинства таких источников ювенильной. Хотя в наши дни точка зрения А. В. Львова полностью не разделяется, сам факт происхождения подземных вод за счет глубинных геохимических процессов и их выделение из магматических очагов никем не оспаривается. Не до конца ясна лишь количественная сторона данных процессов В последние годы, на основании анализа лабораторных работ и наблюдений за деятельностью гейзеров Камчатки и Курильских островов, высказывается мнение, что роль ювенильных вод в формировании подземных вод тектонических разрывов, по-видимому, недооценивается (Толстихин, 1957). Воды региональной тектонической трещиноватости, занимая промежуточное положение между трещинно-грунтовыми и водами региональных тектонических разрывов с точки зрения глубины залегания, морфологии и генезиса трещин, по которым происходит циркуляция, имеют две области питания — поверхностную и глубинную Глубинные воды *, обогащенные натрием, поднимаясь по зонам тектонических разломов, заполняют через трещины оперения все открытые разрывные нарушения второго порядка. Здесь при благоприятных условиях гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные натриевые воды смешиваются с водами гидрокарбонатно-кальциевого и магниевого состава.

Многолетняя мерзлота, являясь фактором физико-географической среды, накладывает на этот процесс свой отпечаток. В южных районах области, где многолетнемерзлые породы отмечаются лишь по долинам рек, а трещинные воды зоны выветривания развиты достаточно широко по площади, водообмен может быть очень интенсивным. В центральных районах он значительно меньше. На севере Читинской области, где мощность мерзлой зоны в архейско-протерозойских гнейсах, кристаллических сланцах и гранитоидах определяется 300—800 *м*, трещинные воды зоны выветривания практически отсутствуют. Ниже мерзлой зоны здесь вскрываются лишь жильные воды региональных и мелких разрывных нарушений.

Приведенные сведения и фактический материал позволяют заключить, что трещинно-жильным водам, циркулирующим ниже зоны выветривания по мелким разрывным нарушениям, свойственно в складчатых

* Под глубиннымн не следует поннмать «ювенильные» *(прим ред)*.

областях «площадное», региональное развитие. Эта закономерность в распространении данного класса вод, вероятно, справедлива не только для Читинской области, но и для Восточно-Сибирской и Саяно-Алтайской складчатых областей. Так, например, в Монгольской Народной Республике в песчанико-сланцевых породах палеозоя Монголо-Охотского складчатого пояса напорные трещинно-жильные воды отмечаются значительно чаще, чем трещинно-грунтовые. Из 50 учтенных скважин только 14 встретили свободную трещинно-грунтовую воду, а остальные 36 — трещинно-напорную (Маринов, Попов, 1963). Классифицируя трещиноватые горные породы для гидрогеологических целей, наряду с выделением комплексов трещин зоны выветривания, локальной трещиноватости и комплекса трещин и пустот закарстованных пород, следует выделить комплекс региональной тектонической трещиноватости. Помимо мелких разрывных нарушений сюда должны войти тектонические трещины, генетически с ними связанные. Выделение данного комплекса, сменяющего в вертикальном разрезе комплекс трещин зоны выветривания, сделает классификацию подземных вод более полной и будет способствовать более точной оценке естественных ресурсов подземных вод складчатых областей. Многие из гидрогеологических скважин, пройденных для сельскохозяйственного водоснабжения и вскрывших описанные воды, действуют в настоящее время. Воды региональной тектонической трещиноватости могут быть и впредь использованы в практических целях. Поэтому они требуют самого серьезного изучения.

ВОДЫ ГЕНЕРАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ — ЛОКАЛЬНЫЕ

Трещинно-жильные локальные воды приурочены к тектоническим разрывам, образованным в различные этапы геологической истории региона.

Наибольшее влияние на формирование подземных вод оказали мезо-кайнозойские движения, расчленившие всю территорию на серию крупных тектонических блоков, часть из которых оказалась сильно приподнятой, а другая — опущенной. Подобным образом сформировалось большинство крупных горных хребтов и разделяющих их межгорных впадин, протягивающихся через все Забайкалье в северо-восточном направлении. Перемещение отдельных блоков происходило по ослабленным зонам, предопределенным каледонским и варисским тектогенезами. Обычно трещинно-жильные воды отличаются от трещинных вод зоны выветривания более глубокой циркуляцией, высоким гидродинамическим или газовым напором, повышенной величиной минерализации, иногда превышающей 1 *г/л*. Встречаются здесь и холодные пресные, и холодные углекислые и термальные пресные воды. Генеральные гидротермальные и гидроминеральные линии Читинской области приурочены к крупным тектоническим разломам. Сюда следует отнести крупный разрыв, отделяющий Кодарский хребет, сложенный архейско-протерозойскими образованиями, от Чарской котловины, выполненной кайнозойскими или мезо-кайнозойскими отложениями (рис. 26). Простирание разлома северо-восточное с отклонением на северо-северо-восток, протяженность — 160 *км*. Имеется серия оперяющих нарушений, пересекающихся с главным под острым углом. Продолжением Чарского разлома является, вероятно, аналогичное нарушение, закартированное у южного подножия Муйского хребта и пересекающее под прямым углом долину р. Витима в районе пос. Неляты. В пределах области оно фиксируется по тем или иным признакам на протяжении 140 *км*, уходя затем на территорию северной Бурятии. В Чарской котловине у подножия Кодарского хребта с отмеченным нарушением связывается выход двух термальных источ-

ников, один из которых приурочен к архейским гнейсам и кристаллическим сланцам, а другой — к протерозойским метаморфическим песчаникам и сланцам. С этим же нарушением, а также с системой тектонических разрывов, развитых в пределах Удоканского, Каларского, Муйского и других хребтов, отмечено большое количество холодных источников, постоянно действующих в течение круглого года В зимнее время они образуют наледи. Средний дебит источников составляет 1,5—2,5 *л/сек*, а удельный дебит скважин, пройденных в зонах разрывов в протерозойских песчаниках и сланцах — до 10—12 *л/сек*.

Термальные источники, находящиеся у подножия Кодарского хребта, характеризуются, по данным А. А. Шпака и Ю. П. Скляревского (1962, 1963), сульфатно-хлоридным натриевым составом и минерализацией 0,2—0,3 *г/л*.

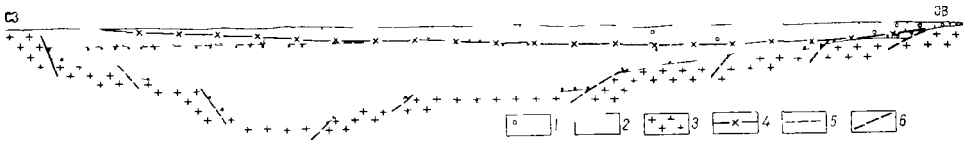


Рис. 26. Схематический геологический разрез Верхне-Чарского артезианского бассейна (Составил Ю Суханов)

1 — предполагаемые кайнозойские отложения, *2* — верхнемезозойские терригенные отложения *3* — докембрийский кристаллический фундамент *4* — нижняя граница многолетней мерзлоты *5* — предполагаемая граница отложений кайнозоя, *6* — тектонические нарушения

$$M_{0\,231-0\,342}\,\frac{Cl\,49\ SO_4\,35\ HCO_3\,16}{Na\,85\ Ca\,12}\,t\,45-48^{\circ}.$$

Среди вод холодных источников хр. Удокан отмечаются

1) гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые

$$M_{0\,387}\,\frac{Cl\,42\ SO_4\,33\ HCO_3\,25}{Na\,74\ Ca\,17};$$

2) сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые

$$M_{0\,308}\,\frac{Cl\,43\ HCO_3\,31\ SO_4\,26}{Na\,68\ Ca\,25};$$

3) гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды

$$M_{0,1}\,\frac{HCO_3\,85\ SO_4\,7}{Na\,52\ Ca\,44}.$$

Меньшим развитием пользуются гидрокарбонатные кальциевые и магниевые воды. Минерализация воды источников, находящихся в зонах тектонических разрывов, превышает минерализацию вод надмерзлотных таликов в 2—3 раза (табл. 76).

В центральной части Олекмо-Витимской горной страны трещинно-жильные воды изучались на Верхне-Олекминском месторождении. Его первый участок, сложенный биотитовыми порфировидными гранитами, приурочен к крупной зоне разлома. Он разбит на мелкие блоки с амплитудой перемещения отдельных частей до 30 *м*. Трещинно-жильные воды вскрыты здесь на глубине 93 *м* в крупной водоносной трещине после проходки зоны многолетнемерзлых гранитов Превышение устья скважины над дном долины составляет несколько десятков метров Дебит скважины равен 2,5 *л/сек*. Скважина фонтанировала в течение трех лет, а затем промерзла По данным Н С Богомолова (1952), вода имеет хлоридно-

Таблица 76

Химический состав подземных вод зон генеральных тектонических разрывов (Олекмо-Витимская горная страна, Центральное и Восточное Забайкалье)

Местоположение водопункта	Литология водовмещающих пород и их возраст	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, $мгO_2/л$	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	$SiO_2 мг/л$
Подножие хр. Кодар в Чарской впадине	Гнейсы и кристаллические слаицы	15/III 1962 г.	7,2	Нет сведений	0,4	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	50 1,41 48	50 1,04 36	Нет	Нет	61 1 16	Нет	56 2,44 83	4 0,22 1	7 0,35 11	5 0,44 5	0,3	Следы	Нет сведений
То же	То же	13/VIII 1962 г.	7,2	То же	0,5	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	75 2,11 48	45 0,94 21	.	Следы	81 1,32 31	.	88 3,82 88	Нет	11 0,55 12	Нет	Нет	Нет	То же
Левобережье р. Апсата, у подножия хр. Кодар	Песчаники мелкозернистые, полимиктовые	27/III 1962 г.	7,5	. .	1,9	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 2	72 1,5 43	.	Нет	98 1,6 46	9 0,3 9	33 1,43 43	2,1 0,11 3	30 1,5 43	5 0,41 11	.	.	.
То же	Известияки мраморизованные, песчаники, метаморфизованные	VII 1962 г.	6,6	. .	3,1	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 6	65 1,35 40	15 0,24 7	.	98 1,61 47	Нет	5 0,2 6	0,6	36 1,8 53	17 1,4 41	.	.	.
Левый борт долины р. Сюльбаи, подиожие хр. Кодар	Граниты, перекрытые мореиными отложениями	25/VIII 1963 г.	6,0	. .	0,3	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 27	Нет	Нет	0,01	18 0,29 73	.	1 0,05 12	0,8 0,04 10	3 0,15 38	2 0,16 40	.	.	.
Правобережье р. Лурбун, подиожие хр. Удокаи	Грааиты биотитовые, крупнозериистые	2/VII 1963 г.	6,2	. .	0,2	0,03	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,06 20	.	.	Нет	15 0,24 80	.	0,7 0,03 10	0,3 0,02 7	Нет	3 0,25 83	.	0,2	.
Долиаа р. Бурунгыл, осевая часть хр. Удокаи	Тектоиический контакт между гранитами и метаморфизованиыми песчаиками протерозоя	30/VIII 1962 г.	6,6	. .	0,5	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 9	5 0,1 8	Нет	Нет	61 1 83	Нет	14 0,61 51	1 0,05 4	11 0,55 45	Нет	Нет	Нет	.
Вблизи оз. Луктур, у подножия северо-восточного склоиа хр. Удокаи	Флювногляциальные пески, перекрывающие крупнозернистые биотитовые грааиты в зоне тектоиического иарушеиия, Pt	29/VIII 1963 г.	7,1	. .	1,3	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	96 2,7 42	103 2,14 33	.	.	98 1,6 25	.	110 4,78 74	0,4	22 1,1 17	7 0,58 9	.	.	.
Правый берег р. Кемен	Мореиные песчаио-галечные отложеиия, перекрывающие крупиозернистые биотитовые граниты в зоие тектоиического нарушеиия, Pt	VIII 1962 г.	7,2	. .	2,3	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	11 0,3 11	8 0,17 6	.	.	134 2,2 83	.	7 0,3 11	0,7 0,04 1	30 1,5 56	10 0,82 32	.	.	.
Малый Байкал, подножие юго-восточного склона хр. Кодар	Моренные отложеиия, перекрывающие крупнозериистые биотитовые граниты в зоне тектонического нарушеиия, Pt	27/VIII 1963 г.	6,2	. .	0,1	0,02	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	11 0,3 76	Нет	.	Следы	6 0,1 24	.	4 0,19 47	2,1 0,11 28	2 0,1 25	Нет	.	.	.
Юго-западиый борт Кучегер-Усуглинской впадиы	Грааиты	1959 г.	7,3	. .	6,6	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,11 1	10 0,2 3	.	Нет	464 7,56 96	.	27 1,17 15	2 0,11 1	84 4,21 54	29 2,38 30	0,3	.	.
То же	Диориты гидротермально измененные, раздробленные, с гиездовидными включеииями флюорита и прожилками кварца, Pz	1959 г.	6,8	. .	6	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,19 3	75 1,66 21	.	.	336 5,47 76	.	28 1,22 16	0,4 0,02 2	69 3,45 46	32 2,63 36	Нет Нет	.	.

Продолжение табл. 76

Местоположение водопункта	Литология водовмещающих пород и их возраст	Дата отбора проб	pH	Окисляемость, *мгO₂/л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												
								Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	$Na^+ + K^+$	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_3 *мг/л*
Город Балей	Гранодиориты, Pz	1957 г.	7,2	„ „	2,3	0,4	*мг/л*	7	5	„	„	315	„	73	Нет	26	12	„	„	„
							мг-экв/л	0,2	0,1			5,16		3,17		1,3	0,99			
							% · *экв*	3	2			95		58		24	81			
Город Балей	Гранодиориты, Pz	1957 г.	7,2	Нет сведений	1,3	0,5	*мг/л*	5	27	Нет	Нет	384	Нет	132	Нет	17	5	Нет	Нет	Нет сведений
							мг-экв/л	0,14	0,56			6,3		5,74		0,85	0,41			
							% · *экв*	2	8			90		82		12	6			
То же	Гранодиориты, Pz	1957 г.	6,7	То же	4,1	0,3	*мг/л*	7	31	„	„	195	„	Нет		60	13	„	„	То же
							мг-экв/л	0,2	0,65			3,2				2,98	1,07			
							% · *экв*	5	16			79				74	26			
Правый склон долины р. Улятуй, в 2,5 *км* ниже устья долиины р. Каменки	Тектонический контакт метаморфических сланцев и гранитов	15/IX 1958 г.	7,1	„ „	2,4	0,2	*мг/л*	4	20	„	0,1	177	„	22	0,2	39	6	0,1	„	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,4			2,9		0,96		1,95	0,49			
							% · *экв*	3	12			85		28		57	15			
Левый склон долины р. Змеевки, в 100 *м* выше дер. Лесково	Приконтактовая зона гранитов и осадочных отложений	25/IX 1958 г.	7,1	„ „	2,2	0,2	*мг/л*	10	12	„	Нет	156	„	13	3,6	32	8	2,8	„	„ „
							мг-экв/л	0,28	0,25			2,56		0,56	0,2	1,68	0,65			
							% · *экв*	8	10			82		20	1	56	23			
Долина р. Бома-Борохона	Порфировидные граниты, Mz	9/X 1963 г.	6,6	„ „	Нет	0,15	*мг/л*	4	4	„	2	98	„	23	0,6	13	2	0,3	0,03	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,08		0,04	1,6		1	0,03	0,63	0,16			
							% · *экв*	6	4		2	88		54	1	36	9			
В устье долины р. Бома-Борохона	Зона тектонического разлома на контакте гранитов и метаморфических сланцев	14/X 1963 г.	6,6	„ „	0,6	0,1	*мг/л*	4	2	4	Нет	92	„	11	1	8	3	Нет	10	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,04	0,06		1,5		0,48	0,05	0,40	0,25		0,54	
							% · *экв*	6	2	4		88		28	3	23	15		31	
Устье долины р. Бома-Борохона	Метаморфические сланцы, Pz	14/X 1963 г.	6,7	„ „	1,4	0,2	*мг/л*	4	14	4	„	128	„	24	0,2	25	3	0,3	Нет	„ „
							мг-экв/л	0,1	0,29	0,06		2,08		1,03		1,25	0,25			
							% · *экв*	4	12	2		82		40		50	10			
Левый склон долины р. Сохтуя	Сланцы метаморфические, Pz	19/IX 1963 г.	6,9	„ „	2,6	0,3	*мг/л*	2	29	2	„	202	„	31	0,4	42	7	0,3	„	„ „
							мг-экв/л	0,06	0,6	0,03		3,31		1,35		2,08	0,57			
							% · *экв*	1	15	1		83		34		52	14			
Долина р. Нижнего Онкоека	Граниты турмалинизированные, Mz	3/IX 1963 г.	6,8	„ „	1,3	0,2	*мг/л*	4	12	2	„	123	„	24	Нет	21	4	Нет	„	„ „
							мг-экв/л	0,11	0,26	0,03		2,02		1,04		1,05	0,33			
							% · *экв*	5	11	1		83		43		43	14			
Тальвег долины р. Мухур-Булака	Сланцы метаморфические, P_Z	30/VII 1954 г.	6,2	„ „	13	1,1	*мг/л*	3	29	Нет	„	787	„	10	0,7	228	22	0,3	„	„ „
							мг-экв/л	0,08	0,6			12,9		0,4		11,38	1,81			
							% · *экв*					65		3		84	13			

сульфатный натриево-кальциевый состав с величиной минерализации 0,738 *г/л*.

$$M_{0,738}\ \frac{SO_4\,60\ Cl\,26}{Ca\,63\ Na\,30}.$$

За период с марта по май 1952 г. заметных колебаний дебита не отмечалось.

В последующие годы в этой же зоне разлома и на участках, к ней примыкающих, в гидротермально измененных гранитах подземные воды были вскрыты тридцатью скважинами. Глубина залегания подземных вод определялась в 80—120 *м*. Максимальные притоки воды в скважины при производстве откачек составляли до 2 *л/сек* при максимальном понижении уровня на 2,8 *м*. Воды, вскрываемые скважинами, высоконапорные. Максимальный дебит скважин самоизливом достигает 3 *л/сек*. Наряду с отмеченным типом широко развиты воды гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые с величиной минерализации от 0,6 до 0,65 *г/л*. На других участках разлома минерализация воды не превышает 0,3—0,35 *г/л*.

В южной части Олекмо-Витимской горной страны вдоль подножий хребтов Нерчинско-Куэнгинского и Черского прослежено два мощных тектонических разрыва северо-восточного простирания. Протяженность каждого из них определяется в 150—200 *км*. Кучегер-Усуглинская впадина, расположенная между хребтами, выполнена мезо-кайнозойскими континентальными отложениями. С зоной северо-восточного простирания, приуроченной к подножию хр. Черского, связано наличие выходов как пресных, так и минеральных углекислых холодных вод. В зимнее время источники образуют крупные наледи. Имеется также серия нарушений второго порядка, оперяющих главные разрывы и протягивающиеся на северо-запад. На левобережье р. Усугли в зоне кварц-флюоритовой минерализации, связанной с аналогичным разрывом, напорные подземные воды вскрыты несколькими гидрогеологическими скважинами на глубине 80—100 *м*. Основная водоносность связывается здесь с ката-

клазированными, милонитизированными и гидротермально измененными биотитовыми гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами верхнепротерозойско-нижнепалеозойского возраста. Максимальные притоки воды в скважины составляют 6,6 *л/сек* при понижении на 32,4 *м*. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниево-натриевым и гидрокарбонатным кальциево-магниево-натриевым с величиной минерализации 0,32—0,37 *г/л*. В водах, циркулирующих непосредственно в зоне кварц-флюоритовой минерализации, отмечается повышенное содержание фтора, достигающее 3,5 *мг/л*. В направлении с северо-запада на юго-восток (от юго-восточного склона хр. Черского к Кучегер-Усуглинской котловине) минерализация подземных вод увеличивается.

В бассейне Торги — левого притока р. Нерчи, трещинно-жильные воды приурочены к тектоническим разрывам небольшой протяженности. Ориентировка разрывов северо-восточная или северо-западная. Восходящие источники трещинно-жильных вод характеризуются дебитом 1—1,5 *л/сек*. По химическому составу преобладают воды гидрокарбонатные магниевые с величиной минерализации 0,3—0,5 *г/л*. Отмечаются также гидрокарбонатные натриевые воды. Жильные воды здесь резко отличаются от трещинных вод зоны выветривания, имеющих, как правило, гидрокарбонатный кальциевый состав с величиной минерализации, редко превышающей 0,2 *г/л*.

По-видимому, более широким развитием пользуются жильные воды в междуречье Шилки и Нерчи. В геологической обстановке, аналогичной предыдущей, зоны тектонических разрывов характеризуются интенсивным катаклазом, милонитизацией и эпидотизацией. Однако непосредственной связи выходов напорных источников с этими зонами не установлено, исключая минеральные углекислые воды. Вместе с тем вода очень многих восходящих источников, приуроченных к палеозойским гранитоидам, характеризуется повышенной минерализацией, колеблющейся от 0,4 до 0,95 *г/л* при гидрокарбонатном кальциевом или магниевом составе. Такие источники отмечаются в долинах рек Ареда, Кудрина, Алеурская, Кирон, Малый Умукей, Большой Умукей, Ченгарок, Чебукаин, Бакбай и Тарская. Для трещинных вод зоны выветривания фоновое значение минерализации составляет чаще всего 0,2—0,3 *г/л*. Часть источников с повышенными величинами минерализации связывается с нижнепалеозойскими осадочно-эффузивными метаморфическими образованиями. Вероятнее всего, все эти источники приурочены к зонам тектонических нарушений, не отмеченных при геологическом картировании.

В Центральном Забайкалье Иргенский разлом является наиболее крупным. Он протягивается в породах малханского кристаллического комплекса по северо-западному склону Яблонового хребта и имеет северо-восточное простирание. Разлом отличается очень сложным строением. Чрезвычайно широким развитием здесь пользуются поперечные нарушения, рассекающие главную зону под прямым углом. Эта зона прослежена на несколько десятков километров. Гидрогеологическое значение Иргенского нарушения достоверно не выяснено. Здесь также не установлена пространственная связь, наблюдающаяся между местами выхода подземных вод на поверхность и зонами тектонических разрывов.

Широко известен так называемый Чикой-Ингодинский разлом, отделяющий Яблоновый и Малханский хребты от Чикойской и Читино-Ингодинской депрессий. Он прослежен на расстоянии около 700 *км*, но гидрогеологическое значение разлома установлено лишь в долинах Ингоды и Читинки. Нарушение хорошо выражено в рельефе и отчетливо картируется по зоне катаклаза и милонитизации в докембрийских гнейсах и кри-

сталлических сланцах, а также в нижнепалеозойских метаморфических сланцах и средне-верхнепалеозойских гранитоидах. Падение плоскости сместителя — юго-восточное или юго-юго-восточное. Углы падения составляют 10—20°, реже — 40°. Мощность зоны милонитов достигает 200 *м*, а с учетом переходной зоны (от нормальных гранитоидов через катаклазиты) — 400 *м*. В отдельных местах отмечается надвиговый характер нарушения. Разлом имеет очень сложное строение. Он разбит поперечными нарушениями на отрезки, имеющие более молодой возраст. Зона интенсивного дробления, приуроченная к сводовой части Яблонового антиклинала, играет важную роль в питании трещинно-жильных и трещинных вод зоны выветривания. С Ингодинским разломом, проходящим вдоль подошвы юго-восточного склона Яблонового хребта и имеющим такое же общее направление, связаны выходы многих напорных восходящих источников. Они приурочены к гранитоидам различного возраста, а также к кристаллическим или метаморфическим сланцам. В большинстве случаев вода поступает не из коренных пород, а из прикрывающего их небольшим слоем аллювиального или аллювиально-делювиального материала. Ряд таких источников отмечен в районе с. Улёты, в 1,5 *км* ниже устья р. Санча-Гуйлон, по левому борту р. Средней Улетки. Источники действуют круглый год, образуя в зимнее время мощные наледи. По химическому составу воды относятся к сульфатным натриевым с величиной минерализации 0,5—0,55 *г/л*. При подсечении скважинами крупных тектонических зон, заложенных в верхнепалеозойских гранитоидах, отмечается увеличение притока и напора подземных вод. Температура воды источников составляет чаще всего 1—2° С, а при откачках из скважин — 0,2—0,3° С. По-видимому, вода, питающая источники, циркулирует в зоне сквозных таликов.

В воде указанных источников и некоторых колодцев наблюдается повышенное содержание радиоактивных элементов. Аналогичное явление подмечено еще далее к северо-востоку. Здесь в некоторых колодцах и скважинах, пройденных в нижнемеловых отложениях вблизи зоны разлома, зафиксирована высокая радиоактивность. В некоторых источниках, выходящих из коренных пород в зоне разлома, наблюдается повышенное содержание радона. Средний дебит источников колеблется от 1 до 2,5 *л/сек*. Выходы источников приурочиваются к серии поперечных нарушений северо-западного направления, рассекающих Ингодинский разлом под прямым углом к его простиранию. Вода поступает из палеозойских гранитоидов или из триасовых эффузивно-осадочных образований. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым или магниевым с величиной минерализации, не превышающей 0,5 *г/л*. С аналогичным поперечным разрывом, проходящим по долине р. Кислый Ключ в районе пос. Лесного, связаны выходы углекислых вод. Широкой известностью пользуются здесь кукинские минеральные источники, на базе использования которых функционирует курорт Кука. Часть источников располагается далеко за пределами курорта. В этой же долине вскрываются и пресные трещинно-жильные воды, залегающие обычно на глубине 20—40 *м*. При подсечении тектонической зоны здесь наблюдались высокие притоки воды в скважины.

Большой Ингодинский разлом на отдельных участках носит надвиговый характер и в этом случае породы палеозойского кристаллического фундамента залегают на нижнемеловых континентальных отложениях. В долине р. Читинки падение плоскости сместителя достигает 60—80°. Направление падения северо-западное или юго-восточное. Нарушение фиксируется также по зоне катаклазитов и милонитов, мощность которых достигает 500—600 *м*. Вдоль линии разлома по подножию правого склона долины р. Читинки отмечаются выходы высокодебитных восхо-

дящих источников, прослеженных от пос. Ивановского на юго-западе до с. Подволок на северо-востоке. В ряде случаев водоносными оказываются и небольшие оперяющие региональное нарушение разломы, имеющие меридиональное и северо-западное простирание. Таков разлом, смещающий блоки нижнемеловых и нижне-среднеюрских пород в районе с. Застепинского, к которому приурочен выход постоянно функционирующего родника. Вдоль главной линии разлома, на участке, равном 50 *км*, насчитывается около десяти источников со средним дебитом 10 *л/сек*. Вместе с этим имеются также и источники, дебит которых достигает 15—20 *л/сек*. В большинстве из них наблюдается повышенное содержание углекислоты (до 200 *мг/л*), а в некоторых — наличие специфических элементов — молибдена и мышьяка. В общем трещинно-жильные воды этого отрезка разлома характеризуются гидрокарбонатным кальциевым или магниевым составом с величиной минерализации 0,25—0,4 *г/л*. Для источника Застепинского наиболее типичен следующий химический состав:

$$M_{0,42}\,\frac{HCO_3\,93}{Mg\,45\;Ca\,41\;Na\,13},$$

а для источника, расположенного в пади Лукшия,

$$M_{0,28}\,\frac{HCO_3\,88}{Ca\,64\;Mg\,22}.$$

Температура воды, замеренная в месте выхода источников, составляет 1—3° С.

Менее изучен региональный разлом, протягивающийся вдоль северо-западного подножия хр. Черского — по другой стороне Читино-Ингодинской впадины, так как здесь он прикрыт мощным слоем аллювиальных отложений высоких аккумулятивных террас и конусов выноса рек Читинки и Ингоды и впадающих в них притоков. Разрыв отчетливо наблюдается в районе пос. Лесного и устанавливается в кристаллическом фундаменте под осадочными породами. В зоне этого разрыва после проходки толщи рыхлого материала напорные трещинно-жильные воды вскрыты отдельными гидрогеологическими скважинами на глубине 50—90 *м*. Величины напоров достигают 20 *м*. Вдоль линии разрыва на правобережье Ингоды и по левому склону долины р. Читинки также отмечается группа источников, функционирующих круглый год, но вода почти всех из них поступает из наносов и отличается небольшой величиной минерализации. С поперечным разломом северо-западного простирания, проявленным в пермо-триасовых гранитоидах, в верховье долины р. Гнилушки связан выход минеральных углекислых вод. Протяженность разрыва составляет 6 *км*. Вода поступает из правого борта долины у его подножия, сложенного крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами. В долине р. Читинки на левом ее берегу известен Карповский холодный углекислый источник, выходящий в основании склона высокой террасы.

В 18 *км* от г. Читы располагается санаторий Молоковка, построенный на базе использования углекислых радиоактивных вод. Молоковская группа источников в пределах Забайкалья является одной из немногих, где все три радиоактивных элемента: уран, радий и радон — встречены вместе. В подземных водах здесь отмечается наличие марганца, алюминия, бора, стронция, молибдена, кобальта и мышьяка (Китаев, Ляшонок, 1937). Минеральные воды связываются здесь с зоной тектонического нарушения северо-восточного простирания; установленной в мезозойских субщелочных гранитоидах и захватывающей оба коренных

борта долины Молоковки. Наличие среди растворенных веществ мышьяка, молибдена, кобальта, а также общая геолого-гидрогеологическая обстановка позволяют предполагать, что данные воды формируются в пределах гидротермально измененной зоны.

К трещинно-жильным водам пермо-триасовых гранитоидов относятся также и воды, вскрытые на ст. Дарасун отдельными колодцами, пройденными в зоне взаимно пересекающихся тектонических разрывов. Вода вскрывается на глубинах от 2 до 25 *м* и обладает высоким гидростатическим напором. Химический состав ее хлоридно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый с величиной минерализации от 0,324 до 0,875 *г/л*.

Не менее интересна одна из крупных зон тектонических разрывов на границе Центрального и Восточного Забайкалья — Дарасунская гидроминеральная линия, выявленная в 1931 г. А. И. Силиным-Бекчуриным. Она имеет почти меридиональное простирание, отклоняясь затем к северо-востоку, к курорту Олентуй. С этим разрывным нарушением связаны выходы пресных и минеральных источников. Источники курорта Дарасун имеют широкую известность.

На правобережье р. Ингоды, в районе курорта Олентуй часть источников выходит по линии тектонического разлома-сброса, обрамляющего северо-западный край Ундургинской депрессии. Одним из наиболее крупных источников, приуроченных к тектонической трещине в юрских породах, является источник № 17, имеющий дебит 240 *л/мин*. Источник располагается в пади Грязной. Его выход связан с песчаниками, переслаивающимися с алевролитовыми сланцами. Химический состав воды гидрокарбонатный натриево-магниево-кальциевый с величиной минерализации 0,15 *г/л*.

В междуречье Урульги и Талачи — левых притоков р. Ингоды, а также на водоразделе правых притоков р. Жипкоши в биотитовых гранитах установлены две тектонические зоны северо-восточного простирания. Протяженность каждой из них составляет 4—5 *км*. В этих зонах отмечено четыре выхода углекислых минеральных вод. С более крупными тектоническими разрывами, выявленными в системе притоков р. Ингоды между станциями Дарасун и Урульга, связываются пресные восходящие источники с гидрокарбонатным кальциевым составом воды и величиной минерализации 0,2—0,4 *г/л*. Примерно такой же минерализацией и солевым составом при сходной геологической обстановке характеризуются трещинно-жильные воды на левобережье р. Онона вблизи его устья. Тектонические разрывы прослеживаются здесь на 15—30 *км*.

На территории, заключенной между реками Шилкой и Ононом, одним из наиболее крупных является Борщовочный разлом, протягивающийся в северо-восточном направлении на протяжении 130 *км*. Он проходит вдоль подножия юго-восточного склона Борщовочного хребта, являясь на отдельных участках естественной границей между хребтом, сложенным верхнепалеозойско-мезозойскими гранитоидами и Ундино-Даинской депрессией, выполненной юрско-меловыми осадочными образованиями. Тектоническая зона имеет здесь очень сложное строение. Широким развитием пользуется серия параллельных основному разлому нарушений небольшой мощности, падающих на юго-восток под углом 15—30°. В зоне нарушения напорные трещинно-жильные воды вскрываются на глубинах от 30 до 230 *м*. С этой глубины часто наблюдается самоизлив воды из скважин, при котором дебит скважин достигает 16 *л/сек*. В зависимости от глубины циркуляции подземным водам свойствен определенный химический состав. Так, например, воды, залегающие в ослабленной трещиноватой зоне на небольшой глубине среди гранитов, характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом с минерализацией 0,25 *г/л*. С глубиной минерализация увеличивается (0,9—

2,2 *г/л*), причем состав воды с гидрокарбонатного кальциевого меняется на сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Зависимость величины минерализации от солевого состава можно проследить по результатам трех анализов вод различных глубин, выраженных формулами Курлова:

$$M_{0,44}\frac{HCO_3\,94}{Na\,58\;Ca\,24\;Mg\,18};$$

$$M_{0,58}\frac{HCO_3\,90}{Na\,82\;Ca\,12};$$

$$M_{0,9}\frac{HCO_3\,50\;SO_4\,39}{Na\,57\;Ca\,25\;Mg\,17}.$$

При пересечении зон кварцево-золоторудной минерализации часто вскрываются минеральные углекислые воды, величина минерализации которых достигает 4—5,5 *г/л*. Отмечается также увеличение температуры воды с глубиной — от 1,3° С на глубине 75 *м* до 7° С на глубине 266 *м* от поверхности (Хнырев, 1959). Вдоль линии Борщовочного разлома, преимущественно по долинам крупных рек, трещинно-жильные воды образуют серию напорных минеральных и пресных источников, часть из которых действует в течение круглого года. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным натриевым с величиной минерализации 0,3—0,4 *г/л*. Здесь нередко отмечается повышенное содержание радона (пади Сухая, Мельничиха). Дебит источников составляет 0,5—3 *л/сек* (Хнырев, 1959).

В бассейне р. Аги, в долинах ее левых притоков, отмечается ряд восходящих источников, связанных, вероятно, с зонами тектонических разрывов небольшой протяженности. Источники характеризуются невысоким дебитом, редко превышающим 1 *л/сек*. Химический состав воды здесь в основном гидрокарбонатный кальциевый, величина минерализации колеблется от 1 до 2 *г/л*. В долинах этой же системы в аналогичных условиях изредка отмечаются гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 0,45—0,5 *г/л*.

Воды с относительно повышенной минерализацией, достигающей 2 *г/л*, отмечались также на левобережье Онона, в районе его большой излучины и в других местах. Здесь они связаны с системами мелких тектонических нарушений. На левобережье р. Хилы известен источник трещинно-жильных вод с дебитом 6 *л/сек*, вода которого поступает из мраморовидных известняков в зоне нарушения. Аналогичные источники имеются в районе ст. Оловянной. На правобережье Онона, по долине Большая Кулинда отмечается надвиг нижнепалеозойских метаморфических образований на юрские осадочные отложения. Простирание нарушения — близширотное и северо-восточное, форма в плане — плавная, извилистая. Его протяженность составляет около 40 *км*. Вдоль линии тектонического контакта отмечается пять напорных источников, вода которых поступает из рыхлообломочных четвертичных отложений, прикрывающих коренные породы небольшим по мощности слоем. Минерализация воды не превышает 1 *г/л*.

В западной части Агинского палеозойского поля в прошлые годы и за ряд последних лет выявлена серия многочисленных тектонических разрывов северо-восточного и северо-западного простирания, однако гидрогеологическое значение каждого из них еще полностью не установлено. Протяженность этих разрывов достигает 50—80 *км*. Здесь можно отметить четыре крупных разрыва, водоносность которых не вызывает сомнения. Первый характеризует собой надвиг зеленокаменных и филлитовидных образований на среднепалеозойские отложения. Прости-

рание нарушения — северо-западное, протяженность — более тридцати километров (Иванов, 1956). В долине р. Цаган-Чалотый, вблизи центральной части Могойтуйского хребта в зоне нарушения имеется выход на поверхность минеральных углекислых вод. Дебит источника 5 *л/сек.* На склонах более мелких долин, пересекаемых тектонической зоной, располагаются выходы пресных вод. Источники — нисходящие, максимальный дебит их достигает 4 *л/сек.* Второй тектонический разрыв протягивается от верховьев долины р. Урда-Аги к р. Онону, а третий — располагается между двумя отмеченными и имеет северо-западное простирание. С этим разрывом связаны выходы пяти минеральных и одного пресного источника напорных трещинных вод. Первый из них расположен в верховье долины р. Аги, второй — в верховье пади Барун Судунтуй, третий, четвертый и пятый — в устье одного из распадков верховья долины Гашуновский Хутогор. К зоне тектонического разрыва, протягивающегося от верховьев левобережной части долины р. Хойт-Аги к северо-западу, приурочена также группа напорных и нисходящих источников пресных вод. Их дебит колеблется от 0,5 до 7 *л/сек.* Много таких источников наблюдается и в зонах других тектонических нарушений. Химический состав пресных трещинно-жильных вод здесь чаще всего сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый или натриево-кальциевый с величиной минерализации, редко превышающей 0,5 *г/л* (Богомолов, 1961).

В центральной части Агинского палеозойского поля, в долине р. Зун-Убжигой произведена разведка трещинно-жильных вод, связанных с тектоническим разрывом северо-западного простирания в осадочно-метаморфических породах. Основная зона нарушения здесь проходит вдоль правого борта долины, где прослеживается на расстоянии 6 *км.* Затем она перекрывается рыхлыми четвертичными отложениями (Иванов, 1956). Гидрогеологическими скважинами подземные воды вскрываются на глубине от 12 до 50 *м* в сильно трещиноватых, местами катаклазированных и милонитизированных метаморфических сланцах. Воды напорные. Из части скважин происходит самоизлив воды на поверхность. Максимальные притоки воды в скважины превышают в отдельных местах 10 *л/сек.* Вместе с тем отмечаются участки, где дебит скважин едва достигает 0,2 *л/сек.* Химический состав вод здесь сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый или натриево-кальциевый. Величина минерализации обычно превышает 0,3—0,35 *г/л.*

На границе Центрального и Восточного Забайкалья, среди верхнепалеозойско-мезозойских гранитоидов, находящихся в контакте с эффузивно-осадочными метаморфическими образованиями Агинского палеозойского поля, серия тектонических разрывов имеет преимущественно северо-восточное простирание. Протяженность разрывов здесь достигает 50 *км,* мощность, определенная по зоне катаклазитов, милонитов и тектонических брекчий — до 500—600 *м.* Местами отмечается каолинизация. В зонах нарушений напорные подземные воды вскрываются скважинами на глубинах от 20 до 50 *м.* Величины напоров достигают 15 *м.* На пересечении долинами тектонических зон жильные воды дают подток в аллювиальный подмерзлотный водоносный горизонт. Дебит источников составляет 1,0—1,5 *л/сек,* средний удельный дебит по скважинам, пройденным в зонах нарушений — 1,2—1,3 *л/сек,* максимальные притоки воды в скважины — до 6 *л/сек.* Химический состав вод — гидрокарбонатный кальциевый с величиной минерализации 0,35—0,36 *г/л.*

В южной части Агинского поля, в районе пос. Ангатуй в зоне тектонического нарушения жильные воды вскрываются на глубинах 15—18 *м* в долинах и 50—60 *м* на их склонах и водоразделах. В мощных зонах дробления, содержащих рудные жилы, вскрывшие подземные воды,

скважины периодически давали самоизлив. Суммарный приток в горные выработки в 1950 г. составлял более 6 *л/сек*, максимальный дебит одной из скважин — 6,6 *л/сек* без заметного понижения уровня. В зонах разрыва небольшой протяженности отмечаются восходящие источники с дебитом до 4—5 *л/сек*.

В Зачикойской горной стране, сложенной палеозойскими и мезозойскими гранитами и метаморфическими сланцами, с глубинными тектоническими разрывами связаны выходы холодных пресных вод, термальных азотных и минеральных углекислых вод. На руднике Куналей напорные трещинные воды вскрыты скважинами в песчано-сланцевой толще среднего палеозоя. Химический состав вод гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый и кальциево-натриевый (Канищев, 1963). Минерализация воды небольшая. В целом здесь преобладают гидрокарбонатные воды различного катионного состава.

В междуречье Шилки и Аргуни некоторые сведения о трещинно-жильных водах получены при разведке рудных месторождений полезных ископаемых и при производстве гидрогеологических съемочных работ. В долине р. Шахтомы, в зоне разлома в средне-верхнепалеозойских гранитоидах трещинно-жильные воды вскрываются скважинами на глубине от нескольких десятков до 100—126 *м*. Многие скважины фонтанируют. Например, одна из них, пройденная в долине в 1954 г., самоизливает до настоящего времени. Дебит ее в результате самоизлива уменьшился с 2 *л/сек* в 1954 до 0,5 *л/сек* в 1962 г. Величина самоизлива по другим скважинам, пройденным в более позднее время, составляет 0,6—0,8 *л/сек*.

Крупная Турово-Куренгская зона разломов, представляющая надвиг гранитов на отложения мезозойского возраста, установлена в 1929 г. Н. И. Толстихиным и В. Н. Даниловичем. К этой зоне приурочена гидроминеральная линия с углекислыми источниками — Туровским, Верхне-Куренгским и др. Простирание линии — широтное и северо-восточное.

В долине р. Широкой — левого притока Аргуни, трещинно-жильные воды приурочены к тектоническим зонам северо-восточного и субмеридионального простирания. Водоносными здесь являются метасоматически измененные порфириты верхнеюрского возраста. Все воды, вскрываемые скважинами в тектонических зонах, обладают напором, величина которого достигает 50 *м*. Химический состав вод сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый или гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый. Величина минерализации составляет 0,3 *г/л*.

В районе пос. Бугдаи одним из наиболее крупных является разлом северо-восточного простирания, прослеживающийся по водоразделам Ганьгуджи, Шаманки, Бугдаи и Кудикана. Вдоль этого разлома проходит тектонический контакт между юрскими осадочно-эффузивными породами и мезозойскими гранитами. Здесь на глубине 150 *м*, в зоне катаклазированных и брекчированных пород, мощность которой достигает 20 *м*, вскрыты напорные трещинно-жильные воды с дебитом скважин самоизливом до 2 *л/сек*. По водоразделу Бугдаи и Кудикана прослеживается тектоническая зона северо-западного направления. Подземные воды вскрываются скважинами в гранитах и кварцевых порфирах на глубинах от 56 до 150 *м*. Величины напоров составляют от 59 до 150 *м*, дебит самоизливом равен 0,15—0,5 *л/сек*. Химический состав подземных вод изменяется от сульфатного натриевого до сульфатного кальциево-натриевого и натриево-кальциевого. Минерализация воды составляет от 0,2 до 0,4 *г/л*.

По левобережью Аргуни, в ее верхнем и среднем течениях зоны тектонических разрывов выявлены в палеозойских гранитоидах, нижнепа-

леозойских осадочно-метаморфических сланцах и карбонатных породах, а также в более молодых осадочных и осадочно-эффузивных образованиях. Простирание нарушений северо-восточное, субмеридиональное, реже северо-западное, протяженность до 30—50 *км*. В пределах тектонических зон отмечается ряд восходящих источников с дебитом от 5 до 40 *л/сек*. Часть источников действует в течение всего года. Температура воды равна 1—2° С. Химический состав воды — гидрокарбонатный кальциевый или гидрокарбонатный магниевый. В водах натриевого состава величина минерализации несколько больше, но не превышает 0,4 *г/л*. В бассейне р. Газимура одним из наиболее интересных является тектонический разрыв, отделяющий карбонатные породы нижнего кембрия от верхнемеловых континентальных отложений. В зоне этого разрыва находится Ямкунский минеральный источник. В 1962 г. в 500 *м* южнее источника была пройдена скважина, в которой на глубине 34,5 *м* в слабо трещиноватых песчаниках и сланцах были вскрыты напорные пластовые углекислые воды. Дебит скважин равен 1,8 *л/сек* при понижении уровня на 27 *м*. Состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,8 *г/л*. Содержание свободной углекислоты определяется 800 *мг/л*. Температура воды равна +7° С. Аналогичные по составу воды отмечены в районе с. Николаевки, где с зоной тектонического нарушения связан напорный источник с величиной минерализации воды 0,38 *г/л*.

Как видно из сказанного, региональные зоны разломов имеют большое значение в гидрогеологии Читинской области.

Разломы играют роль подземных дрен, собирающих трещинно-грунтовые воды зоны выветривания и трещинно-напорные воды зоны региональной трещиноватости, а в местах пересечения артезианских и карстовых бассейнов — также воды и этих бассейнов. Наконец, при соответствующей гидрогеологической обстановке разломы могут поглощать аллювиальные воды одной долины и отводить их в другую. Они характеризуются нередко большим дебитом источников. Особенно водообильны разломы, отводящие воду артезианских и карстовых бассейнов.

Для разломов характерна неодинаковая температура воды — от холодных до горячих и высокогорячих, а также разнообразный газовый состав вод — от азотных воздушных до азотных глубинных. Минерализация вод разломов тоже разнообразна. Состав вод характеризуется сменой гидрокарбонатных кальциевых вод натриевыми, а на больших глубинах — гидрокарбонатно-хлоридными и сульфатно-хлоридными натриевыми. В породах, пиритизированных, или имеющих сульфидное оруденение, содержание сульфатного иона может возрасти до 50% · *экв* и более.

В подземных водах разломов состав микрокомпонентов различен. Большое практическое значение трещинно-жильных напорных вод генеральных разломов, как видно из сказанного, заключается в широком их использовании для водоснабжения и для лечебных целей.

Глубокие разломы являются природной лабораторией, где происходят сложные процессы формирования подземных вод и где воды верхних водоносных горизонтов и зон вступают во взаимодействие с водами и газами больших глубин.

Глава V

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Как отмечалось выше, в пределах Читинской области довольно четко выделяются два типа структур — горные сооружения, сложенные главным образом различными осадочно-метаморфическими, интрузивными и эффузивными породами фундамента, и разделяющие их многочисленные межгорные впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими континентальными образованиями чехла.

Первые относятся к гидрогеологическим массивам и характеризуются преимущественным распространением грунтовых и трещинно-напорных вод. Вторые относятся к межгорным артезианским бассейнам и характеризуются напорным режимом глубоких пластовых вод. Естественно, что особенности формирования химического состава подземных вод в этих гидрогеологических структурах будут неодинаковы.

Среди гидрогеологических структур горных сооружений В. М. Степанов выделяет три типа гидрогеологических массивов: высокогорные, среднегорные и низкогорные.

В высокогорных районах, где процессы физического выветривания резко преобладают над процессами химического выветривания и рыхлые отложения имеют очень небольшую мощность или практически отсутствуют, выпадающие атмосферные осадки быстро просачиваются в трещины выветривания пород и очень слабо обогащаются солями. Например, в 1955—1957 гг. в районе гольца Сохондо В. М. Степановым было установлено много выходов гидрокарбонатных магниевых грунтовых вод с минерализацией около 0,01 *г/л*, аналогичных по составу и минерализации снеговым и дождевым водам. Но наряду с такими водами в некоторых высокогорных районах, в частности в верховьях р. Одырей (бассейн р. Ингоды), им были установлены также гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды с минерализацией около 0,07 *г/л*. Аномальный для данного района состав и минерализация их обусловлены прохождением здесь зоны тектонического нарушения, обогащенной сульфидами. Некоторое увеличение минерализации и изменение в связи с этим химического состава грунтовых вод наблюдаются также в местах развития рыхлых образований, но такие участки в высокогорных массивах относительно редки.

Среднегорные районы имеют более широкое распространение и массивы, расположенные в них, сложены в основном интрузивными породами и осадочно-метаморфическими образованиями докембрия и палеозоя. В наиболее высокоприподнятых участках этих структур формируются грунтовые воды, по составу и минерализации близкие к грунтовым водам высокогорных районов. Здесь, на вершинах и склонах хребтов, а также в многочисленной овражной сети рыхлые породы почти отсутствуют и широкое распространение имеют крупноглыбовые россыпи.

В этих условиях между глыбами и в открытых трещинах зоны выветривания пород, под влиянием атмосферных осадков и, особенно конденсационных процессов, формируются грунтовые воды с минерализацией не более 0,05 *г/л*. Состав этих вод — преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный натриево-магниевый с кремнеземом и повышенным содержанием органических веществ.

В целом же среднегорные районы, по сравнению с высокогорными, характеризуются более пологими склонами горных возвышенностей и развитием чехла элювиально-делювиальных отложений. В этих районах изменяется и характер растительности, происходит образование лесной подстилки и почвы. Эти особенности среднегорья оказывают существенное влияние и на формирование грунтовых вод. Уменьшение крутизны склонов и частичное заполнение трещин мелкообломочными продуктами разрушения пород приводит к уменьшению скорости движения вод и, следовательно, к увеличению времени взаимодействия воды с горными породами. Процессы выщелачивания, которыми определялась метаморфизация метеорных вод в высокогорных районах, в полосе среднегорья уступают место процессам растворения. Немаловажное значение в формировании грунтовых вод приобретает и органическое вещество. Растения разрушают горные породы, усваивая такие элементы, как кальций, натрий, калий, магний, фосфор и др. После отмирания растений их минеральные составляющие частично растворяются в воде и уносятся, а частично оседают на месте, способствуя образованию почв. Химические элементы, высвободившиеся при разрушении горных пород под воздействием органических кислот, переходят в растворенное состояние и переносятся поверхностными, почвенными и грунтовыми водами. Таким образом, миграционные возможности химических элементов в среднегорных районах резко возрастают, что сразу сказывается на химическом составе грунтовых вод. Количество растворенных солей в грунтовых водах этих районов возрастает до 0,05—0,2 *г/л*. Происходят изменения и в химической характеристике воды. Если в анионном составе ее по-прежнему преобладают гидрокарбонаты, то в составе катионов ведущая роль уже принадлежит двум, а порой и трем катионам. При этом кальций занимает обычно доминирующее положение.

Низкогорные районы приурочены к юго-восточной части Читинской области. Они имеют относительно небольшие высоты, и характеризуются преобладанием степей при почти полном отсутствии древесной растительности, а также широким распространением рыхлых отложений на склонах, мощность которых местами достигает нескольких десятков метров. В зоне выветривания горных пород, слагающих наиболее возвышенные части этих структур, например: в структурах Аргунского, Кличкинского и других хребтов, происходит формирование преимущественно гидрокарбонатных кальциевых и натриевых грунтовых вод с минерализацией до 0,1 *г/л*.

По направлению от водораздельных пространств к склонам свободное проникновение метеорных вод в трещины зоны выветривания и в промежутки между крупнообломочными продуктами разрушения коренных пород, обычно наблюдаемое в высокогорных районах, сменяется здесь медленной инфильтрацией, в результате чего период взаимодействия воды с вмещающими породами увеличивается. Этому увеличению способствует и незначительная крутизна склонов горных сооружений.

В пределах низкогорных структур окислительные процессы распространяются иногда на глубину нескольких десятков и даже сотен метров. Вследствие растворяющей способности метеорных вод, обогащенных кислородом и углекислотой, в зоне окисления происходит энергичное разрушение коренных пород: окисление сульфидов приводит к наколе-

нию в подземных водах сульфатов, при этом растворяющая деятельность воды резко увеличивается. В низкогорных гидрогеологических массивах процессы растворения преобладают над процессами выщелачивания. Это находит отражение в увеличении общей минерализации грунтовых вод до 0,3 *г/л* и даже иногда до 0,5 *г/л*. Состав воды становится, как правило, сульфатно-гидрокарбонатным. Среди катионов ведущее положение по-прежнему занимает кальций. В значительных количествах присутствуют в водах магний и щелочные металлы.

На самом юго-востоке Читинской области широким распространением пользуются слабо всхолмленные степные пространства, характерной особенностью которых является повсеместное развитие замкнутых бессточных понижений с расположенными в них озерами, обычно с солоноватой или соленой водой. Занимая наиболее низкое гипсометрическое положение в рельефе, озерные котловины являются как бы дренами, в которые со всех сторон направлен поток грунтовых вод. Неглубокое залегание грунтовых вод наряду с глинистым составом водовмещающих пород создает благоприятные условия для разгрузки водоносных горизонтов. Эта разгрузка осуществляется путем капиллярного поднятия воды на дневную поверхность и последующего ее испарения. В результате этого процесса здесь формируются грунтовые воды повышенной минерализации бикарбонатно-хлоридного натриевого состава. Такие воды были установлены в котловинах озер Ихе- и Богча-Цаган-нор, Карапно-нор, Саном-нор, Хан-Харо-нор, Холза-нор, Барун-Торей, Зун-Торей и во многих других. Максимальную минерализацию, около 6,6 *г/л*, имеют грунтовые воды в котловине оз. Хан-Хоро-нор.

Приведенный материал показывает, что наиболее широким распространением на территории Читинской области пользуются слабоминерализованные грунтовые воды гидрокарбонатного кальциевого и реже сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, занимающие более 90% ее площади. Лишь на юго-востоке области в многочисленных озерных котловинах под влиянием господствующего здесь сухого климата формируются высокоминерализованные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды.

Изучение химического состава вод позволяет подметить некоторые пространственные закономерности в распределении минерализации.

К северу от долины р. Шилки, минерализация грунтовых вод не превышает 0,2—0,5 *г/л*, а состав их является гидрокарбонатным натриево-кальциевым и гидрокарбонатным кальциевым. К югу от этой долины наблюдается постепенное повышение минерализации грунтовых вод от 0,4—0,5 до 1 *г/л*, причем состав их изменяется от гидрокарбонатного кальциевого до сульфатно-гидрокарбонатного натриево-магниево-кальциевого. На самом юго-востоке области, на участках развития слабо всхолмленного и равнинного рельефа в районе многочисленных озерных котловин формируются высокоминерализованные грунтовые воды гидрокарбонатно-хлоридного натриевого или гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-магниево-натриевого состава.

Помимо такого регионального изменения минерализации и состава грунтовых вод, совершающихся на больших территориях под влиянием климатических факторов, выделяются другие изменения, происходящие в связи с разломами. Такие изменения можно назвать локальными, так как они совершаются на относительно небольших участках, охватывающих какую-либо одну структурную единицу и создают мозаичную картину пространственного распределения различных типов грунтовых вод *.

* Следует иметь в виду, что региональные и локальные изменения минерализации и состава грунтовых вод обусловлены климатической зональностью и климатической поясностью *(прим. ред.)*.

В условиях Читинской области эти изменения заключаются в закономерном увеличении минерализации подземных вод. Это увеличение направлено от водораздельных пространств к склонам горных сооружений. В высокогорных гидрогеологических массивах возрастание минерализации от водоразделов к подошве гор происходит в пределах малых концентраций, тогда как в низкогорных — в пределах более высоких концентраций. Характер водовмещающих пород несомненно оказывает влияние на формирование химического состава и минерализации грунтовых вод. Однако вследствие высокой степени метаморфизма пород, слабой их растворимости, обильных атмосферных осадков в горах и гидравлической связи водоносных комплексов и горизонтов между собой роль пород в значительной степени снижается. Она выявляется лишь при очень тщательном анализе фактического материала.

Важным элементом гидрогеологической структуры территории Читинской области являются многочисленные межгорные впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими континентальными отложениями.

Говоря об особенностях формирования химического состава подземных вод в артезианских бассейнах области, следует различать бассейны, иаходящиеся под дренирующим влиянием системы рек Амура, Лены и Селенги, и бассейны, тяготеющие к бессточным впадинам Центральной Азии.

Подавляющее большинство артезианских бассейнов области находится под дренирующим воздействием речных систем. Эти бассейны достаточно хорошо промыты и характеризуются развитием пресных вод по всему профилю мезо-кайнозойских отложений. Грунтовые воды аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений верхней части многих бассейнов имеют минерализацию от сотых долей до 0,2—0,3 *г/л*, а местами до 0,5 *г/л*. В составе анионов, как правило, преобладают гидрокарбонаты (до 90—100 *экв*-%). Однако во многих пробах аллювиальных вод отмечено значительное содержание сульфат-иона и хлор-иона. Кальций часто занимает ведущее место в составе катионов, но нередки случаи, когда преобладающим катионом является магний Иногда доминируют щелочные металлы.

Величина общей минерализации и химический состав аллювиальных вод зависят прежде всего от состава аллювия и подземных вод горных массивов, дренируемых долинами. В верховьях рек и на участках, где аллювий представлен крупногалечным материалом, содержащиеся в них воды имеют минимальную минерализацию. В межгорных впадинах, где в составе аллювия значительное место занимает тонко- и мелкозернистый материал, а на поверхности лежат обрабатываемые почвы, состав аллювиальных вод претерпевает существенные изменения — минерализация их возрастает и они превращаются в сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

Грунтовые воды, достигшие межгорных впадин также претерпевают дальнейшие изменения, обогащаясь прежде всего легкорастворимыми солями и микрокомпонентами, содержащимися в мезозойских отложениях. Из анионов они раньше всего обогащаются сульфатами, а из катионов — натрием. В результате этого формируются главным образом гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые или натриево-кальциевые воды.

Однако несмотря на то, что в описываемых впадинах артезианские воды по всему профилю являются пресными, более детальное изучение гидрохимического профиля их позволяет подметить некоторые элементы горизонтальной и вертикальной зональности этих вод.

Так, например, в краевых частях бассейна в мезо-кайнозойских отложениях формируются слабоминерализованные (сухой остаток 0,25—0,3 *г/л*), сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды, которые в направлении к центру впадины сменяются гидрокарбонатно-сульфатными и гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатными кальциево-натриевыми водами с минерализацией 0,5 *г/л*.

Вертикальная зональность артезианских вод может быть хорошо прослежена на примере Читино-Ингодинского бассейна, являющегося одним из крупных артезианских бассейнов области.

Примеры горизонтальной и вертикальной зональности артезианских вод можно привести еще по ряду бассейнов. Вертикальная гидрохимическая зональность наиболее четко устанавливается в глубоких артезианских бассейнах, приуроченных к структурам типа грабена. К таким бассейнам относится, например, Балейский, в строении чехла которого принимают участие терригенные отложения нижнего мела. В центральной, наиболее глубокой части этого бассейна, минерализация подземных вод увеличивается от 1,4 *г/л* на глубине 120 *м* до 16,1 *г/л* на глубине 250 *м* *. Состав вод в пределах указанного интервала глубины остается гидрокарбонатным натриевым. В краевой части бассейна, где активно протекает циркуляция трещинных вод, поступающих из скальных пород его горного обрамления (области питания), изменение минерализации и состава подземных вод бассейна протекает менее резко. Так, до глубины 80 *м* минерализация подземных вод не превышает 1,3 *г/л*. На глубине от 81 до 170 *м* она возрастает всего лишь на 0,6 *г/л*, достигая величины 1,9 *г/л*. Подземные воды являются гидрокарбонатными натриево-кальциевыми и только с глубины 200 *м*—гидрокарбонатными натриевыми.

Интересно отметить, что с увеличением глубины, особенно в центральной части Балейского артезианского бассейна, устанавливается постепенное повышение содержания в подземных водах свободной углекислоты, которое на глубине 250 *м* составило 1,8 *г/л*. «Сухие» восходящие струи газа из фундамента поднимаются по тектоническим трещинам, обусловливая формирование холодных углекислых гидрокарбонатных натриевых вод.

Однако в условиях некоторых артезианских бассейнов могут наблюдаться и отклонения от этой закономерности, вызванные, наличием эрозионных останцов или тектонически приподнятых блоков. Вокруг таких останцов осуществляется энергичный водообмен и происходит формирование гидрокарбонатных и сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых вод, более пресных по сравнению с другими участками этих бассейнов.

Артезианские бассейны, относящиеся к бессточным котловинам Центрально-Азиатской впадины, немногочисленны и находятся главным образом на юго-востоке Читинской области. Самым крупным среди них является Торейский артезианский бассейн. Формирование артезианских вод в этом бассейне происходит в условиях застойного режима при весьма засушливом климате. Вследствие этого зона пресных вод имеет здесь небольшие размеры и расположена в периферическом обрамлении бассейна. По направлению к центру его она быстро сокращается и переходит в зону солоноватых гидрокарбонатно-хлоридных натриевых грунтовых вод с минерализацией до 2—3 *г/л*. К сожалению, этот артезианский бассейн на глубину не изучен, но и те данные, которые имеются по нескольким неглубоким скважинам, пробуренным в центральной части Зун-Торейской котловины, дают основание предполагать, что в глубоких горизонтах его будут вскрыты хлоридно-натриевые рассолы, а места-

* Данный пример не типичен в связи с поступлением в бассейн из фундамента углекислых вод *(прим. ред.)*.

ми — минеральные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые углекислые воды, близкие к ессентукским Северного Кавказа.

Помимо хорошо промытых артезианских бассейнов с профилем пресных подземных вод, а также замкнутых артезианских бассейнов, характеризующихся застойным режимом и наличием в глубоких горизонтах солоноватых и соленых вод, на территории Читинской области встречаются межгорные артезианские бассейны, которые могут быть отнесены к промежуточному типу. Эти бассейны имеют зону пресных вод лишь в верхней, промываемой, части разреза и зону более высокоминерализованных вод — в нижней части разреза.

Процессы формирования состава озерных вод обусловили образование различных по минерализации и составу вод от гидрокарбонатных натриевых (содовых) через сульфатно-натриевые и магниевые до хлоридных натриевых с повышенным и высоким содержанием хлоридов кальция. Эти процессы отразились на составе грунтовых вод артезианских бассейнов. Так, содовые грунтовые воды котловины Доронинского озера тесно связаны по условиям своего образования с содовой водой самого озера. Содовые подземные воды балейского артезианского бассейна можно рассматривать как реликтовые воды содового засоления в прошлом Балейской межгорной котловины. Артезианские бассейны крайнего юго-востока Читинской области находятся в зоне формирования сульфатных и хлоридных озер, что сказывается на составе артезианских вод таких бассейнов, как Торейские. Изучение химического разреза артезианских бассейнов — это одна из предстоящих задач.

Особенности формирования химического состава подземных вод (кроме минеральных), связанных с зонами крупных линейных тектонических нарушений, заслуживают серьезного внимания. Генеральные тектонические разломы имеют большое гидрогеологическое значение, так как они являются аккумуляторами огромных запасов подземных вод.

В отличие от гидрогеологических массивов с их центробежным характером стока, а также артезианских бассейнов, для которых типичен центростремительный сток, движение подземных вод в зонах тектонических нарушений чаще всего носит линейный характер и проходит в плоскостях, расположенных под значительными углами к поверхности земли. Вследствие этого питание подземных вод, осуществляемое за счет атмосферных осадков, в этих структурах затруднено. Оно происходит в пределах горных сооружений, главным образом за счет подтока грунтовых вод, а в межгорных впадинах — за счет артезианских вод. Следует отметить, что на некоторых участках генеральных разломов наблюдается обратная картина — питание грунтовых вод горных сооружений и артезианских вод межгорных впадин происходит за счет поступления воды, формирующейся в зонах тектонических нарушений, а также за счет разгрузки трещинно-жильных вод, их перелива.

Эти особенности питания подземных вод в зонах тектонических нарушений в значительной степени определяют и особенности химического состава их на отдельных участках. В области питания в этих структурах формируются подземные воды, химический состав которых отражает результаты взаимодействия атмосферных осадков с горными породами. В структурах высокогорных районов области такие воды представлены слабоминерализованными подземными водами гидрокарбонатного, преимущественно магниевого и реже кальциевого состава. В структурах среднегорных районов питание подземных вод зон тектонических нарушений происходит за счет гидрокарбонатных вод, в катионном составе которых обычно преобладает кальций. Наконец, в структурах низкогорных районов в зонах тектонических нарушений развиты сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые подземные воды.

Однако следует отметить, что общая минерализация подземных вод, формирующихся в зонах тектонических нарушений перечисленных районов, очень часто бывает в несколько раз выше по сравнению с характерной для них фоновой минерализацией грунтовых вод. Так, например, в зонах тектонических нарушений некоторых низкогорных районов области при характерной для них минерализации, изменяющейся от 0,2 до 0,5 *г/л*, она колеблется от 0,5—0,8 до 1 *г/л*. В анионном составе этих вод наряду с гидрокарбонат-ионом появляется в значительном количестве сульфат-ион, а в некоторых случаях и хлор-ион, а среди катионов преобладающим нередко становится натрий.

В бассейне среднего течения р. Ингоды грунтовые воды в пределах горных сооружений, ограничивающих Ингодинскую впадину, характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом, при общем количестве растворенных солей, не превышающем 0,2 *г/л*. В то же время со структурой Ингодинского разлома в этом районе связаны выходы источников, для которых типичными являются гидрокарбонатно-сульфатные воды с высоким содержанием ионов щелочных металлов (более 50%-*экв*) и величинами общей минерализации до 0,5—0,55 *г/л*.

Подземные воды зон тектонических нарушений, наблюдающихся в среднем течении р. Нерчи, характеризуются общей минерализацией, изменяющейся от 0,3 до 0,5 *г/л*, в то время как количество растворенных солей в грунтовых водах этого района, формирующихся в зоне выветривания скальных пород, не превышает 0,2 *г/л*. Подземные воды зон тектонических нарушений, проходящих в межгорных впадинах, как, например, в Балейской, более высокоминерализованы и имеют гидрокарбонатный натриевый состав. Это отличает их от общей минерализации и химического состава грунтовых вод той же впадины.

Объяснение этому явлению, по-видимому, следует искать в особенностях геохимической обстановки, в которой происходит формирование подземных вод в зонах тектонических нарушений. Подземные воды зоны окисления, движущиеся по раздробленным и перетертым участкам, какие обычно характерны для генеральных разломов, более активно и на большую глубину воздействуют на вмещающие породы, чем на участках развития таких же пород, но монолитных, находящихся за пределами зон линейных тектонических нарушений, вследствие чего они существенно меняют свой состав и повышают минерализацию.

В сравнительно коротких зонах тектонических нарушений, отличающихся, по-видимому, неглубоким заложением, указанные процессы развиваются слабо. Здесь формируются подземные воды с минерализацией 0,5 *г/л* и более. Наконец, пятая зона выделяется уже за пределами площади участка. Воды ее имеют гидрокарбонатный кальциевый и реже сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав и минерализацию более 0,5 *г/л*.

В составе подземных вод зон тектонических нарушений Читинской области, богатых гидротермальными проявлениями, особенно сульфидными, часто обнаруживаются значительные содержания железа, меди, цинка, свинца, молибдена, хрома, никеля, галлия и других элементов, а также некоторого количества свободной серной кислоты, местами существенно понижающей pH этих вод.

Таким образом, формирование химического состава подземных вод в зонах тектонического нарушения зависит от состава питающих вод, геохимической обстановки формирования их, от наличия и характера концентрации рудных элементов и от протяженности и глубины их заложения, обусловливающей продолжительность взаимодействия подземных вод с вмещающими породами.

Глава VI

ПРИРОДНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

ЛЕЧЕБНЫЕ И ПИТЬЕВЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Читинская область очень богата разнообразными минеральными источниками. В настоящее время их известно здесь свыше 260. Бóльшая часть этих источников имеет лечебное значение. На гидроминеральной базе семи месторождений минеральных вод созданы и функционируют курорты местного и союзного значения (Дарасун, Кука, Молоковка, Ургучан, Шиванда, Ямаровка, Ямкун). Минеральные воды Читинской области подразделяются на следующие основные группы: 1) углекислые холодные различной минерализации и состава; 2) азотные термальные, слабоминерализованные; 3) термальные высокоминерализованные; 4) холодные высокоминерализованные соленые воды и рассолы и 5) холодные радиоактивные и сероводородные воды (рис. 27, 28, 29).

Углекислые холодные минеральные воды являются преобладающими. Они распространены на обширной территории Даурской (Забайкальской) складчатой области, которая по классификации, принятой при районировании минеральных вод Советского Союза, называется Даурская гидроминеральная область первой провинции.

Группа углекислых холодных вод составляет 80% от общего количества источников. Источники термальных слабоминерализованных вод, газирующие азотом, по сравнению с холодными углекислыми минеральными источниками имеют в Читинской области ограниченное распространение. Они расположены в пределах территориально разобщенных гидротермальных районов: 1) в северо-восточной части Байкало-Чарской складчатой области; 2) в Ингодино-Чикойском (Зачикойском, Горячеводском) районе и 3) в бассейне среднего течения р. Газимура. Термальные воды двух первых указанных районов относятся ко второй провинции минеральных вод территории Советского Союза.

Холодные высокоминерализованные воды и рассолы приурочены к Чарскому заливу Якутского артезианского бассейна, расположенному на крайнем севере Читинской области. Они относятся к минеральным водам третьей провинции. Из холодных сероводородных радиоактивных источников пока известен только Хохряковский, расположенный в бассейне р. Чикоя (Даурская гидроминеральная область). Кроме этих основных групп минеральных вод, на территории области известны железистые и радоновые воды лечебного значения.

Ниже приводится описание указанных групп минеральных вод. Краткие сведения о составе минеральных вод приведены в табл. 77. Перечень неизученных минеральных источников дается в табл. 78.

Углекислые минеральные источники выходят на участках, имеющих различные абсолютные отметки. Источники, приуроченные к долинам рек Ингоды, Онона, Шилки и Аргуни и их притоков, характеризуются

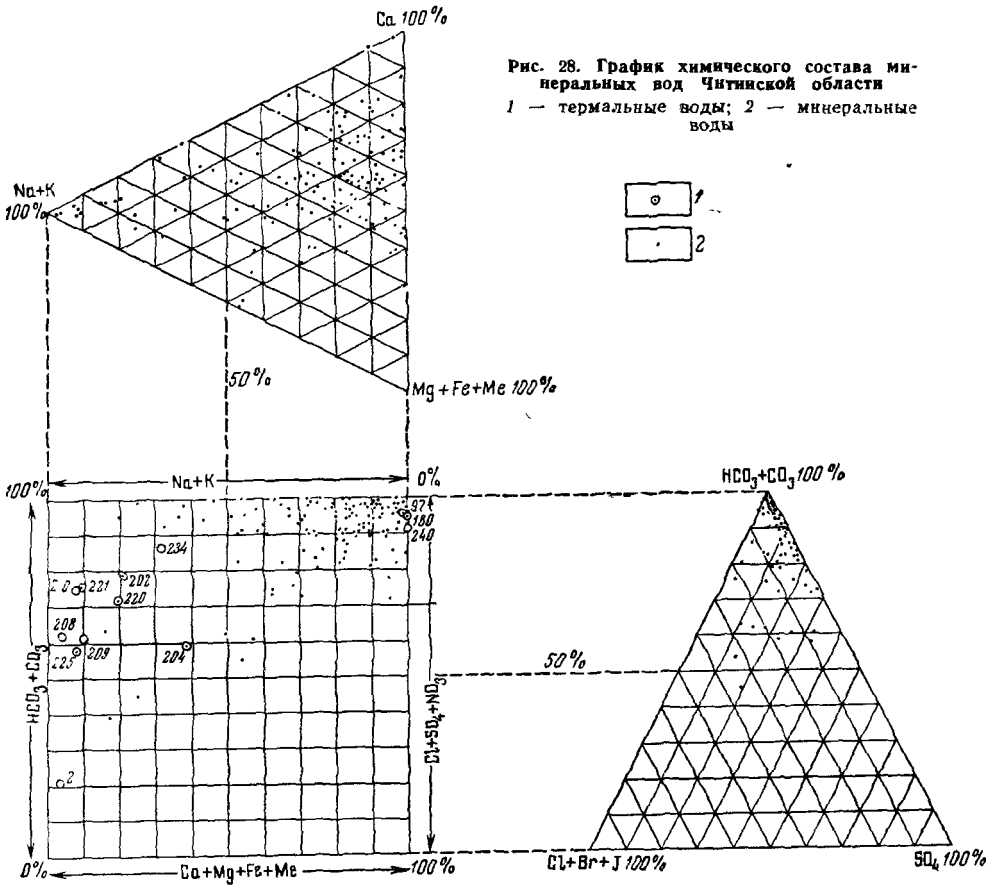


Рис. 28. График химического состава минеральных вод Читинской области

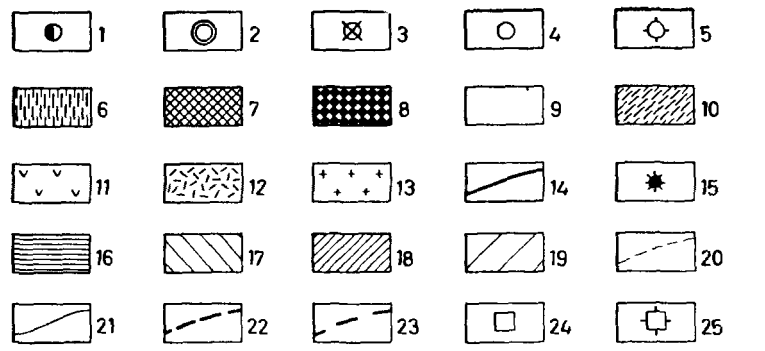
1 — термальные воды; *2* — минеральные воды

абсолютными отметками от 480—560 до 750 *м* (Епифанцевский, Сретенский, Александровские, Маккавеевские, Урульгинские и др.). Источники бассейнов верхнего течения рек Ингоды, Чикоя и Онона имеют максимальные абсолютные отметки. Так, Мордойские источники выходят на отметках около 1000 *м* (Джильберийский 1250 *м*, Аленгойский 1005 *м* и Ендинский 1295 *м*).

Дебит минеральных источников колеблется в широких пределах: от сотых долей *м*³/*сутки*, до нескольких тысяч *м*³/*сутки*. Наиболее распространенным является дебит от 100 до 200 *м*³/*сутки*.

Углекислые воды относятся к холодным и весьма холодным. Преобладают источники весьма холодные с температурой воды от 0 до 2—3° С, изредка встречаются источники с температурой до 8—10° С. Последняя отмечается преимущественно в летний период года и характерна для источников, имеющих рассеянный характер выхода (Урульгинский 12,5° С, Сенко-Кучинский 5,8° С, Корабль-Золь 12° С; Ималкиинский 4—10° С и др.). Исключение составляют источники Ямкун и Актагучи, имеющие температуру 19—20° С и относящиеся к теплым. Низкая температура углекислых минеральных вод Читинской области обусловлена широким распространением в ее пределах мерзлой зоны. По газовому составу холодные минеральные воды являются преимущественно углекислыми, а также смешанными — азотно-углекислыми или углекислоазотными (табл. 79).

В газовом составе источников углекислота превышает 90% от общего объема газа. В источниках смешанного газового состава (азот+



Тип вод по химическому составу / Другие особенности вод	Гидрокарбонатный натриевый и кальциево натриевый	Гидрокарбонатный кальциевый натриево кальциевый и натриевый	Сульфатно натриевый и хлоридно сульфатно натриевый	Сульфатно гидрокарбонатный магниево натриевый	Гидрокарбонатный магниевый	Гидрокарбонатный кальциево магниевый и магниево кальциевый	Гидрокарбонатно сульфатный магниево кальциевый	Хлоридно гидрокарбонатный натриевый	Сульфатный железистый	Сульфатный гидрокарбонатный натриевый
Термальная азотная	◒	●	◐							
Термальная азотно углекислая	⊕	◒			⊙	⊕				
Холодная углекислая	◐	◑		◐	◓	◒	◔	◑		
Холодная пресная радоновая	♀									
Пресная железистая									❀	
Холодная пресная сероводородная										⊙

Рис 27 Схематическая карта минеральных вод Читинской области (составила Л М Орлова под редакцией Н И Толстихина)

Водопункты и химический состав минеральных вод

1 — минеральный источник холодный, *2* — минеральный источник термальный, *3* — минеральный источник, периодически функционирующий *4* — минеральный источник неизученный *5* — скважина, вскрывшая минеральные воды Закраска внутри знака водопункта означает химический и газовый состав минеральных вод Цифры у знака — номер минерального источника Некоторые геолого структурные элементы, определяющие формирование минеральных вод *6* — Впадина Байкальского типа с возможными месторождениями термальных вод Впадины даурского типа *7* — с выявленными месторождениями углекислых минеральных вод *8* — перспективные на месторождения углекислых минеральных вод, *9* — с невыявленными месторождениями минеральных вод, *10* — впадины кайнозойские *11* — эффузивные породы кайнозойского возраста *12* — эффузивные породы мезозойского возраста *13* — интрузивные породы мезозойского возраста *14* — тектонические разломы, *15* — вулкан потухший

Провинции, области и районы минеральных вод

16 — провинция холодных хлоридных, натриевых и сульфатных вод (Якутский артезианский бассейн) Провинция термальных вод *17* — Байкало Чарская область преимущественно азотно-натриевых акратотерм, *18* — Ингодино Чикойский район преимущественно гидрокарбонатных натриевых акратотерм Провинция холодных углекислых вод *19* — Даурская область холодных углекислых и радоново углекислых вод различного состава с преобладанием гидрокарбонатного кальциевого

20 — граница комплексов пород, *21* — граница межгорных впадин, *22* — граница провинций минеральных вод, *23* — граница областей минеральных вод, *24* — курорт *25* — здравница районного значения

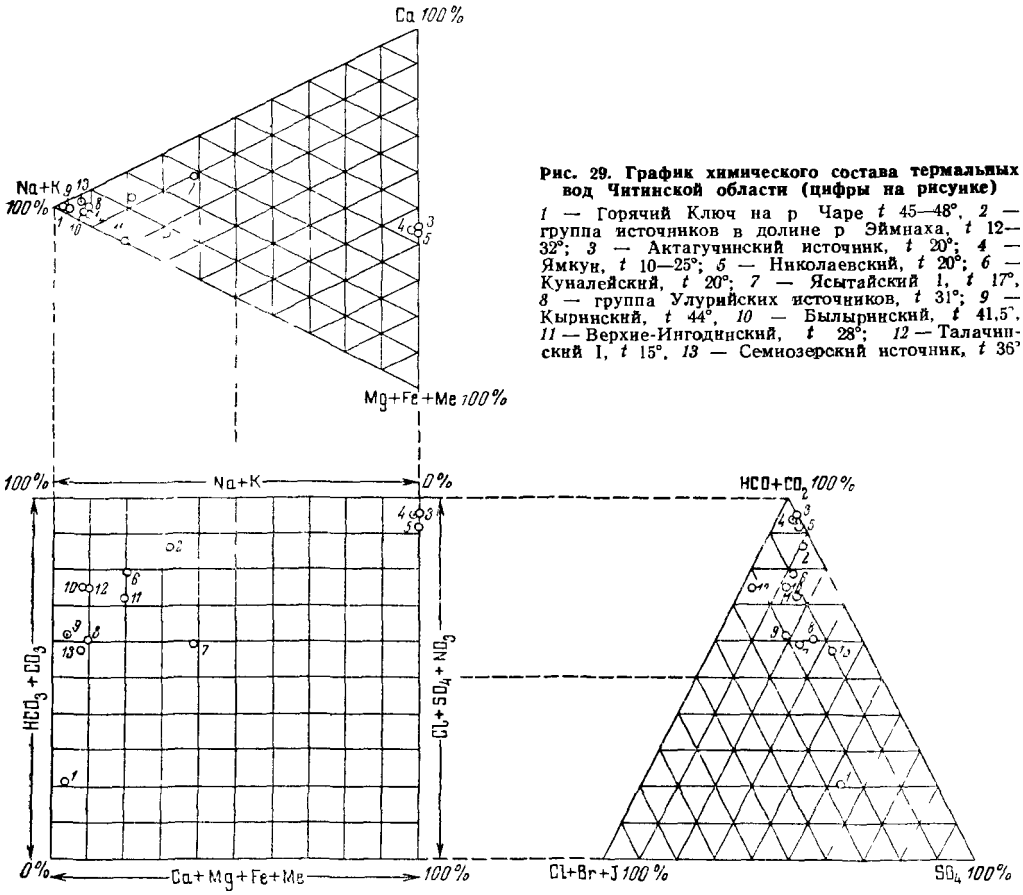


Рис. 29. График химического состава термальных вод Читинской области (цифры на рисунке)

1 — Горячий Ключ на р Чаре *t* 45—48°, *2* — группа источников в долине р Эймнаха, *t* 12—32°; *3* — Актагучинский источник, *t* 20°; *4* — Ямкун, *t* 10—25°; *5* — Николаевский, *t* 20°; *6* — Куналейский, *t* 20°; *7* — Ясытайский 1, *t* 17°, *8* — группа Улурийских источников, *t* 31°; *9* — Кыринский, *t* 44°, *10* — Былыринский, *t* 41,5°, *11* — Верхне-Ингодинский, *t* 28°; *12* — Талачинский 1, *t* 15°, *13* — Семиозерский источник, *t* 36°

+углекислота) содержание метана колеблется от 1,6 до 7,7%. Метан имеет биогенное происхождение (Толстихин, 1961), о чем свидетельствует присутствие его в водах источников, расположенных в долинах рек и их заболоченных поймах. Содержание в газовом составе источников кислорода (иногда до 5—7%), по-видимому, связано с процессом перемешивания минеральных вод с грунтовыми азотно-кислородными водами. Редкие тяжелые газы содержатся в количестве 0,01—0,8%, а редкие легкие — 0,01—0,26%. Для источников, в газовом составе которых в значительном количестве присутствует азот, отмечается и повышенное содержание аргона.

По степени минерализации минеральные углекислые воды разделяются на пресные (до 1 *г/л*), слабо солоноватые (1—3 *г/л*) и сильно солоноватые (>3 *г/л*). Преобладающее число минеральных источников имеет минерализацию до 0,5—0,6 *г/л* и редко 1 *г/л*. Минерализация до 3 *г/л* и более устанавливается лишь для некоторых источников (Кука, Кавыкучинский, Зун-Торейский и др.).

В зависимости от химического состава углекислые воды подразделяются на несколько типов: 1) гидрокарбонатные щелочноземельные воды — дарасунский; 2) гидрокарбонатные натриево-щелочноземельные воды с содержанием натрия от 25 до 50%-*экв* — кукинский; 3) гидрокарбонатные щелочноземельные натриевые воды (содержание натрия от 50 до 75%-*экв*) — тасеевский; 4) гидрокарбонатные натриевые воды (содержание натрия 75%-*экв*) — балейский; 5) хлоридные — гидрокарбонатные натриевые воды — торейский. Помимо этого известны углекислые гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды переменного катионного состава. Вследствие слабой их изученности выделить среди них какие-либо типы пока не представляется возможным.

Таблица 77

Химический анализ воды минеральных источников

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, *г/л*, знаменатель H_2S, *мг/л*)	Минерализация воды, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
2	Горячий Ключ на р. Чаре	45—48	Нет / Нет сведений	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	73 2,05 27	197 4,12 53	79 2,3 17	8 0,26 3	2 0,1 1	1 0,09 1	172 7,47 97	1 0,02 1	Нет сведений	1 0,05 δ**	42	8,2	Шпак А А, Скляревский Ю П, 1964
3	Токчоконский *	7—10	1,8 / —	3,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	25 0,7 2	372 7,75 16	2385 39,1 82	Нет „ „	400 20 42	283 23,1 48	102 4,45 10	Нет „ „	То же „ „ „ „	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	Смеловский С П, Балабаев В Ф, 1955
7	Нерчуганский *	Холодный	0,2 / —	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	42 0,14 1	90 1,87 17	530 8,7 82	„ „ „	126 6,3 60	7 0,6 5	88 3,81 35	„ „ „	„ „ „ „ „ „	То же „ „ „ „	То же	6,7	Димитров Г В, Гунбин В Д, 1954
8	Ургученский *	„	Нет сведений / —	1,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	190 5,35 17	27 0,56 3	1232 20,2 80	„ „ „	369 18,4 70	14 1,49 5	143 6,22 25	0,3 δ** „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	„ „	Нет сведений	Димитров Г В, Саидалов И Б, 1953
16	Усуглинский	„	Нет сведений / —	1,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	14 0,4 2	105 2,17 11	1080 17,7 87	„ „ „	155 7,4 36	114 9,22 46	82 3,65 18	Нет „ „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	24	То же	Блинов Б С, Ермакова Н М, 1955
17	Шивинский	4,5	0,8 / —	2,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	1 0,05 —	53 1,1 4	1806 29,6 96	„ „ „	261 13,02 43	155 12,75 41	114 4,95 16	3 δ** „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	47	6	Толстихин Н И, 1938
18	Колтомойкон	Холодный	1,2 / —	1,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15	19 0,39 2	1366 22,4 98	„ „ „	269 13,5 59	93 7,64 33	68 1,8 8	Нет сведений	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	Нет сведений	Нет сведений	Осадчий П И, 1956
20	Улейский	„	Нет сведений / —	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,07 1	17 0,35 5	443 7,25 94	„ „ „	100 5,02 66	23 1,89 24	19 0,76 10	То же	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	То же	То же	Толстихин Н И 1938
26	Инкейский 1	8	То же	2,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	6 0,17	42 0,88 3	2001 32,8 97	„ „ „	357 17,8 53	132 10,87 32	126 5,18 15	1 δ „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	71	„ „	Толстихин Н И 1938
28	Зюльзинский (Шивокочен)	1,5	0,1 / —	1,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 2	99 2,01 13	793 13 85	„ „ „	157 7,88 52	45 3,67 24	86 3,66 24	Нет сведений	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	Нет сведении	7,9	Осадчий П И, Портнов А Г, 1956

* В холодных углекислых источниках H_2S обычно отсутствует.

** δ — значение ничтожно малое.

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, г/л, знаменатель H_2S, мг/л)	Минерализация воды, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
29	Олеканский (Олекан)	2—4	Нет сведений / —	1,8	мг/л мг-экв/л % · экв	1 0,02	76 1,58 6	1348 22,11 94	Нет „ „	236 11,77 51	112 9,21 38	63 2,73 11	8 „	Нет сведений	Нет сведений	23	Нет сведений	Толстихин Н. И., 1938
35	Застепинский	1,5	То же	0,6	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 1	27 0,56 8	399 6,55 91	„ „ „	71 3,54 49	36 3,2 45	10 0,43 6	Нет сведений	То же „ „ „ „	То же „ „ „ „	19	7	Шпак А. А., Скляревский Ю. П., 1961
36	Карповка, скв. 1	0,3—2	1,2 / —	0,5	мг/л мг-экв/л % · экв	10 0,28 4	18 0,37 6	361 592 90	„ „ „	38 1,9 29	17 1,46 22	59 2,57 39	18 0,64 10	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	2	6,1	Тюнникова М. Ф., 1951
37	Карповский источник (Верхне-Читинский, Поповский)	2	1 / —	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	10 0,29 9	12 0,25 8	165 2,7 83	„ „ „	31 1,54 47	10 0,86 27	19 0,84 26	0,3 „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	27	5,5	Овчаренко В. И., 1962
38	Эдакуйский	Холодный	Нет сведений / —	1,2	мг/л мг-экв/л % · экв	9 0,25 3	13 0,28 3	551 9,03 94	„ „ „	130 6,5 68	15 1,21 13	445 1,85 19	Нет сведений	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	Нет сведений	Нет сведений	Толстихин Н. И., 1938
39	Липаки	„	0,1 / —	1,4	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 1	10 0,2 1	1049 17,2 98	„ „ „	200 9,4 54	76 6 34	51 2,2 12	То же „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	38	То же	Стрелов А. М., 1957
41	Дарасун-Нерчинский (Нижний стан, Дарасун-II)	1,25—3	0,3 / —	1,4	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 1	10 0,2 1	1068 17,5 98	„ „ „	213 10,62 60	42 3,45 19	88 3,83 21	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	24	„ „	Стрелов А. М., 1957
43	Кангильский	Холодный	Нет сведений / —	1,9	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,08 —	135 2,81 11	1371 22,47 89	„ „ „	90 4,49 18	182 14,95 59	136 5,92 23	1 „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	21	„ „	Толстихин Н. И., 1939
46	Делюнское буроугольное месторождение, скважина	1,5—2,1	0,7	1	мг/л мг-экв/л % · экв	6 0,16 1	166 3,46 26	600 9,84 73	„ „ „	112 5,6 36	54 4,44 34	79 3,42 30	3 „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	19	„ „	Компаниец Н. Г., 1939
47	Епифанцевский Верхний (Шивачинский)	2—7,4	0,5 / —	1,6	мг/л мг-экв/л % · экв	11 0,32 2	74 1,55 8	1084 17,77 90	„ „ „	137 6,86 35	43 3,54 18	212 9,24 47	Нет сведений	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	10	8,3	Толстихин Н. И, 1938
50	Аркиинский	1,8—2,6	0,7—2 / —	1,2	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,07	18 0,38 3	895 14,66 97	„ „ „	121 6,06 40	93 7,62 50	37 1,43 10	1 „	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	45	Нет сведений	Толстихин Н. И., Свистунова Е. Е., 1938.
51	Сретенский (Удеренгинский)	1	1,2 / —	1	мг/л мг-экв/л % · экв	Следы „ „	17 0,35 3	781 12,81 97	„ „ „	145 7,22 55	45 3,71 28	51 2,23 17	Нет сведений	„ „ „ „ „ „	„ „ „ „ „ „	55	То же	То же

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, *г/л*, знаменатель H_2S, *мг/л*)	Минерализация воды, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
55	Кутюканский	1—2,5	2 / —	1,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	Нет " "	93 1,93 10	1122 18,5 90	Нет " "	209 10,4 51	85 6,98 34	70 3,05 15	0,5 " "	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	Лейтес А. М., Вишневская И. И., 1952
58	Кука-1, курорт, источник	0,2—1,1	1,5 / —	2,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	32 0,9 3	77 2 6	1738 28,5 91	" " "	124 6,2 20	259 21,3 68	89 3,9 12	Нет "	Нет "	Нет "	То же	То же	Мажуга О. Л., 1952
59	Кука, курорт, скв 12	0,2	3,4 / —	3,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	10 0,28 1	87 1,81 4	2280 37,5 95	" " "	329 16,42 41	122 10,03 25	300 13,04 33	30 1,07 1	Нет сведений	Нет сведений	3	6,3	
	Кука, курорт, скв. 16	0,6	4,5 / —	3,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 1	82 1,71 4	2391 37,56 95	" " "	333 16,6 42	216 17,78 45	100 4,37 11	20 0,72 2	То же " " " "	То же " " " "	23	6,2	Арутюнянц О. Г., 1959
	Кука, курорт, скв. 17	0,2	3,6 / —	3,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	16 0,45 1	80 1,66 4	2521 41,32 95	" " "	383 19,1 44	106 8,71 20	298 12,94 30	75 2,68 6	" " " " " "	" " " " " "	Нет сведений	Нет сведений	То же
60	Борзнхнинский (Татауровский)	0,5	1,5 / —	2,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08	25 0,52 2	1651 27,05 98	" " "	329 16,42 60	43 3,54 13	177 7,69 27	2 — —	" " " " " "	" " " " " "	6	То же	Смольский П. А., Щербинин И. И., 1954
61	Падь Борзиха, скв. 31	0,3	2,33 / —	2,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	3 0,08	30 0,62 2	1645 26,96 98	" " "	367 18,31 66	37 3,04 11	145 6,3 23	0,8 — —	" " " " " "	" " " " " "	50	5,8	Орлова Л. М., Широбоков И. М., 1949
62	Молоковка — санаторнй, скв. 2	2	1,1 / —	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	4 0,12 1	27 0,59 6	534 8,75 93	" " "	109 5,44 57	33 2,72 29	30 1,3 14	Нет " "	" " " " " "	" " " " " "	36	6,1	То же
	Молоковка — санаторнй, источник Железистый	0,9	1,2 / —	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	Нет " "	40 0,83 9	549 9 91	" " "	120 6 61	24 2 21	41 1,8 18	" " "	" " " " " "	" " " " " "	Нет сведений	6,1	Степанов В. М., 1958
	Молоковка — санаторнй, источнник Содистый	1	1,3 / —	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	" " "	250 7,8 45	586 9,6 55	" " "	125 6,25 38	37 3,1 16	28 8,05 46	" " "	" " " " " "	" " " " " "	То же	6,1	То же
	Молоковка, источнник Кочующий	1	Нет сведений / —	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	" " "	72 1,5 14	548 9 86	" " "	47 3,83 36	125 6,25 60	10 0,42 4	" " "	" " " " " "	" " " " " "	" " " " " "	6,1	Смольский П. А., Щербинин И. И., 1954
	Молоковка Новая	1—3	0,5—1,4 / —	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	" " "	10 0,2 11	98 1,6 89	" " "	10 0,5 28	10 0,84 47	11 0,46 25	" " "	" " " " " "	" " " " " "	" "	6,1 6,1	То же
	Молоковка Блнжняя	1	0,9 / —	1,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	9 0,25 1	13 0,27 1	1250 20,48 98	" " "	228 11,37 54	98 8,1 39	39 1,52 7	1 — —	" " " " " "	" " " " " "	48	6,1	Толстихин Н. И., Свистунова Е. Е., 1938

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, *г/л*, знаменатель H_2S, *мг/л*)	Минерализация воды, *г/л*	Форма выражения анализа	Cl⁻	SO_4^{2-}	HCO_3^-
68	Нижний Маккавеевский	1—5	0,3—0,7 / —	1,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 1	129 2,7 18	752 12,32 81
69	Верхний Маккавеевский	1—5	0,2	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 2	Нет " "	220 7,2 98
70	Кошотуйский	3,5	0,2 / —	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 1	2 0,04 1	738 12,11 98
71	Князе-Урульгинский (Куджертайский, Чиндатаевский, Береговский)	0	0,1 / —	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 2	Нет сведений	494 8,1 98
72	Урульгинский (Андрониковский, Каменский)	3,5	1,2 / —	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 2	27 0,56 8	378 6,2 90
73	Уненкерские I и II (Уненкерский)	1,2	2,8 / —	2,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	14 0,49 1	27 0,57 2	1646 26,98 97
74	Падь Речка	5—8	1,8 / —	1,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 1	101 2,1 11	980 16,06 88
75	Шиванда, курорт, скв. 2/50	1,5	2,6 / —	0,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	8 0,22 2	4 0,83 8	601 9,85 90
	Шиванда, курорт, скв. 1/50	1,5	3 / —	1,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,19 1	24 0,5 2	1342 22 97
	Шиванда, курорт, скв. 1/57		0,5	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	Нет сведений	17	75
	Шиванда, курорт, скв. 1/56	0,8	3,3 / —	1,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	То же	Нет сведений	94
76	Шиванда, курорт, источник	0,3	2,8 / —	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05	15 0,32 3	660 10,81 97
77	Шивандаканский	0,2	0,5 / —	0,9	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	11 0,31 2	34 0,71 5	784 12,85 93

Продолжение табл. 77

Компоненты минерализации									Фамилия исследователя, год
CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
Нет	144	71	49	Нет	Нет	Нет	61	Нет	Толстихин Н. И., 1938
„	7,2	5,84	2,13	„	сведе-	сведе-		сведе-	
„	48	38	14	„	ний	ний		ний	
„	76	32	22		То же	То же	56	То же	Портнов А. Г., 1957
„	3,79	2,62	0,94	„	„ „	„ „		„ „	
„	51	36	13	„	„ „	„ „		„ „	
„	185	27	25	„	„ „	„ „	28		То же
„	9,1	2,2	1,07	„	„ „	„ „			
„	73	18	9	„	„ „	„ „			
„	124	16	19	„	„ „	„ „	24	„ „	„ „
„	6,14	1,34	0,82	„	„ „	„ „			
„	74	16	10	„	„ „	„ „			
„	94	22	9	0,2	„ „	„ „	22	5,9	Орлова Л. М., 1958
„	4,69	1,8	0,41	δ	„ „	„ „			
„	68	26	6	„	„ „	„ „			
„	437	27	81	14	„ „	„ „	21	6,4	Орлова Л. М., Устюжанина А. В., 1950
„	21,81	2,22	3,52	0,5	„ „	„ „			
„	78	8	13	1	„ „	„ „			
„	267	33	54	0,1	„ „	„ „	62	6,4	То же
„	13,02	2,7	2,34	δ	„ „	„ „			
„	72	15	13	„	„ „	„ „			
„	83	43	74	13	„ „	„ „	55	6,8	Цивильник Э. И., 1950
„	4,14	3,53	3,22	δ	„ „	„ „			
„	38	32	30	„	„ „	„ „			
„	139	72	226	7	„ „	„ „	29	6,3	То же
„	6,93	5,92	9,82	0,25	„ „	„ „			
„	30	26	43	1	„ „	„ „			
„	53	35	11	Нет	„ „	„ „	52	6,6	Материалы по курорту Шиванда, 1956, 1957
„	36	32	31	0,01	„ „	„ „	Нет	6,6	То же
„							сведе-		
„							ний		
„	94	47	67	2	„ „	„ „	34	7,2	Толстихин Н. И., 1938
„	4,74	3,84	2,6	δ	„ „	„ „			
„	42	34	23	„	„ „	„ „			
„	87	2	21	0,18	„ „	„ „	27,8	6,6	Орлова Л. М., 1950
„	4,35	0,17	9,35	δ	„ „	„ „			
„	31	1	68						

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, *г/л*, знаменатель H_2S, *мг/л*)	Минерализация воды, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
78	Завитинский		0,5 / —	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	14 0,39 4	58 1,2 11	700 11,47 85	Нет „ „	149 7,43 57	15 1,23 9	101 4,4 34	0,3 δ	Нет сведений	Нет сведений	65	6,5	То же
81	Ургучан, курорт	1	1,7 / —	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,14 1	1 0,02	770 12,6 99	„ „ „	143 7,14 56	52 4,28 34	24 1,04 8	8 0,29 2	Нет „	Нет „	35	6,1	Призант С. А., 1950
82	Жидкинский	4	0,7 / —	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	Следы „ „	25 0,53 9	348 5,71 91	„ „ „	42 2,3 37	26 2,14 34	41 1,8 29	1,2 δ „	„ „ „	„ „ „	8	6	Толстихин Н. И, 1938
83	Шивиинский	0,2	3 / —	1,7	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	3 0,08 „	0,5 — —	1298 21,27 100	„ „ „	227 11,32 53	79 6,51 30	81 3,53 17	3 δ „	„ „ „	„ „ „	75	6	То же
84	Верхне-Куренгский	Холодный	1 / —	2,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 7	2 0,04	1623 26,6 99	„ „ „	242 12,08 45	99 8,15 30	152 6,61 25	Нет „ „	„ „ „	„ „ „	22	6	Овчаренко В. И., 1958
85	Диктонька Куренгская	То же	0,8 / —	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	2 0,05 1	20 0,41 6	366 6 93	„ „ „	85 4,23 65	25 2,06 32	34 0,17 3	„ „ „	„ „ „	„ „ „	25	5,6	Овчаренко В. И., 1958
87	Сенкокучинский — I	5,8	0,7 / —	2,2	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	Нет „ „	4 0,09	1665 27,3 100	„ „ „	530 26,5 97	Нет сведений	20 0,89 3	„	„	„	Нет сведений	Нет сведений	Толстихин Н. И., Свистунова Е. Е., 1938
88	Туровский (Верхне-Туровский)	3,5	0,5 / —	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	Следы „ „	14 0,29 4	408 6,68 96	„ „ „	98 4,92 71	21 1,75 25	7 0,3 4	„ „ „	„ „ „	„ „ „	126	То же	То же
91	Куренгский (Тунгусский) Дарасун	3	Нет сведений / —	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	Следы „ „	Нет „ „	443 7,26 100	„ „ „	73 3,62 50	20 1,62 22	46 2,02 28	„ „ „	„ „ „	„ „ „	18	„ „	Толстихин Н. И, 1938
92	Джугдая-Куренгская	Холодный	То же	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	Следы „ „	Нет сведений	482 7,89 100	„ „ „	75 3,74 47	33 2,71 34	33 1,44 19	0,6 δ „	„ „ „	„ „ „	22	„ „	То же
93	Туровский Верхний	3,5	0,9 / —	2,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 δ	То же „ „	1860 30,5 100	„ „ „	246 12,28 40	49 4,02 13	327 14,24 47	0,2 0,01 δ	„ „ „	0,1 δ „	24	6,3	Овчареико В. И., 1959
94	Курюмдюканский (Курымканский, Кунгарийский)	0,9	0,5 / —	1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	2 0,05 δ	12 0,25 2	780 12,8 98	„ „ „	168 8,35 64	49 4,02 31	17 0,73 5	Нет „ „	„ „ „	Нет сведений	23	6,1	То же
95	Буруканский	1,5	0,8 / —	2,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,14 δ	4 0,08 δ	1677 27,5 99	„ „ „	396 20 72	90 7,4 27	7 0,32 1	„ „ „	„ „ „	То же „ „ „ „	12	6,2	Овчаренко В. И, 1958

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, *г/л*, знаменатель H_2S, *мг/л*)	Минерализация воды, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
97	Актагучинский	20	Нет	1,1	*мг/л*	2	29	875	Нет	134	100	1	0,2	Нет	Нет	11	6,9	Овчаренко В. И., 1959
					мг-экв/л	0,05	0,6	14,35	„	6,7	8,24	0,05	следы	„	сведений			
					% *экв*	следы	4	96	„	45	55	следы	„	„				
101	Талаканский	0,4	0,9 / —	0,6	*мг/л*	7	Нет	375	„	107	48	75	Нет	Нет	Нет	15	6,6	Внуков А. В., 1957
					мг-экв/л	0,2	„	12,3	„	5,34	3,96	3,26	„	сведений	сведений			
					% · *экв*	2	„	98	„	43	32	25	„					
105	Олентуй VI (Ундургинский)	3	1,3 / —	1,3	*мг/л*	2	4	968	„	154	44	104	6	То же	То же	21	6,1	Валендинский В. И., 1938
					мг-экв/л	0,06	0,09	15,87	„	7,68	3,61	4,54	0,21	„ „	„ „			
					% · *экв*	следы	1	99	„	48	23	28	1	„ „	„ „			
106	Олентуй I, курорт	1—2,1	1,6 / —	1,6	*мг/л*	9	6	1226	„	199	80	77	12	3	1	20	5,9	Богомолов Н. С, 1964
					мг-экв/л	0,24	0,12	20,1	„	9,93	6,56	3,37	0,42	0,16	0,05			
					% *экв*	1	1	98	„	49	32	16	2	1	следы			
107	Олентуй II (Зубковщинский, Атамановский)	1,8	0,8 / —	0,9	*мг/л*	7	9	653	„	127	33	28	23	Нет	Нет	21	5,7	То же
					мг-экв/л	0,2	0,18	10,7	„	6,35	2,68	1,21	0,82	„	„			
					% *экв*	2	2	96	„	58	24	11	7	„	„			
108	Андриановский (Мири, Олентуй III)	1—4	2,2 / —	0,9	*мг/л*	3	13	648	„	81	42	80	5	„	„	32	5,7	„ „
					мг-экв/л	0,08	0,27	10,62	„	4,04	3,45	3,48	следы	„	„			
					% · *экв*	1	2	97	„	37	31	32	„	„	„			
109	Могойтуйский (Олентуй IV)	5,2	0,7 / —	1,1	*мг/л*	9	16	793	„	110	53	67	19	2	„	20	5,7	„ „
					мг-экв/л	0,24	0,33	13	„	5,5	4,36	2,9	0,65	0,12	„			
					% *экв*	2	2	96	„	41	32	21	5	1	„			
110	Зымка-Аршан	0,5 2	0,3 / —	1,6	*мг/л*	7	25	1232	„	257	75	43	0,5	Нет	„	48	Нет сведений	Портнов А. Г., 1957
					мг-экв/л	0,2	0,52	20,19	„	12,87	6,17	1,87	следы	„	„			
					% · *экв*	1	2	97	„	62	29	9	„	„	„			
111	Аршан-Шибуши	2	1,3 / Следы	1	*мг/л*	Нет	52	746	„	200	35	10	0,4	„	„	3	То же	Толстихин Н. И., 1938
					мг-экв/л	„	1,08	12,2	„	10	2,88	0,43	следы	„	„			
					% · *экв*	„	9	91	„	75	22	3	„	„	„			
113	Зугалайский	0—1	0,3—1,8 / —	1,2	*мг/л*	5	14	891	„	189	31	71	0,3	„	„	26	6,1	Портнов А. Г., 1957
					мг-экв/л	0,15	0,29	14,6	„	9,44	2,5	3,1	следы	„	„			
					% · *экв*	1	2	97	„	62	17	21	„	„	„			
114	Верхне-Чиронский (Номоконовский)	5	0,2 / —	0,5	*мг/л*	13	65	315	„	91	1	55	1	„	„	24	6,3	Орлова Л. М, 1950
					мг-экв/л	0,37	1,35	5,16	„	4,56	0,11	2,21	следы	„	„			
					% · *экв*	5	20	75	„	66	2	32	„	„	„			
115	Джидинский II	6	1,7 / —	2	*мг/л*	4	20	1507	„	320	72	74	Нет	„	„	50	6	Орлова Л. М., 1958
					мг-экв/л	„	0,41	24,7	„	15,97	5,92	3,23	„	„	„			
					% · *экв*	„	2	98	„	64	23	13	„	„	„			
116	Семеновский		0,3 / —	0,4	*мг/л*	1	3	311	„	65	21	5	„	„	„	41	6	Максимов В. М., Толстихин Н. И., 1946
					мг-экв/л	0,02	0,06	5,1	„	3,24	1,77	0,17	„	„	„			
					% · *экв*	следы	1	99	„	63	34	3	„	„	„			

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, г/л, знаменатель H_2S, мг/л)	Минерализация воды, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
117	Шуругунский	1,8	0,4 / —	0,6	мг/л	5	20	457	Нет	83	17	57	Нет	Нет	Нет	22	6,1	Орлова Л. М., 1958
					мг-экв/л	0,15	0,41	7,49	„	4,15	1,4	2,49	„	„	„			
					% · экв	2	5	93	„	52	17	31	„	„	„			
118	Балейский, шахта (горизонт 9)	7	1,8 / —	11,5	мг/л	67	Нет	8357	„	377	115	2545	„	„	„	Нет	6,6	Хнырев Г. И., Логинова О. М., 1955
					мг-экв/л	1,89	сведе-	136,97	„	18,8	9,4	110,66	„	„	„	сведе-		
					% экв	5	ний	95	„	14	6	80	„	„	„	ний		
119	Тасеевский, шахта (глубина 366 м)	5,5	1,7 / —	16,4	мг/л	54	20	12112	„	504	313	3440	„	„	„	4	7,4	То же
					мг-экв/л	1,52	0,41	198,51	„	25,15	25,72	149,57	„	„	„			
					% · экв	1		99	„	12	13	75	„	„	„			
120	Ложниковский (Ефимовский, Солонечный на Унде)	2	1,5 / —	1,1	мг/л	5	25	860	„	151	61	50	„	„	„	8	7,1	Орлова Л. М., 1958
					мг-экв/л	0,15	0,52	14,1	„	7,53	5,06	2,18	„	„	„			
					% экв	1	4	95	„	51	34	15	„	„	„			
123	Аленгуйский III (Верхне-Ундинский)	2,2	1,5 / —	1,9	мг/л	Следы	22	1382	„	418	Нет	51	„	„	„	Нет	Нет	Толстихин Н. И., 1938
					мг-экв/л	„	0,45	22,63	„	20,87	„	2,21	„	„	„	сведе-	сведе-	
					% · экв	„	2	98	„	90	„	10	„	„	„	ний	ний	
124	Малышевский (Сивачинский)	0,2—9	0,3 / —	0,6	мг/л	2	29	398	„	80	33	11	1			34		То же
					мг-экв/л	0,06	0,6	6,53	„	3,97	2,73	0,49	следы	„	„			
					% экв	1	8	91	„	55	38	7	„	„	„			
125	Кавыкучинский	4,2	0,1 / —	3,1	мг/л	4	3	2282	„	266	50	477	„	„	„	40	Нет	Толстихин Н. И., 1938
					мг-экв/л	0,1	0,06	37,4	„	13,28	4,12	20,16	„	„	„		сведе-	
					% · экв	—	—	100	„	35	11	54	„	„	„		ний	
127	Буньский (Догиинский)	0,4	1,4 / —	0,4	мг/л	2	20	293	„	49	25	17	„	„	„	11	5,5	Овчаренко В. И., 1963
					мг-экв/л	0,05	0,42	4,8	„	2,49	2,05	0,73	„	„	„			
					% экв	1	8	91	„	47	39	14	„	„	„			
128	Солонечный II (Солонечный на Буне)	0,1—0,2	0,1—1,4 / —	1,9	мг/л	7	40	1357	„	108	77	264	„	„	„	15	5,5	То же
					мг-экв/л	0,2	0,83	22,2	„	5	6,37	11,5	„	„	„			
					% · экв	1	3	96	„	23	27	49	„	„	„			
129	Сенкокучинский II	0,1—2	Нет сведений	0,3	мг/л	3	10	253	„	46	19	13	0,1	„	„	12	5,7	„ „
					мг-экв/л	0,07	0,21	4,15	„	23	1,56	0,56	следы	„	„			
					% экв	2	5	93	„	52	35	13	„	„	„			
130	Ямкун, курорт	10—25	0,4 / —	1,7	мг/л	5	37	1311	„	192	152	7	Нет	„	„	19	6,6	„ „
					мг-экв/л	0,14	0,77	21,5	„	9,6	12,5	0,3	„	„	„			
					% экв	1	3	96	„	43	56	1	„	„	„			
131	Лугия	0,3	Нет	0,2	% экв	Нет сведений	24	74	„	72	Нет сведений	28	„	„	„	Нет сведений	Нет сведений	Толстихин Н. И., 1946
132	Солонечный I (Солонечный на р. Уров)	0,5—1,2	0,9 / —	1,6	мг/л	7	20	1241	„	197	95	4	„	„	„	21	5	Овчаренко В. И., 1958
					мг-экв/л	0,19	0,42	20,3	„	9,83	7,82	3,26	„	„	„			
					% экв	1	2	97	„	47	37	16	„	„	„			
134	Верхне-Уровский (Уровский I)	2,5	0,1 / —	1,7	мг/л	2	236	1056	„	235	116	32	3	„	„	41	Нет	Толстихин Н. И., 1938
					мг-экв/л	0,05	4,95	17,3	„	11,73	9,33	1,24	следы	„	„		сведе-	
					% экв	—	22	78	„	53	42	5	„	„	„		ний	

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, г/л, знаменатель H_2S, мг/л)	Минерализация воды, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
135	Оборский, Аршан	—	Нет сведений / —	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 4	2 4 2	134 2,2 94	Нет „ „	25 1,27 54	10 0,86 37	5 0,21 9	0,2 δ „	Нет „ „	Нет „ „	16	7	Овчаренко В. И, 1962
136	*Хохотуйский*	2	То же / —	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	1,7 5 4	8 0,17 14	61 1 82	„ „ „	15 0,75 63	5 0,41 34	1 0,04 3	0,2 δ „	„ „ „	„ „ „	17	6,2	То же
141	Курорт Дарасун, скв. 2/55	2,5	0,2 / —	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	1,7 0,05 1	19 0,4 7	302 4,95 92	„ „ „	60 2,99 56	16 1,3 24	25 1,09 20	2 δ „	„ „ „	„ „ „	Нет сведений	7,1	Карасева А. П., 1956
142	Курорт Дарасун, скв. 1/51	2,1	3,7 / —	1,2	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,06 δ	66 1,37 9	870 14,26 91	„ „ „	165 8,23 53	60 4,93 31	40 1,73 11	22 0,79 5	„ „ „	„ „ „	32	5,8	То же
	Курорт Дарасун, скв. 4/55	1	1 / —	2	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,19 1	40 0,84 3	1469 24,09 96	„ „ „	216 10,8 43	96 7,92 32	92 4 16	67 2,4 9	„ „ „	„ „ „	Нет сведений	Нет сведений	„ „
142	Шивиинскнй IV	0,2	0,3 / —	0,9	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 2	45 0,93 8	653 10,7 90	„ „ „	163 8,14 69	31 2,58 22	25 1,1 9	0,3 0,01 δ	„ „ „	„ „ „	20	6	Богомолов Н С, 1964
143	Курумбулакский	1	1,4 / —	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,13 3	60 1,25 25	213 3,5 72	„ „ „	44 2,186 45	29 2,43 50	6 0,27 5	8 δ „	„ „ „	„ „ „	Нет сведений	6,2	Орлова Л. М, 1953
144	Бурбутайский	1—4	0,3—2 / —	1,2	мг/л мг-экв/л % · экв	10 0,28 2	34 0,71 5	854 14 93	„ „ „	218 10,9 73	49 4,05 27	1 0,04 „	0,5 δ „	„ „ „	„ „ „	18	6	Молчанов Н. А., Ильинский Ю, 1963
145	Олентуй V (Цаган-Челотуй, Верхне-Ундургинский)	1	0,56	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	8 0,22 4	4 0,08 2	274 4,5 94	„ „ „	61 3,06 64	13 1,08 23	Нет сведений	17 0,6 13	„ „ „	0,15 0,01 δ	20	5,6	Богомолов Н С, 1964
146	Барун-Килькиндинский	0,5	1,7 / —	1,1	мг/л мг-экв/л % · экв	8 0,22 2	16 0,33 2	781 12,8 96	„ „ „	206 10,27 77	19 1,57 12	13 0,57 4	19 0,67 5	5 0,26 2	Нет сведений	34	5,8	То же
147	Килькиндинскнй	3	1,2 / —	1,2	мг/л мг-экв/л % · экв	10 0,29 2	32 0,66 5	891 13,11 93	„ „ „	246 12,26 88	21 1,74 12	1,4	Нет „ „	Нет „ „	Нет „ „	32	6	Богомолов Н. С., 1955
152	Клиновскнй	1,8	1,7 / —	0,8	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 1	75 1,56 15	549 9 84	„ „ „	142 7,01 66	43 3,5 33	2 0,1 1	1 δ δ	„ „ „	„ „ „	22	5,7	Овчаренко В. И, 1963
154	Алия (Аленинский)	1—4,5	1 / —	1,1	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,11 1	Нет сведений	868 14,22 99	„ „ „	102 5,1 36	35 2,85 20	132 5,74 40	18 0,64 4	„ „ „	„ „ „	Нет сведений	6	Орлова Л. М., 1953

Продолжение табл 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, г/л, знаменатель H_2S, мг/л)	Минерализация воды, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
156	Каменский (на р. Газимуре)	3,5	2,2 / —	1,1	мг/л мг-экв/л % · экв	32 0,9 6	221 4,6 32	553 9,07 62	Нет „ „	29 1,45 10	77 6,32 43	156 6,8 47	Нет „ „	Нет „ „	Нет „ „	Нет сведений	6	Орлова Л М, 1953
158	Корабль-Золь	12,6	0,3 / —	0,5	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,12 2	27 0,58 9	347 5,68 89	„ „ „	57 2,85 45	31 2,59 40	22 0,94 15	2 0 „	„ „ „	„ „ „	26	6	То же
160	Ларьгинский, Верхний	6—12,6	1,2 / —	1,2	мг/л мг-экв/л % · экв	6 0,16 1	28 0,58 4	911 14,94 95	„ „ „	162 8,1 51	73 6,08 39	34 1,5 10	2 0 „	„ „ „	„ „ „	48	6	„ „
161	Кутомарский (Сергиевский)	1—2	1,5 / —	0,5	мг/л мг-экв/л % · экв	6 0,16 3	26 0,56 10	284 4,66 87	„ „ „	47 2,34 44	25 2,08 38	22 0,96 18	Нет „ „	„ „ „	„ „ „	Нет сведенний	5,7	„ „
162	Копчигирский (Хопчихирский, Копчихирский, Молосонский)	1	1,58 / —	1,4	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 1	10 0,2 1	1098 17,9 98	„ „ „	238 11,88 65	70 5,77 32	14 0,6 3	1 0 „	„ „ „	„ „ „	17	5,8	Орлова Л. М, Скляревская А Н, 1963
165	Засуланский	3	0,4 / —	1,3	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 1	49 1,02 6	900 14,75 93	„ „ „	239 11,92 75	23 1,88 12	49 2,15 13	0,4 0,01 0	„ „ „	„ „ „	18	6,2	Богомолов Н С, 1964
166	Улентуевский (Илийский)		0,4 / —	1	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 1	35 0,72 6	711 11,65 93	„ „ „	171 8,54 68	23 1,88 15	48 2,08 17	1 0,04 0	„ „ „	„ „ „	22	59	То же
167	Зун-Уксахайский	5,2	0,7 / —	2	мг/л мг-экв/л % · экв	9 0,24 1	4 0,08 0	1507 24,7 99	„ „ „	317 15,81 63	67 5,53 22	69 2,99 12	15 0,52 2	3 0,16 1	„ „ „	15	6,3	Богомолов Н С, 1964
168	Урдо-Агинский	6	— / —	1,3	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 1	6 0,12 1	994 16,3 98	„ „ „	222 11,06 67	35 2,86 17	60 2,63 16	0,7 0,02 0	Нет „ „	„ „ „	20	6,4	То же
169	Судунтуйский	5	0,7 / —	0,5	мг/л мг-экв/л % · экв	7 0,2 3	74 1,54 23	299 4,9 74	„ „ „	45 2,25 34	22 1,81 27	59 2,56 39	Нет „ „	„ - „	„ „ „	26	7,8	„ „
171	Скважина колхоза им. Бусыгина	1,2—1,4	1	4	мг/л мг-экв/л % · экв	454 12,8 23	385 8 14	2123 34,8 63	„ „ „	253 12,62 23	177 14,55 26	657 28,55 51	4 0 „	„ „ „	„ „ „	2	6,5	Лапай И М, 1957
174	Базановский	Холодный	Нет сведений	0,8	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 2	10 0,21 2	571 9,36 96	„ „ „	73 3,66 38	49 4,06 42	46 2 20	1 0 „	„ „ „	„ „ „	13	6,6	Овчаренко В И, 1963
175	Маньковский I	3,2—4,1	0,5 / —	0,3	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 3	12 0,25 7	197 3,23 90	„ „ „	33 1,65 47	11 0,91 25	23 1,01 28	3 0 „	„ „ „	„ „ „	19	5,9	То же
176	Маньковский II	1,5	1,6 / —	1	мг/л мг-экв/л % экв	3 0,1 1	16 0,33 3	732 12 96	„ „ „	142 7,11 57	64 5,29 43	0,2 0 „	0,1 0 „	„ „ „	„ „ „	25	5,9	„ „

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, *г/л*, знаменатель H_2S, *мг/л*)	Минерализация воды, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
177	Шараканский	0	Нет сведений	1,7	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	11 0,31 2	Нет „ „	1277 20,93 98	Нет „ „	157 7,87 38	Нет сведений	308 13,38 62	Нет „ „	Нет „ „	Нет „ „	Нет сведений	Нет сведений	Толстихин Н. И., 1938
178	Донинский	5,5	1,3 / —	1,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	9 0,24 1	45 0,94 5	1076 17,6 94	„ „ „	171 8,55 46	56 4,6 24	129 5,63 30	0,1 δ „	„ „ „	„ „ „	То же „ „ „ „	То же „ „ „ „	Смирнов Н. А., Бабинцев П. И., 1939
180	Курорт Ямаровка, скв 6749	2,1	3 / —	3,4	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	14 0,39 1	96 1,99 7	1769 28,99 92	„ „ „	1260 12,97 42	138 11,35 36	145 6,3 20	20 0,71 2	„ „ „	„ „ „	40	6	Кобозев И. И., 1954
181	Курорт Ямаровка, скв 7252	1	2,3 / —	1,7	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	6 0,16 1	6 0,14 1	1310 21,5 98	„ „ „	193 9,73 45	140 11,55 53	13 0,56 2	3 δ „	„ „ „	„ „ „	75	5,9	Орлова Л. М., 1953
182	Курорт Ямаровка, скв 20	2	2 / —	1,1	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 1	14 0,29 2	762 12,5 97	„ „ „	110 5,49 42	54 4,4 34	61 2,65 2,1	12 0,4 3	„ „ „	„ „ „	40	5,6	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
184	Косурковский (Хасуртайский)	5	0,7 / —	1,1	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	3 0,1 1	14 0,3 2	842 13,8 97	„ „ „	226 11,27 79	35 2,9 21	Нет „ „	1 δ „	„ „ „	„ „ „	22	6,4	То же
185	Маргитайский	3,1	Нет сведений	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	1 0,03 1	4 0,09 3	163 2,68 96	„ „ „	2 0,08 3	0,2 0,01 —	29 1,28 46	40 1,43 51	„ „ „	„ „ „	32	Нет сведений	Толстихин Н. И., 1938
186	Урейский Верхний (Акшинский III)	2	0,5 / —	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	5 0,15 4	5 0,1 2	232 3,8 94	„ „ „	36 1,77 44	20 1,67 41	14 0,59 15	0,7 0,02 —	„ „ „	„ „ „	20	6,1	Богомолов Н С, 1964
187	Урейский Нижний (Акшинский I)	2—6	0,8 / —	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	8 0,22 3	3 0,06 1	421 6,9 96	„ „ „	53 2,67 37	32 2,66 37	42 1,82 26	0,9 0,03 δ	„ „	„ „	19	5,8	То же
188	Тулутаевский, Цурухойский)	5	Нет сведений	0,6	*мг/л* *мг-экв/л* % *экв*	3 0,09 1	4 0,08 1	457 7,5 88	27 0,89 10	49 2,47 29	46 3,75 44	53 2,31 27	0,4 0,02 δ	„ „ „	„ „ „	28	6,7	„ „
189	Сангетуйский (Барун-Ундур)	0,5	Нет сведений	0,5	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	Нет „ „	16 0,33 6	335 5,5 94	Нет „ „	80 3,99 69	11 0,92 16	21 0,9 15	Нет „ „	„ „ „	„ „ „	24	6,4	Самойленко В. Н., 1964
192	Гашунский (Дурулгуевский)	3	0,7	1,6	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	8 0,22 1	30 0,62 3	1183 19 96	„ „ „	244 12 60	64 5 26	24 2,79 14	2 0,07 δ	„ „ „	„ „ „	30	6,5	Богомолов Н. С, 1964
193	Мухур-Булак I	5	0,2 / —	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	7 0,2 2	19 0,39 5	470 7,7 93	„ „ „	129 6,42 77	12 0,98 12	20 0,87 11	0,5 0,02 δ	„ „ „	„ „ „	18	6,6	То же
195	Цаган-Норский	Нет сведений	Нет сведений	2,8	*мг/л* *мг-экв/л* % · *экв*	46 1,3 4	13 0,27 1	2013 33 95	„ „ „	133 6,63 19	70 5,75 17	510 22,19 64	0,3 δ „	„ „ „	„ „ „	17	6,8	Орлова Л. М., Яненко Л. П., 1955

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, *г/л*, знаменатель H_2S, *мг/л*)	Минерализация воды, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
198	Скважина колхоза им. Калинина (падь Селинда)	0	0,3 / —	2,2	*мг/л* *мг-экв/л* *% экв*	13 0,38 1	50 1,04 4	1537 25,2 95	Нет „ „	184 9,2 35	28 2,26 8	349 15,16 57	1 следы „	Нет „ „	Нет „ „	Нет сведений	6,1	Лапай И. М, 1956
199	Селиндинский (Савво-Борзинскнй)	8—10	1,8 / —	3,5	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	6 0,17 1	57 1,18 3	2135 34,08 96	„ „ „	289 14,42 68	674 6,08 29	322 14 3	26 0,93 следы	„ „ „	„ „ „	То же	6,2	Орлова Л. М., 1953
200	Улан-Булак II (Урулюнгуйский, Ново-Цурухайский, Уланский)	1	Нет / Нет	5,3	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	Нет сведений	3706 77,15 100	Нет сведений	„ „ „	449 22,4 29	217 17,83 23	657 28,57 37	233 8,35 11	„ „ „	„ „ „	34	4	То же
202	Куналейский II (Черемховский)	20	„	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	5 0,15 9	10 0,2 12	79 1,3 79	„ „ „	5 0,24 15	1 0,08 5	30 1,32 80	0,5 следы „	„ „ „	„ „ „	30	8,4	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
204	Ясытайский I, (Эсутайскнй I, Чикойский)	17	„	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	9 0,24 18	15 0,31 23	49 0,8 59	„ „ „	8 0,38 16	1 0,11 5	19 0,83 36	1 1 42	„ „ „	„ „ „	26	7	То же
206	Хохряковскнй	5—6	Нет / 33	0,1	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	16 0,45 23	35 0,72 38	46 0,75 39	„ „ „	5 0,25 13	1 0,08 4	37 1,6 83	0,5 следы „	„ „ „	„ „ „	30	8,3	Орлова Л. М., Скляревская А. Н, 1963
207	Куналейский I	14,1	Нет / —	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	1 0,03 1	2 0,05 1	299 4,9 98	„ „ „	52 2,62 53	18 1,51 30	19 0,85 17	Нет „ „	„ „ „	„ „ „	81	Нет сведенний	Толстихин Н. И, 1938
208	Кырнинский (Былыринскнй II)	44	Нет / —	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	21 0,6 20	27 0,56 18	91 1,9 62	„ „ „	1 0,07 2	1 0,07 2	67 2,92 96	„ „ „	„ „ „	„ „ „	Нет сведений	8,3	Степанов В. М, 1957
209	Улурийский (12 ключей)	32	Нет / 0,044	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	14 0,4 13	38 0,79 26	85 1,4 46	13 0,45 15	3 0,15 5	0,6 0,05 2	63 2,75 90	1 0,03 1	„ „ „	1 0,07 2	50	>8,4	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
210	Былыринский (Кыра-Былыринский, Аршантуйский)	41,5	Нет / 0,01	0,2	*мг/л* *мг-экв/л* *% экв*	12 0,35 13	15 0,31 12	107 1,75 67	6 0,2 8	2 0,1 4	1 0,09 3	55 2,39 92	0,3 следы „	„ „ „	0,4 0,02 1	46	>8,4	То же
211	Нижний Салбартуй (Салбартуйский, Кислый Ключ)	4—6	Нет / 0,021	0,3	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	35 1 26	20 0,41 11	149 2,45 63	Нет „ „	8 0,41 11	1 0,1 3	75 3,26 85	1 0,04 1	„ „ „	Нет „ „	34	>8,4	„ „
212	Думкинский (Акшинский III)	Нет сведений	0,4 / —	0,4	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	3 0,09 2	6 0,12 2	302 4,95 96	„ „ „	56 2,82 55	17 1,38 27	21 0,93 18	0,5 0,02 следы	„ „ „	„ „ „	17	6,3	Богомолов Н С, 1964
213	Оршанды (Аршантуй)	0,2—3,2	Нет сведений	1,4	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	4 0,12 1	2 0,04 —	1067 17,5 99	„ „ „	210 10,47 59	46 3,75 21	79 3,42 20	0,4 0,01 следы	„ „ „	0,15 0,01 следы	36	6,3	То же
214	Хапцагайтуевский	Нет сведений	0,2 / —	0,7	*мг/л* *мг-экв/л* *% · экв*	8 0,22 2	2 0,04 —	537 8,8 94	10 0,35 4	69 3,45 37	47 3,81 40	50 2,17 23	0,7 0,02 следы	„ „ „	Нет „ „	14	7,7	„ „

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, г/л, знаменатель H_2S, мг/л)	Минерализация воды, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
216	Ималкинский (Барун-Торейский)	5	0,3 / —	2,1	мг/л мг-экв/л % · экв	14 0,4 1	8 0,16 1	1598 26,2 98	Нет „ „	358 17,88 67	63 5,16 20	83 3,61 13	1 0,05 0	Нет „ „	1 0,06 0	30	6,4	Богомолов Н. С., 1964
217	Зун-Торейский южный	2	0,5—2 / —	5,6	мг/л мг-экв/л % · экв	1005 28,3 36	767 16 20	2153 35,3 44	„ „ „	136 6,79 9	156 12,83 16	1378 59,91 75	0,1 0 „	„ „ „	Нет „ „	15	7	Маринов Н. А., 1937
218	Зун-Торейский (Цаган-Чалотуй)	2	1,2 / —	4	мг/л мг-экв/л % · экв	173 4,87 9	196 4,08 8	2629 43,1 83	„ „ „	281 14,15 27	162 13,29 26	576 24,61 47	3 0 „	„ „ „	„ „ „	49	Нет сведений	Толстихин Н. И., 1938
219	Засуланский (Зашуланский, Илинский)	2	1,16 / —	1,4	мг/л мг-экв/л % · экв	14 0,4 2	8 0,16 1	1067 17,5 97	„ „ „	184 9,15 51	50 4,13 23	69 3,01 17	50 1,75 9	„ „ „	0,5 0,02 0	34	5,4	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
220	Верхне-Ингодинский	28	Нет / —	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	11 0,31 12	20 0,42 16	111 1,82 72	„ „ „	10 0,5 20	Нет „ „	47 2,06 80	Нет „ „	„ „ „	Нет „ „	91	8,2	Цыганок В. И., 1963
221	Талачинский II	15	Нет / 0,011	0,9	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,09 7	8 0,16 12	64 1,05 81	„ „ „	12 0,61 47	6 0,51 39	3 0,13 10	0,9 0,03 2	„ „ „	0,4 0,02 2	17	6,6	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
222а	Мордойский нижний	2	0,46 / —	0,5	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,09 1	Нет сведений	366 6 99	„ „ „	52 2,58 43	34 2,78 46	Нет сведений	20 0,7 11	0,3 0,01 0	Нет „ „	22	5,3	То же
224	Верхие-Ононский (Куджир-Нугу, Чингизхановые воды)	4	Нет сведений / Нет сведений	0,6	мг/л мг-экв/л % · экв	4 0,11 1	6 0,12 1	433 7,1 98	„ „ „	53 2,65 37	21 1,75 24	56 2,42 36	12 0,42 3	Нет „ „	„ „ „	17	7,2	Канищев А. Д., 1963
225	Семиозерский (Верхне-Чикойский)	36	Нет сведений / 0,166	0,2	мг/л мг-экв/л % · экв	8 0,23 9	40 0,83 33	79 1,3 52	4 0,15 6	3 0,15 6	0,6 0,02 1	53 2,31 92	0,4 0,01 0	„ „ „	0,4 0,02 1	40	8,4	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
226	Ендинский (Кнкдинский, Хашеталанский)	4	Нет сведений	0,6	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,1 1	6 0,12 2	421 6,9 95	4 0,15 2	53 2,65 37	21 1,75 24	56 2,42 33	12 0,43 6	„ „ „	Нет „ „	17	7,2	Канищев А. Д., 1963
227	Джильберийский (Букукунский)	2	0,4 / —	0,8	мг/л мг-экв/л % · экв	3 0,09 1	42 0,87 9	555 9,1 90	Нет „ „	124 6,19 62	28 2,27 23	36 1,56 15	1 0,03 0	„ „ „	0,4 0,02 0	19	5,6	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
228	Маигутский	4	0,1 / —	0,4	мг/л мг-экв/л % · экв	5 0,15 3	2 0,04 1	299 4,9 96	„ „ „	67 3,25 64	13 1,08 21	17 0,74 15	0,6 0,02 0	„ „ „	Нет „ „	19	5,8	Богомолов Н. С., 1964
229	Каменский на р. Унде	3,5	1,3 / —	0,1	мг/л мг-экв/л % · экв	2 0,05 3	Нет „ „	110 1,8 97	„ „ „	14 0,7 38	7 0,61 33	5 0,22 12	9 0,32 17	„ „ „	„ „ „	8	6,4	Орлова Л. М., 1953

Продолжение табл. 77

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Температура воды, °С	Содержание свободных газов (числитель CO_2, г/л, знаменатель H_2S, мг/л)	Минерализация воды, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации												Фамилия исследователя, год
						Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	NH_4^+	SiO_2	pH	
230	Солонечный на р. Унде	1,8	0,3	0,5	*мг/л*	3	30	338		53	28	29	Нет			8	7,1	Орлова Л. М., 1957
					мг-экв/л	0,09	0,62	5,55	Нет	2,64	2,34	1,28	"	Нет	Нет			
					% · *экв*	1	10	89	"	42	38	20	"	"	"			
231	Скважина в долине р. Урюмкана	2	430 / —	1,2	*мг/л*	2	65	854	"	56	69	149	4	5	1,5	12	6,4	Дудин М. Р., Грибанов Б. В., 1962
					мг-экв/л	0,05	1,35	14	"	2,78	5,66	6,47	0,13	0,28	0,08			
					% · *экв*		9	91	"	18	37	42	1	2	δ			
234	Группа минеральных источников в долине р. Эймнах I	12—32	Нет сведений	1,8	*мг/л*	78	50	1245	"	76	132	205	Нет	Нет	Нет	Нет сведений	7,2	Колесников В. И., Степанова Н. И. и др., 1962
					мг-экв/л	2	1,04	20,4	"	3,79	10,75	8,9	"	"	"			
					% · *экв*	9	4	87	"	16	46	38	"	"	"			
234а	Группа минеральных источников в долине р. Эймнах II	12—32	То же	1,6	*мг/л*	252	80	3	"	120	175	982	"	"	"	То же	7	То же
					мг-экв/л	7,1	1,66	54,35	"	5,98	14,43	42,7	"	"	"			
					% · *экв*	11	3	86	"	9	23	68	"	"	"			
235	Зун-Килькиидинский.	6	0,3 / —	1,1	*мг/л*	7	17	836	"	228	14	39	0,5	"	"	25	5,9	Богомолов Н. С., 1964
					мг-экв/л	0,2	0,35	13,7	"	11,36	1,18	1,69	0,02	"	"			
					% · *экв*	1	3	96	"	80	8	12	δ	"	"			
236	Николаевский	20	Нет сведений	0,6	*мг/л*	4	24	376	26	54	46	27	Нет	0,2	0,6	Нет сведений	8,1	Устюжанина А. В., 1960
					мг-экв/л	0,11	0,5	6,17	0,86	2,69	3,78	1,17	"	δ	δ			
					% · *экв*	1	7	81	11	35	50	15	"	"	"			

Наиболее широким распространением пользуются минеральные воды *дарасунского типа.* К ним относится более 100 углекислых источников. Для данного типа вод характерна небольшая минерализация, а также содержание гидрокарбонатного иона в количестве до 80—100%-*экв* и суммы щелочей менее 250%-*экв*. Иногда отмечается повышенное содержание железа. Сульфат-ион присутствует в воде в небольших количествах, но преобладает над хлор-ионом, встречающимся очень редко. По соотношению ионов кальция и магния воды подразделяются на кальциевые, магниево-кальциевые, кальциево-магниевые и магниевые.

К *кукинскому* (шивандинскому) *типу* относятся углекислые гидрокарбонатные воды, в которых преобладают щелочные земли (Ca и Mg) при содержании натрия от 25 до 50%-*экв* (табл. 80).

Тасеевский тип гидрокарбонатных углекислых вод характеризуется преобладанием щелочей над содержанием кальция и магния (сумма Mg+Ca составляет 50%-*экв*) и близок по составу к минеральным водам курорта «Ласточка» (Иванов, 1956). Воды указанного типа вскрыты выработками в Тасеево на глубинах 316—366 *м* (Толстихин, Орлова, 1958 и Карасева, 1963), а также скважиной в пади Селинда на глубине 24 *м* в четвертичных отложениях, подстилаемых конгломератами юры (Лапай, 1955). По-видимому, к Селиндинской депрессии приурочено месторождение холодных углекислых вод, по химическому составу близких к водам тасеевского и дарасунского типов.

Балейский тип гидрокарбонатных кальциево-натриевых и натриевых углекислых вод установлен в Балейском грабене на глубине 200 *м* и более. Минеральные воды здесь приурочены к крутопадающим тектоническим трещинам и рудным жилам, секущим нижнемеловые осадочные отложения, подстилаемые гранитами. К балейскому типу относятся и воды источников Сенкокучинского и Аршантуй. Минерализация вод равна 2—5 *г/л*, а содержание щелочей достигает 80—100%-*экв* (табл. 81). Воды балейского типа близки по составу к водам источника Боржоми.

Между водами дарасунского и балейского типов располагается ряд источников с водами переходного состава, среди которых выделяется кукинский (шивандинский) тасеевский типы.

Торейский тип углекислых вод установлен в пределах Торейской впадины, выполненной нижнемеловыми терригенными отложениями. По химическому составу эти воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатным натриевым и близки к водам ессентукского типа Северного Кавказа.

Выделенные типы углекислых вод тесно связаны между собой и *местами постепенно переходят один в* другой. Так, на курорте «Кука» известны воды дарасунского и кукинского типов, а в пределах Балейского месторождения наблюдается постепенная смена с глубиной вод дарасунского типа водами балейского.

Помимо охарактеризованных месторождений минеральных вод следует указать еще месторождения, приуроченные к Кучегер-Усуглинской, Делюнской и Урюмканской впадинам. В Кучегер-Усуглинской впадине холодные углекислые воды установлены в краевой части ее, где проходит тектонический разлом северо-восточного простирания в интрузивных породах палеозоя. Эти воды по минерализации (1,6 *г/л*) относятся к слабо солоноватым и имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав. В 1961 г. при бурении разведочных скважин в долине р. Урюмкана на глубине 57—66 *м* в эффузивных породах верхней юры были установлены напорные холодные углекислые минеральные воды гидрокарбонатного магниево-натриевого состава с минерализацией 0,7 *г/л* и содержанием углекислоты более 1 *г/л*.

Таблица 78

Неизученные минеральные источники Читинской области

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Фамилия исследователя, год	Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Фамилия исследователя, год
1	Бытикиинский, долина р. Бытике	Шпак А. А., Скляревский Ю. П., 1962	40	Шивиинский III	Толстихин Н. И., Михайлов М. П., 1946
4	Артеушка	Василенко Л. В., Голощуков П. И., 1956	42	Эвалейский	Осадчий П. И., Портнов А. Г., 1956
5	Кислый Ключ (Урюмский)	Толстихин Н. И., Свистунова Е. Е., 1938	44	Сорочихинский	Толстихин Н. И., 1938
			45	Кудриинский	То же
6	Раздольный	Василенко Л. В., Голощуков П. И., 1956	48	Епифанцевский, Нижний (Чукачинский)	„ „
9	Кудеченский	Толстихин Н. И., Михайлов М. П., 1946	49	Налгачинский, Верхний	„ „
10	Давендинский	То же	52	Ераулгинский (Ераулгинский)	Толстихин Н. И., Свистунова Е. Е., 1938
11	Таловый	„ „			
12	Холоджикаиский	„ „	53	Уктыч-Колтыканский	То же
13	Ульякаиский	„ „	54	Петровский	„ „
14	Соболинский (Никольский)	„ „	56	Загаринский	Степанов В. М., 1956
		„ „			
15	Верхие-Усуглинский	„ „	57	Хилиинский (Могзонский)	Толстихин Н. И., 1938
19	Зюльзикаиский	Толстихин Н. И., 1938	32(е)	Молоковка	Орлова Л. М., Широбоков И. М., 1950
21	Береинский				
22	Ундургинский	Толстихин Н. И., 1946	63	Верхне-Молоковский	То же
23	Какталгинский (Дахталгинский)	Толстихин Н. И., Свистуиова Е. Е., 1938	64	Атамановский I	„ „
			65	Атамановский II	„ „
24	Бургеиский	Шпак А. А., 1961	66	Александровский	Толстихии Н. И., 1938
25	Инкейский II	Толстихин Н. И., 1938	67	Александровский, Новый	То же
27	Байцевский	Фомин Н. И., 1944	79	Кибасовский	„ „
30	Чилиигуевский (Чилингуйский)	Толстихии Н. И., 1938	80	Андронниковский-Урульгиинский (Каменский)	Толстихин Н. И., 1938
31	Богочиинский	Толстихин Н. И., Михайлов М. П., 1946	86	Тергенский	Овчаренко В. И., 1958
32	Усть-Начинский	То же	89	Шевея-Куреигская	Толстихин Н. И., 1946
33	Культуминскнй (Начинский)	Толстихин Н. И., Михайлов М. П., 1946	90	Туровский-Ямнинский (Ешинда)	То же
34	Иеидинский (Иондниский)	Толстихин Н. И., 1938			

Продолжение табл 78

Номер источника на карте минеральных вод	Источник	Фамилия исследователя год
96	Буринский (Журинский)	Овчаренко В И, 1958
98	Кулиндинский	То же
99	Плюсниинский	„ „
100	Тишляиский	Виуков, 1956
102	Улетуевский	Фомин И Н, 1958
103	Улеткиинский (Кислый Ключ)	То же
112	Баруи-Шивиии-ский	Толстихин Н И, 1938
121	Верхие-Ильди-канский	То же
122	Мунгинский	„ „
126	Черепаничный	Толстихии Н И, 1946
133	Уровский II (Курган-7)	Толстихии Н И, 1938
136	Мыкыртовский	Толстихии Н И 1946
138	Мухор-Шибир	То же
139	Оршанка-Олеи-гуйский	„ „
140	Дарасуи, источ-ник	Карасева А А, 1956
148	Улятуевский (Шарамайский)	Степаиов В М, 1954
149	Карагайтуйский	То же
150	Тургиинский	„ „
151	Верхне-Алеигуй-ский	„ „
153	Золотая Кулиида	Орлова Л М, 1953
155	Бохтинский	Толстихии Н И, 1938
157	Корабль	То же
159	Ларгиинский, Ниж-ний	„ „
162	Уигиинский	
164	Молосоиский (см Копчигирский)	
170	Агиинский Улаи-Булак	Устюжанина А В, 1951
172	Малый Соктуй-ский (Малый Суктуй)	Макарова Н С, 1954
173	Курунзулаевский	
179	Ямаровка (старый источник ие фуикциоиирует)	Орлова Л М, Скляревская А Н, 1963
181	Бобровский (Бобровский ие фуикционирует)	То же
182	Правокрестов-ский	„ „
183	Алеигойский (Оленгуйский, Жергейский)	
190	Куранжиинский	Степанов В М, 1956
191	Ухсахайский	Панфилов Г И, 1938
194	Майцовский (Аршаи, Цаи-Нор-Мальцокский)	То же
196	Чиндатский	Орлова Л М, Яненко Л П, 1955
197	Коидуевский	То же
203	Эсутайский II	Орлова Л М, Скляревская А Н, 1963
205	Солоицовский	Толстихии Н И, 1938
215	Аршантуй (Цасучеевский, Кислый Ключ)	Толстихии Н И 1946
232	Скважииа на Давеидиском месторождеиии молибдеиа	
233	Калгинский	Орлова Л М, 1953

Газовый состав некоторых углекислых минеральных источников (объем %)

Источник	Дата взятия пробы	H_2	H_2S	CH_4 и др.	O_2	CO_2	CO	N_2+ редкие	В том числе: тяжелые редкие газы	В том числе: легкие редкие газы	Температура воды, °С	Фамилия исследователя, год
Аршинский (Кислый Ключ)	10.VII 1930 г.	Нет	Нет	Нет	0,7	94,1	Нет	5,2	0,067	Нет	1,8–2,6	Толстихин Н. И., Свистунова Е. Е., 1938
Зашуланский	1938 г.	„	„	1	Нет	89	„	10	Нет	„	2	Толстихин Н. И., 1938
Мордовский Нижний	1953 г.	„	„	Нет	0,8	90,2	„	9,0	0,15	„	2	Орлова Л. М., 1953
Колчигирский	1938 г.	„	„	„	1,7	91,4	„	6,9	0,13	„	1	Толстихин Н. И., 1938
Клиновский	1953 г.	„	„	„	1,6	54,5	„	43,9	0,6	0,05	1,8	Орлова Л. М., 1953
Маньковский I	1953 г.	„	„	„	1,7	63	„	35,3	Нет	Нет	3,2–4,1	То же
Кутомарский	1938 г.	„	„	„	Нет	98,1	„	1,9	„	„	1–2	Толстихин Н. И., 1938
Джидинский	1938 г.	„	„	„	0,2	95,5	„	4,3	0,055	„	6	То же
Солонечный II	1938 г.	„	„	„	Нет	94,4	„	5,6	0,101	„	0,1–0,2	Толстихин Н. И., 1938
Буньский	1938 г.	„	„	„	0,2	95,2	„	4,6	0,03	„	0,4	То же
Аленгуйский III	1938 г.	„	Следы	0,9	Нет	89,8	„	9,3	0,012	0,267	2,2	„ „
Алия (Аленинский)	1953 г.	„	Нет	1,5	0,5	87,1	„	10,9	0,2	0,013	1–4,5	Орлова Л. М., 1953
Верхне-Уровский	1938 г.	„	„	Нет	Нет	95,8	„	4,2	0,004	0,075	2,5	Толстихин Н. И., 1938
Дарасун-Куренгский	1938 г.	„	„	„	„	96,6	„	3,4	0,068	Нет	3	То же
Жидкинский	1938 г.	„	„	„	„	98,3	„	1,7	0,021	„	4	„ „

Молоковка-Новая	1953 г.	„	„	„	0,9	90,1	„	9,0	Нет	„	1–3	Орлова Л. М., 1953
Кавыкучинский	1938 г.	„	„	„	3,3	83,1	„	13,6	0,16	„	4–2	Толстихин Н. И., 1938
Корабль-Соль	1938 г.	„	„	„	2,5	82,3	„	15,2	0,223	„	12,6	То же
Ларьгинский, Верхний	1938 г.	„	„	„	0,5	73,0	„	26,5	0,752	„	12,6	„ „
Малышевский	1938 г.	„	„	„	Нет	96,8	„	2,7	0,033	„	0,2–9	„ „
Олентуй I	1938 г.	„	„	„	0,13	98,9	„	0,97	Нет	„	1–2,1	Валединский В. И., 1938
Туровский	1938 г.	„	Следы	7,7	Нет	24,3	„	68,0	0,744	„	3,5	Толстихин Н. И., 1938
Ургучан, курорт	1938 г.	„	Нет	Нет	0,5	96,5	„	3	0,1	„	1	То же
Шараканский	1938 г.	„	„	1,0	Нет	83	„	16	0,26	„	0	„ „
Шиванда, источник	1938 г.	„	„	1,7	5,0	34,4	„	58,9	Нет	„	0,3–1	„ „
Шивинский	1938 г.	„	„	Нет	0,2	93,5	„	6,3	0,146	„	0,2	„ „
Шевел-Куренгская	1929 г.	„	„	„	Нет	97,0	„	3,0	0,013	„	1,2	„ „
Туровский Верхний	1929 г.	„	Следы	7,7	„	24,3	„	68	0,744	„	3,5	„ „
Оршанды	1953 г.	„	Нет	Нет	1,0	92,8	„	6,2	0,07	„	0,2–3,2	Орлова Л. М., 1953
Верхне-Ононский	1929 г.	„	„	„	7,2	63,3	„	29,5	0,316	„	4	Деньгин Ю. П., 1931
Дарасун, курорт	1956 г.	„	„	0,21	0,06	91,8	0,08	7,85	Нет	„	Нет сведений	Карасева А. П., 1956
Ямаровка	1938 г.	„	„	Нет	0,5	98,3	Нет	1,1	„	„	5	Толстихин Н. И., 1938
Диктоныга-Куренская	1932 г.	„	„	„	Нет	58,5	„	41,5	„	„	Нет сведений	То же
Завитинский	1938 г.	„	„	„	0,5	97	„	2,5	0,03	„	1–2	„ „
Золотая Кулинда	1953 г.	„	„	„	Нет	38,5	„	59,5	Нет	„	1,8	Орлова Л. М., 1953

Таблица 80

Углекислые гидрокарбонатные воды дарасунского и кукинского типов и их аналоги

Источник	Химический состав по формуле Курлова	Фамилия исследователя, год
	Дарасунский тип	
Дарасун, курорт, скв. 1/51	$CO_{3.7}^{2}M_{1.3}\frac{HCO_3 90\ SO_4 10}{Ca52\ Mg30\ (Na+K)12}$ Fe 0.03	Карасева А. П., 1958
Маккавеевский Верхний	$CO_{0.2}^{2}M_{0.3}\frac{HCO_3 98}{Ca51\ Mg36}$	Портнов А. Г., 1957
Оршанка Оленгуйская	$CO_{2.4}^{2}M_{2.5}\frac{HCO_3 88\ Cl11}{Mg45\ Ca37\ (Na+K)15}$	Толстихин Н. И., 1946
Улентуевский	$CO_{0.4}^{2}M_{1.1}\frac{HCO_3 96}{Mg78\ Ca14}$	Молчанов Н. А., Ильинский Ю. Ф., 1963
Шмаковка, курорт (Приморский край)	$CO_{3.0}^{2}M_{1.1}\frac{HCO_3 98}{Ca54\ Mg36}$	Иванов В. В., 1956
Чатыр-Куль (Киргизская ССР)	$CO_{3.5}^{2}M_{1.5}\frac{HCO_3 85\ Cl12}{Ca55\ Mg25\ (Na+K)20}$	
	Кукинский тип	
Кука, курорт, старый источник	$CO_{0.8-2.8}^{2}M_{0.8}\frac{HCO_3 93}{Ca44\ (Na+K)36\ Mg20}$	Орлова Л. М., Широбоков И. М., 1950
Ауглейский	$CO_{2.42}^{2}M_{4.2}\frac{HCO_3 75\ SO_4 23}{Ca53\ (Na+K)44}$	Белозерова Г. М., 1960

Для многих углекислых минеральных источников характерна повышенная радиоактивность вод, обусловливающая их лечебные свойства (табл. 82).

Из микрокомпонентов в холодных углекислых водах обычно содержатся молибден, свинец, медь, алюминий, марганец, титан, железо, бериллий и некоторые другие. К редко встречающимся в водах микрокомпонентам относятся такие, как сурьма, мышьяк, серебро, литий, цирконий, фтор (табл. 83).

Выходы углекислых источников располагаются преимущественно вдоль крупных тектонических нарушений — генеральных тектонических разрывов, имеющих северо-восточное направление. Эти нарушения обычно приурочены к бортовым частям тектонических впадин.

Изредка углекислые воды встречаются в осевых частях гидрогеологических массивов (горст-антиклиналей). Выделяются следующие основные линии выходов минеральных источников (гидроминеральные линии), совпадающие с зонами тектонических нарушений. Некоторые из этих линий показаны схематически на карте минеральных вод.

I. Ульдургинско-Нерчинская с источниками. Инкейскими (26), Усуглинскими (16) и Нерчуганским (7)

II. Колтомойкоиско-Урюмская с источниками: Шивиинским (17), Раздольнинским, Артеушка и Ургучеиским (8).

III. Давенда-Олеканская с источниками: Олеканским (29), Улейским (20), Береинским, Давендиинским.

IV. Шилкинская с источниками: Буриинским, Делюинским (46), Плюснинским, Епифанцевскими (47) и др.

Таблица 81

Углекислые гидрокарбонатные воды балейского и тасеевского типов и их аналоги

Источник	Химический состав по формуле Курлова	Фамилия исследователя, год
	Балейский тип	
Балейское месторождение, глубина 199 *м*	$CO^2_{0,9}M4,7\ \frac{HCO_3100}{(Na+K)89\ Ca10}$	Орлова Л. М., 1960
Сенкокучинский источник	$CO^2_{0,7}M2,2\ \frac{HCO_3100}{(Na+K)100}$	Толстихин Н. И., Свистуиова Е. Е., 1938
Источник Евгеньевский, курорт Боржоми (Грузинская ССР)	$CO^2_{1,1}M6,2\ \frac{HCO_385\ Cl15}{Na88\ Ca7}$	Курорты СССР, 1951
Рица-Авадхара (Абхазская АССР)	$CO^2_{2,0}M6,6\ \frac{HCO_397}{(Na+K)73\ Ca15\ Mg12}$	Иванов В. В, 1956
	Тасеевский тип	
Тасеевский, глубина 316 *м*	$CO^2_2\ M5,9\ \frac{HCO_396}{(Na+K)61\ Mg20\ Ca18}$	Карасева А. П, 1963
Скважина в колхозе им. Калинина (падь Селиида)	$CO^2_{0,3}M1,2\ \frac{HCO_395}{(Na+K)57\ Ca35}$	Лапай И. М., 1956
Шивандаканский источник	$CO^2_{0,5}M0,9\ \frac{HCO_392}{(Na+K)67\ Ca31}$	Орлова Л. М., Устюжанина А. В., 1951
Курорт «Ласточка» (Приморский край)	$CO^2_{3,5}M4,4\ \frac{HCO_3100}{(Na+K)51\ Mg25\ Ca22}$	Иванов В. В., 1956
	Торейский тип	
Зун-Торейский Южный	$CO^2_{2,0}M5,6\ \frac{HCO_344\ Cl36\ SO_420}{(Na+K)75\ Mg16}$	Михайлов М. П, Толстихин Н. И., 1946
Скважина в колхозе им. Бусыгина на берегу оз. Цаган-Нор	$CO^2_{1,0}M4,0\ \frac{HCO_363\ Cl23\ SO_414}{(Na+K)51\ Mg26\ Ca23}$	Лапай И. М., 1957
Источник № 17, Ессентуки	$CO^2_{1,6}M12,0\ \frac{HCO_360\ Cl40}{(Na+K)91}$	Иванов В. В, 1956
Сойми (Закарпатье)	$CO^2_{2,0}M7,8\ \frac{Cl53\ HCO_346}{(Na+K)71\ Ca25}$	» »
Малкинские (Камчатская область)	$CO^2_{2,7}M3,8\ \frac{HCO_367\ Cl33}{(Na+K)61\ Ca28}$	» »

Таблица 82

Радиоактивность некоторых углекислых источников

Источник	Радиоактивность, *эман*	Фамилия исследователя, год
Молоковка, курорт . .	650	Смольский П. А. и др., 1953
Завитинский	374	Барсуков Ю. Н. и др., 1956
Липаки	330	То же
Зугалайский	274	Орлова М Л., 1955
Улятуевский	193	Лахно Д. Н, 1955
Ургучаи, курорт . . .	174	То же
Ларьгинский Верхний	161	„ „
Бурукаинский	142	„ „
Малышевский	118	„ „
Шивинский	34—112	„ „
Олеитуй, курорт . . .	111	Гвайта Н. И. и др, 1947
Зымка-Аршан	109	Лахно Д. Н., 1954

V. Газимурская с источниками: Сенкокучинским II (129), Аленгуйским, Курюмдиканским и Иеидинским.

VI(а). Куреиго-Туровская с источниками: Джугдая (92), Дарасун-Куренгский (91), Шивея Куренгская, Диктоига Куренгская (85), Туровским (88).

VI(б). Алеигуйская — Алеигуйский (123), Солоиечный (128), Буньский (127) и др.

VII. Маиьково-Солоиечная с источниками: Маиьковским (175, 176), Алия (154), Ларьгинскими (160), Корабль-Золь (1958), Уровским II и Солонечиым I (132).

VIII. Шаракаиско-Кутомарская с источниками: Шаракаиским (177), Дониискими (178) и Кутомарским (161).

IX. Селиидииско-Калгинская с источниками: Селиндиинским (199) скважиной в пади Селинда (198) и Калгиинским.

X. Читино-Ингодиинская с источниками: Улеткиинским, Борзихинским (60), Кукинским (58, 59), Молоковскими (62), Карповским (36), Бургенским и др.

XI. Дарасунская с источниками: Дарасуискими (81), скважинами на курорте Дарасуи, Курумбулакским (143), Засулаиским, Шивиинским IV (142), Бурбутайским (144) и др.

XII. Южио-Урейская с источниками: Урейскими (186, 187) и Тулутаевским (188). Эту линию можио рассматривать как юго-западную ветвь Дарасуиской гидроминеральной линии.

XIII. Олеитуйская с источниками: Олеитуйским I (курорт) (106), Олеитуйским II (107), Ульургиинским, Андриаиовским (108), Цаган-Челотуйский и др. Даиную линию следует отиосить к северо-восточиой ветви Дарасуиской гидроминеральиой линии.

XIV. Шиваидиинская (Северо-Борщовочиая) с источниками: Унеикерскими (73), в пади Речки (74), Шиваидакаиским (77), Завитиинским (78) и Шиваидиискими (курорт) (75, 76).

XV. Зымка-Чироиская с источниками: Верхие-Чироиским (114), Аршаи-Шибуши (111), Баруи-Шивиинским, Зугалайским (113), Зымка-Аршаи (110).

XVI. Агиинская с источниками: Зун-Уксахайским (167), Урдо-Агинским (168), Баруи-Кильки иидиинским (146), Кильгеитуйским (147) и Агиинским

XVII. Дая-Ундиинская (Южио-Борщовочиая) с источниками: Джидиинским II (115), Шуругуиским (117), Семеиовским 116), Каменским, Ложниковским (120), Урульгиинским, Балейским (118), Тасеевским, Жидкиинском (82).

Таблица 83

Микрокомпонентный состав воды некоторых минеральных источников (мг/л)

Источник	J	Br	F	B	Mo	As	Cu	Zn	Mn	Сумма тяжелых металлов	Фамилия исследователя, год
Тулутаевский (Цурухойский)	Нет	Нет	1800	Нет	Нет	Нет	Нет сведений	Нет сведений	Нет сведений	60	Богомолов Н. С., Самойленко В. Н., 1963
Акшинский (Думкинский)	»	»	Нет	»	»	Следы	Нет	50000	То же	Нет сведений	То же
Горячий Ключ на р. Чаре	»	»	3600	»	0,13	Нет	»	Нет	» »	Нет	Шпак А. А., Скляревский Ю. П., 1964
Хохряковский	»	»	8000	»	0,08	12	Следы	»	» »	2	Орлова Л. М., Скляревская А. И., 1963
Улунгийский (12 ключей)	»	»	12800	»	0,14	32	»	»	» »	Нет	То же
Былыринский	»	»	9200	»	0,28	100	»	»	» »	»	» »
Семиозерский	»	»	10800	»	0,07	40	»	»	» »	2	» »
Ясытайский (Эсутайский)	»	»	3680	»	0,14	4	»	Следы	» »	2	» »
Куналейский II	»	»	8000	»	0,5	40	»	4	» »	4	» »
Мордойский, Нижний	»	»	80	»	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	» »
Ямаровский	»	»	120	»	»	»	»	»	50	»	» »
Колчигирский	»	»	Нет	»	»	»	Следы	»	Нет	2	» »
Оборский Аршан	Нет сведений	Нет сведений	Следы	Нет сведений	»	10	Нет	20	Нет сведений	Нет сведений	Овчаренко В. Н., 1962
Холодуйский	То же	То же	» »	То же	Следы	10	2	20	То же	То же	То же
Карловский	» »	» »	Нет	» »	Нет	Нет	Нет	20	» »	» »	» »
Маньковский II	» »	» »	1000	» »	»	4	»	40	» »	» »	Овчаренко В. Н., 1963
Базановский	» »	» »	Нет	» »	»	10	4	20	» »	» »	То же
Скважина колхоза им. Бусыгина	» »	» »	»	» »	»	30	100	400	» »	» »	Лапай И. М., 1957

XVIII. Чикойская с источниками: Байхоровским, Бабровским, Ямаровским (курорт) (180), Косурковским (184), Маргитайским (185), Аленгойским и Копчигирским.

На юге Читинской области наблюдается также большое число источников в виде отдельных групп. Они расположены в пределах сложных, пока еще недостаточно изученных гидроминеральных линий. К этим источникам относятся: Мангутский (228), Акшинский 3-й, Думкинский (212), Оршанды (213) и др. На самой южной окраине Читинской области в Борзинском гидроминеральном округе известна Торейская группа (месторождений) минеральных вод, в состав которой входят источники Цасучеевский, Ималкинский, Соловьевский, Зун-Торейские Южный и Восточный. Эти месторождения приурочены к Торейскому артезианскому бассейну и его горному обрамлению, сложенному осадочно-метаморфическими породами палеозоя. По химическому составу минеральные воды весьма близки соляно-щелочным и содовым водам Северного Кавказа. Даурская гидроминеральная область распространения холодных углекислых вод примыкает с юга к Байкало-Чарской области развития термальных вод.

В пределах Даурской гидроминеральной области довольно широко распространены покровы и потоки эффузивных пород. Происхождение углекислых источников Даурии многие исследователи (Обручев, 1897; Львов, 1916 и др.) связывают с моффетной стадией угасшей вулканической деятельности. Работами последних лет это положение было подтверждено. В настоящее время можно считать доказанным, что формирование холодных углекислых вод происходит на небольшой глубине и осуществляется за счет проникающих с поверхности атмосферных вод и восходящих по тектоническим трещинам струй воды, предельно насыщенных углекислым газом, поступающим из фундамента. В этом отношении большой интерес представляют данные по газоносности пород Балейского месторождения, расположенного в одноименном грабене. Здесь в эксплуатационных выработках при вскрытии кварцевых жил и тектонических трещин наблюдается выделение углекислого газа, количество которого увеличивается с глубиной. По некоторым жилам выделение газа происходит в течение нескольких лет, причем дебит его постоянен и достигает 0,8 *л/сек.* Результаты анализа этого газа показали, что он целиком состоит из углекислоты, в небольших количествах содержится азот, метан и водород.

Помимо анализа газов балейских минеральных вод в 1965 г. Ю. А. Шуколюковым и И. Н. Толстихиным были выполнены исследования углекислого газа Ямаровского и Кукинского минеральных источников. Результаты этих исследований приведены в табл. 84, из которой видно, что содержание гелия в газах является невысоким, тогда как содержание аргона в газах Ямаровки очень велико. Оно в 40 раз превышает содержание аргона в газах Куки. В связи с этим обращает на себя внимание отношение гелия к радиоактивному аргону ($He : Ar_р$), чрезвычайно низкое для газов Ямаровки. Из той же таблицы видно, что роль радиогенного аргона (Ar^{40}) в газах Куки выше, чем в газах Ямаровки.

Данные по изотопному составу ксенона для газов Ямаровки и Чарского горячего ключа приводятся в табл. 85.

Азотные термальные слабоминерализованные воды по химическому составу подразделяются на натриевые — гидрокарбонатные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные (с повышенным содержанием хлора), хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные и гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

Горячие источники, выходящие на р. Чаре, очень давно известны местному населению как лечебные. В последние годы установлено, что

Таблица 84

Газовый и изотопный состав минеральных источников

Номер образца	Место отбора пробы газа	Содержание, объем %								Ar^{40}/Ar^{36}	Ar^{38}/Ar^{36}	He/Ar_R	He/N_2	Ar_R/N_2
		H_2	CO_2	O_2	CH_4	C_2H_6+ тяжелые углеводороды	N_2	He	Ar					
66	Ямаровка, курорт. Свободно выделяющийся газ. Температура воды 2°	Нет	99,0	Нет	Нет	Нет	1,0	0,018	2,05	286±2	5,53±0,04	1,8	0,018	1,22
91	Кука, курорт. Смесь растворенного и свободно выделившегося газа. Температура воды 0,5°	»	90	»	»	»	Нет	0,0056	0,050	313±0,25	4,9±0,5	2,1		
65	Чарский горячий ключ долина р. Чары. Свободно выделяющийся газ. Температура воды +48°	»	Нет	»	»	»	»	1,20	1,42	328±4	5,57±0,04	8,7		

Таблица 85

Изотопный состав ксенона, %

Номер образца	Место отбора проб газа	136	134	132	131	130	129	136+134+132	Возможное содержание радиогенного ксенона $Xe=He\ 2\cdot10^{-8}$	Предельное фиксируемое содержание радиогенного ксенона
66	Ямаровка	9,2±0,5	11,1±0,5	26,7±0,5	19,8±0,5	4,3±0,1	26,9±0,5	2,0	$8,5\cdot10^{-11}$	$1\cdot10^{-11}$
65	Чарский горячий ключ	8,1±0,5	10,1±0,5	26,4±0,5	21,9±0,5	4,6±0,4	27,1±0,5	2,0	$4\cdot10^{-9}$	$4\cdot10^{-9}$

они приурочены к крупному тектоническому разлому, окаймляющему с севера Верхне-Чарскую впадину. На участке выхода минеральных вод наблюдается интенсивное выделение свободного газа. Отношение гелия к радиоактивному аргону ($He : Ar_р$) в газах достигает 8,7. Роль радиогенного аргона (Ar^{40}) в газах Чарского ключа весьма велика, что указывает на обогащение газов радиогенным аргоном — 40. По химическому составу описываемые минеральные воды являются сульфатно-хлоридными натриевыми с минерализацией 0,2 *г/л*.

Формула Курлова для них такова:

$$M_{0,2}\frac{Cl\,49\ SO_4\,36\ HCO_3\,15}{Na\,85\ Ca\,12},\ t=46-48°.$$

Таким образом, можно предполагать, что Верхне-Чарская впадина и аналогичная ей по геологическому строению Муйско-Куандинская, перспективны на месторождения термальных минеральных вод (Шпак, Скляревский, 1962). Температура воды источника равна 46—48° С. Чарские источники по значительному преобладанию хлор-иона над сульфатом и гидрокарбонатом заслуживают выделения в особый — чарский тип терм Сибири.

В водах Верхне-Чарского термального источника содержатся следующие микрокомпоненты: свинец, молибден, титан, фтор и др. Количество фтора составляет 5,6 *мг/л*. Химический и газовый состав терм Байкало-Чарской гидроминеральной области показывает, что в отличие от холодных углекислых вод их формирование происходит на значительно больших глубинах в зонах молодых крупных тектонических нарушений. Эти разломы прерывисты и прослеживаются далеко на юго-запад, образуя термальные линии, по которым располагаются горячие источники.

Помимо термальных азотных вод чарского типа, в Байкало-Чарской складчатой области имеются термальные высокоминерализованные воды. К ним относится группа источников, расположенных в бассейне р. Эймнах (Колесников, Степанова и др., 1962). По составу воды источников относятся к гидрокарбонатным магниево-натриевым и гидрокарбонатным натриево-магниевым, причем отмечается в них содержание хлориона в количестве до 50 *мг/л*. Минерализация вод колеблется от 1 до 5 *г/л*. Концентрация водородных ионов изменяется от 7 до 9,6. Дебит источников не превышает 2 *л/сек*.

Газовый состав воды источников описываемой группы не изучен.

Термальные источники с сульфатно-гидрокарбонатным и гидрокарбонатным натриевым составом вод расположены в высокогорной части горных хребтов Даурского и Борщовочного, а также в верховьях рек Чикоя, Ингоды, Кыры и Былыры (Ингодино-Чикойский район).

Термальные источники здесь приурочены к глубоким разломам в гранитах, из которых они непосредственно выходят на поверхность. Температура термальных вод данного района различная.

Выделяются источники очень горячие и теплые. К горячим относятся только два — Кыринский (45° С) и Былыринский (41,5° С). Теплые минеральные источники — Семиозерский (Верхне-Чикойский), Улурийский (12 ключей), Талачинский, Эсутайский и Куналейский II имеют температуру воды от 17 до 31° С.

Выход на поверхность термальных вод нередко сопровождается интенсивным газовыделением. В составе газа преобладает азот, содержание которого (включая редкие газы) составляет 98—99% от общего объема газа.

В табл. 86 приводится характеристика газового состава и температуры минеральных источников Ингодино-Чикойского района. Характеристика термальных источников Читинской области дается в табл. 87.

Наибольшего внимания в описываемом районе заслуживает Былыринский (Арашантуйский) источник. Он выходит в средней части правого склона долины р. Арашантуй — правого притока р. Былыры и приурочен к зоне разлома в порфировидных мезозойских гранитах. Дебит его достигает 100 *м³/сутки*. Воды источников имеют гидрокарбонатный иатриевый состав, минерализация их не превышает 0,1—0,2 *г/л*.

В термальных водах Ингодино-Чикойского района отмечается значительное содержание кремнекислоты, а также наличие фтора и редких, и рассеянных элементов (табл. 88). В водах Былыринского и Улурийского источников кремнекислота содержится в количестве 13—54 *мг/л* (при минерализации 0,1 *г/т*). Содержание фтора достигает 13 *мг/л* (Семиозерский, Улурийский).

Из приведенных данных видно, что термальные воды Ингодино-Чикойского района по химическому составу относятся к былыринскому типу гидрокарбонатных натриевых вод. В анионном составе отмечается повышенное содержание сульфатов и хлоридов в количестве соответственно

Таблица 86

Газовый состав и температура минеральных источников Ингодино-Чикойского района

Источник	Дата взятия пробы	H_2	H_2S	CH_4 и др.	O_2	CO_2	N_2+ редкие газы	В том числе: тяжелые редкие газы	В том числе: легкие редкие газы	Температура воды, °С	Фамилия исследователя, год
Былыринский	10/IX-1963 г.	Нет	Нет	Нет	0,3	1	98,7	1,44	Повышенное содержание	41,5	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
Улурийские	15/IX-1963 г.	„	„	„	Нет	1,36	98,7	1,41	Нет сведений	31	То же
Верхне-Ингодинский . .	1938 г.	„	„	„	0,4	Нет	99,6	1,08	То же	28	Деньгин Ю. П., Орлова Л. М.
Семиозерский	7/VIII 1963 г.	„	„	0,22	Нет	0,45	99,3	Нет	„ „	36	Скляревская А Н, 1963

Характеристика термальных

Номер источника на карте	Источник	Температура, °С	Местоположение источника и абсолютная отметка, *м*	Дебит, *л/сек*	Химический состав воды, формула Курлова
1	Горячий ключ на р. Чара	48—49	Подножие хр. Кадар, в 19,5 *км* к ССВ от колх. «Заря», 632	60—90	$M_{0,6}\ \frac{SO_4 53\ Cl 27\ HCO_3 17}{Na 97}$
2	Группа источников в долине р. Эймнах	12—32	Долина р. Эймнах, три группы термальных источников, к ЮЮЗ, ЮЮВ и ЗЮЗ от устья р. Чулбакн; 1086; 1220; 1260	Не опр.	I группа $M_{118}\ \frac{HCO_3 83 Cl 17}{Mg 48 (Na+K) 37 Ca 15}$ II группа $M_5\ \frac{HCO_3 87\ Cl 11}{(Na+K) 68\ Mg 22\ Ca 9}$
3	Актагучинский	20	В верховье долины р. Актагучн, в 0,5 *км* выше устья распадка Шивера	3,5	$M_{1,1}\ \frac{HCO_3 96}{Mg 55\ Ca 45}$
4	Ямкун	16—21	У основания правого склона долины р. Газнмур, в 2 *км* на юг от с. Газнмурскнй Завод	10	$M_{1,5}\ \frac{HCO_3 99}{Mg 53\ Ca 45}$
5	Нпколаевскнй	20	В пойме пади Богдарнна, в 1 *км* к западу от с. Николаевки	>10	$M_{0,5}\ \frac{HCO_3 92\ SO_4 6}{Mg 57\ Ca 42}$
6	Куналейскнй II	14	На правом склоне долны рч. Горячего в 1,5 *км* от его устья; 1390	0,3	$M_{0,16}\ \frac{HCO_3 78\ SO_4 12\ Cl 9}{(Na+K) 79\ Ca 14}$
7	Ясытайскнй	17	У подножня левого склона долнны р. Ясытай, в 12 *км* от ее устья; 1320	5	$M_{0,13}\ \frac{HCO_3 59 SO_4 23 Cl 18}{(Na+K) 61\ Ca 28}$
8	Группа Улурийских источнпков	32	У подножня левого склона долнны р. Кыры, выше устья впадающей в нее справа р Барун Кыры, 1440	01—3	$M_{0,26}\ \frac{HCO_3 47\ SO_4 21\ CO_3 18}{(Na+K) 92}$

Таблица 87

источников Читинской области

Газовый состав вод, об. %	Радиоактивность, ед. Махе	Содержание микрокомпонеитов	
		мг/л	%
Азот+редкие — 96. В том числе гелий и аргон около 1,5. Кислород 2	Не опр.	Br, J, Cu, B, As— не обнаружены	Pb — 0,001; Cr — 0,01; Zn — 0,05; Mo — 0,001; Cu — 0,002; Ba>0,1; Ti — 0,01; Sb — 0,03. Sn, Bi, W, Be, As, Co, Ni, Mn, V, Ga, Zr, Ge, Nb, Ta, Se, Tl, I, Ib, La, Te, Th, F, Re, Ag, Li, Hg, Au, P, B — не обн.
Не опр.	То же	Не опр.	Не опр.
То же	Радиоактивиый	То же	То же
Азот+редкие — 77. В том числе: аргон, криптон и ксеион — 0,9; гелий и неон — 0,158. Углекислота — 21,4. Метаи — 1,6	300	» »	Ag — 0,001; Cu — 0,03— 0,05; Mn — 0,01—0,03; Fe — 0,01—0,03; Pb, Mo, Sn, Ni, Ca, Cr, Ti, Sb, Ba — ие обнаружены
Интенсивно газнрует, свободн. CO_2 отсутствует	Не опр.	» »	Не опр.
Не опр.	То же	J, Br, B— ие обнаружены F-8; Zn-4; Cu—следы	Pb — 0,008; Zn — следы; Cu — 0,001; Cr — 0,002; Ag — следы; Ga — следы; Nb, Ta, Zn, Ge, Cd, Ce, Y, Sb, La, Li, Tl, Te, Th, Hg, Sn, P, B — не обнаружены
То же	» »	J, Ba, B—отсутствуют; Zn, Cu—следы	Pb — 0,0003; Zn — 0,01; N — 0,0003; Mo — 0,001; Cu — 0,003; Cr — 0,001; Be — следы; Mn — следы; Ga — 0,003. Nb, Ta, Zn, Ge, Cd, Ce, Y, Sb, La, As, Li, Tl, Te, Th, P, B, Hg — ие обнаружены
Азот+редкие 97,9, в том числе Ar, Kr и Xe — 1,414; He и Ne — повышен. сод. Кислорода — 0,7; литий — 1,4	14	J, Br, B, ΣM, Zn—шт.; F—12, 8; Cu—следы	Pb — 0,0003, Zn — следы, Cu — 0,001, As — следы, Mn — 0,003, Ga — 0,0002, Ge — 0,001, W — 0,0005, Mo — 0,0003

Номер источника на карте	Источник	Температура, °С	Местоположение источника и абсолютная отметка, *м*	Дебит, *л/сек*	Химический состав воды, формула Курлова
9	Кыринский	45	На левом берегу р. Кыры, против устья рч. Джипкошии	4	$M_{0,2}\ \frac{HCO_3 36\ CO_3 26\ Cl 20\ SO_4 10}{(Na+K)\ 95}$
10	Былыринский	40,3	В пади Арашантуй в 3 *км* к северо-западу от пос. Арашантуй, 1950	2,8	$M_{0,245}\ \frac{HCO_3 67\ Cl 13\ SO_4 12}{(Na+K)\ 92}$
11	Верхне-Ингодинский	28	На водоразделе рек Аршан и Хайту-Горуха	0,3	$M_{0,3}\ \frac{HCO_3 49 CO_3 23 SO_4 16 Cl 12}{(Na+K)\ 80\ Ca\ 19\ SiO_2 — 91}$
12	Талачинский I	15	В основаиии правого склона пади Талачи, в 6 *км* выше ее устья	Не опр.	$M_{0,240}\ \frac{HCO_3 55\ Cl 21\ CO_3 21}{(Na+K)\ 91}$
13	Семиозерский	36	В долиие реки	1,7	$M_{0,230}\ \frac{HCO_3 52\ SO_4 33\ Cl 9}{(Na+K)\ 92}$
14	Шахта рудника Абагайтуй иа глубине 330 *м*	17	Рудник Абагайтуй	Не опр.	Не опр.

от 12 до 37%-*экв* и от 9 до 21%-*экв*. Минерализация вод низкая и составляет 0,16—0,3 *г/л*.

Характерной особенностью термальных вод данного района является их радиоактивность (табл. 89).

Описанные термальные источники используются как лечебные.

Термальные воды гидрокарбонатного кальцнево-магниевого состава установлены пока только в юго-восточной части Даурской гидроминеральной области, в бассейне Газимура. К ним относятся воды источников Ямкун, Актагучинского и Николаевского.

Источник Ямкун выходит на контакте карбонатных пород кембрия и гранитов палеозоя. Температура его воды колеблется от 10 до 25° С. Дебит равен 1—1,5 *л/сек*. Условия выхода Актагучинского источника изучены слабо. По-видимому, он приурочен к краевой части массива гранитов, также в непосредственной близости от зоны их тектонического контакта с карбонатными породами кембрия.

Крайней юго-западной точкой выхода на поверхность термальных вод на этом контакте является неизвестный ранее в литературе Николаевский источник. Температура воды его достигает 20° С. Как и предыдущие два источника, он имеет гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав. Минерализация воды этого источника равна 0,5 *г/л*, а дебит — 15 *л/сек*.

Таблица 87(2)

Газовый состав вод, об. %	Радиоактивность, ед. Махе	Содержание микрокомпонентов	
		мг/л	%
Не опр.	24,7	Не опр.	Не опр.
Азот+редкие — 98,7; в том числе: Ar, Kr, Xe — 1,437; He и Ne — повышен. сод. Углекислота — 1; кислород — 0,3; метан<0,1, сероводород — следы	30	F—9,2; Cu—следы; J, Br, B, ΣM, Zn—отсутствуют	As—Pb — 0,0003; Zn — 0,001; W — 0,002; Mo — 0,0003; Cu — 0,0003; Cr — 0,003; As — 0,0003; Be — 0,0003; Mn — 0,003; Ga — 0,0003; Ge — 0,001
Азот+редкие — 99,6%, в том числе Ar, Kr, Xe — 1,078, кислород — 0,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Не опр.	„ „	F—6,4; J, Br, B, As, ΣM—отсутствуют	Pb — 0,0003; Cu — 0,002; Mn — 0,001; Ga — следы; Ge — 0,001
Азот+редкие газы — 99,33; углекислота — 0,6; Σ пред. углеводородов — 0,22	„ „	F—10,8; J, Br, B, Zn—отсутствуют; Cu—следы	Pb — 0,0003; Zn — 0,003; W — 0,002; Cu — следы; Cr — 0,001; Mn — следы; Ga — 0,0005
Не опр.	„ „	Не опр.	Не опр.

Отличительной особенностью термальных вод описываемых источников является углекисло-азотный газовый состав и высокая радиоактивность. Так, в газовом составе вод Ямкуна содержится от общего их объема 77% азота и редких газов, при количестве углекислоты, равном 21,4%. Высокая радиоактивность вод Ямкуна впервые была установлена Н. И. Толстихиным (1928) и подтверждена в 1955 г. В. М. Степановым и Д. Н. Лахно. Она обусловлена концентрацией радиоактивных элементов в травертиновом конусе выноса источника (Толстихин, 1955).

Геологическая обстановка выхода на поверхность теплых вод юго-восточной части Даурской гидроминеральной области, их газовый состав и радиоактивность позволяют выделить эти воды в ямкунский тип азотно-углекислых терм. Характер формирования их имеет следующие особенности: 1) сравнительно небольшая глубина; 2) движение вод к поверхности земли по восходящим тектоническим трещинам в зоне развития карбонатных пород и в связи с этим обогащение магнием; 3) выщелачивание из сильно трещиноватых и разрушенных гранитов, рассеянных радиоактивных элементов, с образованием в дальнейшем вторичных концентраций радия в пористых травертинах (Ямкун).

Высокоминерализованные воды и рассолы формируются в карбонатных и соленосных отложениях нижнего кембрия юга Сибирской платформы, в пределах Чарского залива Якутского артезианского бассейна, занимающего крайний север Читинской области. Они относятся к треть-

Таблица 88

Химический состав термальных источников Ингодино-Чикойского района

Источник	Формула Курлова	Фамилия исследователя, год
Былыринский	$M_{0,24}\frac{HCO_3 67\ Cl 13\ SO_4 12}{(Na+K)92}$	Орлова Л. М., Скляревская А. Н., 1963
Кыринский	$M_{0,17}\frac{HCO_3 62\ Cl 20\ SO_4 18}{(Na+K)96}$	Степанов В. М., 1957
Улурийские	$M_{0,3}\frac{HCO_3 42\ SO_4 25\ Cl 13}{(Na+K)94}$	Орлова Л. М, Скляревская А Н., 1963
Верхне-Ингодинскнй	$M_{0,26}\frac{HCO_3 49\ SO_4 16\ Cl 12}{(Na+K)80\ Ca 20}$	Цыганок В. И, 1963
Семиозерский	$M_{0,23}\frac{HCO_3 47\ SO_4 37}{(Na+K)91}$	Орлова Л. М, Скляревская А. Н.. 1963
Куналейский II	$M_{0,16}\frac{HCO_3 78\ SO_4 12}{(Na+K)79\ Ca\ 14}$	То же
Ясытайский	$M_{0,13}\frac{HCO_3 59\ SO_4 23\ Cl 18}{(Na+K)61\ Ca 28}$	„ „
Талачинский I	$M_{0,24}\frac{HCO_3 54\ CO_3 21\ Cl 21}{(Na+K)92}$	„ „

Таблица 89

Радиоактивность термальных вод

Источник	Содержание радона, *эман*	Фамилия исследователя, год
Былыринский	109	Орлова Л М., 1953
Кыринский	90	Степанов В. М., 1957
Семиозерский	18—58	То же
Верхне-Ингодинскнй . .	12	„ „

ей провинции минеральных вод Советского Союза и из-за отсутствия фактического материала выделяются прогнозно.

Подтверждением сказанному может служить Верхне-Жуйский соляной источник. Он выходит в 37 *км* от устья р. Жуи, левого притока р. Чары, и приурочен к кембрийским известнякам. Его состав, по данным М. М. Гапеевой, следующий:

$$M_{60}\frac{Cl 84\ SO_4 16}{(Na+K)84\ Mg 14},\ t=0{,}2°.$$

В 1963 г. впервые в Читинской области было установлено наличие холодных радиоактивных сероводородных минеральных вод. Такую характеристику имеют воды Хохряковского источника, расположенного в бассейне р. Чикоя. Источник приурочен к зоне тектонического нарушения северо-восточного направления, проходящей в аплитовидных грани-

тах мезозоя. Повышенная радиоактивность вод данного источника связана, по-видимому, с выщелачиванием рассеянных радиоактивных элементов из раздробленных трещиноватых гранитов или из минералов тектонической зоны. Температура воды Хохряковского источника равна 5—6° С, содержание в ней свободного сероводорода достигает 33 *мг/л*.

Помимо описанных основных типов минеральных вод Читинской области известны холодные железистые минеральные и пресные радоновые воды, имеющие бальнеологическое значение.

Примером холодных железистых вод является источник Улан-Булак Урулюнгуевский, расположенный в бассейне р. Аргуни, и имеющий сульфатный магниево-кальциево-железистый состав (формула Курлова):

$$M_{2,8}\,\frac{SO_4\,97}{Fe\,43\;Ca\,22\;Mg\,21}.$$

Следует отметить содержание в воде таких микрокомпонентов, как цинк, марганец, никель, железо, кобальт, бериллий и серебро. По своему составу воды источника Улан-Булак типичны для сульфидных месторождений и могут служить поисковым признаком. Источник используется местным населением в лечебных целях.

Пресные радоновые воды довольно широко распространены в Даурской гидроминеральной области. Источники обычно выходят в пределах гидрогеологических массивов, сложенных гранитоидами, а также зон тектонических нарушений и трещин оперения. Известны радоновые источники и в юго-западной части Читинской области.

Формирование пресных радоновых вод протекает в зоне выветривания кислых интрузивных пород, характеризующихся бóльшим содержанием радиоактивных элементов, чем в других комплексах пород.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ И ГРЯЗИ

Помимо подземных минеральных вод территория Читинской области богата также поверхностными лечебными водами. В ее пределах насчитывается много соленых озер, из которых часть обладает значительными запасами рапы и лечебных грязей. К ним относятся оз. Угдан, расположенное в Читино-Ингодинской депрессии, и большая группа озер в бассейнах рек Онона, Борзи и частично Аргуни, включающая озера Цаган-Нор II, Укшинда, Былыктуй, Бабье, Холво, Шихалин-Нор, Амыкей и др.

Наибольший интерес представляет оз. Угдан, расположенное на надпойменной правобережной террасе р. Читинки, в 7 *км* к северо-западу от Читы. Здесь же располагается курорт Угдан. Водно-солевой режим озера, как и всех озер Забайкалья, подвержен значительным колебаниям. В засушливые годы оно полностью пересыхает, а в годы, изобилующие осадками, резко повышает свой уровень.

По химическому составу рапа оз. Угдан относится к гидрокарбонатно-сульфатному натриевому типу, что видно из формулы Курлова

$$M_{2,2-7,0}\,\frac{HCO_3\,40\;SO_4\,41}{Na\,86\;Mg\,14}.$$

Под рапой залегает слой вязкой грязи мощностью до 1—1,2 *м*. Эта грязь имеет серо-черный цвет и обладает запахом сероводорода, содержание которого составляет 0,13 *мг/л*. В химический состав грязи входят: $CaCO_3$; $CaSO_4$; MgO_4; Na_2SO_4, а также частицы с диаметром от 0,25 до 0,001 *мм*. Содержание в грязи частиц менее 0,01 *мм* составляет 71,4%, что позволяет относить ее к категории грязей тонкого состава.

Общие запасы грязи в оз. Угдан, по данным разведочных работ (Есина, Орлова и др., 1957), превышает 1 млн. *т*. Запасы рапы составляют около 1,5 млн. $м^3$.

Из Ононской группы преимущественно карбонатных минеральных озер к грязевым относятся Цаган-Нор II, Укшинда и Былыктуй. Они располагают значительными запасами грязи, которая может быть использована для лечения.

Солевые и солоноватые озера Агинской группы характеризуются содержанием в их водах углекислых, хлористых и сернокислых солей. К этой группе относятся озера Горбунка, Горбун-Нор, Холодное и др. Они представляют интерес с точки зрения использования их грязей, так как пластовые отложения солей здесь отсутствуют. Изученность озер крайне низкая. Сведения о химическом анализе грязи имеются только для оз. Горбун-Нор II (Власов, 1950). В ней содержится от 1,2 до 2,72% растворимых в воде солей, частицы диаметром менее 0,01 *мм* в озерном иле достигают 50%.

Наибольшую группу составляют озёра Борзинского района, относящиеся в основном к сульфатным. Значительная часть этих озер (Бабье, Холво, Шихалин-Нор, Барун-Шивертуй, Амыкей и др.) имеет большое бальнеологическое значение, так как они являются грязевыми. Наиболее ценным из них считается оз. Холво благодаря наличию огромных запасов высококоллоидальной грязи, содержащей 1,65% растворимых в воде солей. По своим физико-химическим и лечебным свойствам она приближается к грязи оз. Саки в Крыму. Местное население применяет грязь для лечения. Многие грязевые озера Борзинского района (Хара-Горум, Северное и Южное; Чиндант Большой и Малый; Солом-Нор; Хонхор-Хото и др.) до сих пор не изучались, несмотря на большие запасы в них грязи.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ДЛЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Территория Читинской области по своим геологическим условиям по сравнению с другими районами Советского Союза малоперспективна на подземные минеральные воды промышленного значения. Однако в ее пределах можно выделить площади, представляющие некоторый интерес в этом отношении.

На Крайнем Севере Читинской области, как указывалось выше, выделяются холодные высокоминерализованные воды и рассолы хлоридно-натриевого и хлоридно-кальциево-натриевого состава III провинции минеральных вод. По аналогии с районами Сибирской платформы они могут быть бромо- и калиеносными.

По данным скважин, пройденных в Иркутской области, минерализация рассолов колеблется от 55 до 596 *г/л*; содержание брома от 2,9 до 7,86 *г/л* и калия от 0,3 до 22,8 *г/л*. Наличие большого количества калия в рассолах позволяет их рассматривать не только как сырье на этот полезный компонент, но и как поисковый признак на калийные соли.

В южной части Читинской области перспективным на высокоминерализованные воды, а возможно, и рассолы является район замкнутых бессточных котловин. Подземные рассолы, а также поверхностные соленые воды озер являются источником для получения соды, мирабилита, хлористого магния, брома и других ценных компонентов.

Помимо подземных минеральных вод и рассолов, промышленное значение имеют некоторые минеральные озера. Перспективными на добычу поваренной соли являются озера Борзинское, Халза-Нор, Дабусан-Нор, Ганга-Нор и др. Для Борзинского озера характерно наличие хло-

ридов натрия как в рапе, так и в подозерных рассолах. Остальные озёра, представляющие интерес с точки зрения добычи поваренной соли, почти не изучены и не используются.

Содовые и мирабилитовые озера относятся в основном к Онон-Борзинской группе сульфатно-содовых озер. Они характеризуются очень высоким содержанием в рапе сульфатов и карбонатов натрия.

Самым крупным содовым озером Восточной Сибири является Доронинское. Оно расположено к юго-западу от с. Улеты на левом берегу р. Ингоды. По характеру минерализации озеро является солоноватым. В воде содержатся щелочные карбонатные и хлоридные соли, а также небольшое количество сульфата натрия. Под слоем рапы в озере залегает жидкий, с глубиной постепенно уплотняющийся ил черного цвета. Мощность его от 4—5 до 7,5 *м*. Слой ила подстилается глинистыми отложениями. Ил характеризуется значительным содержанием сернистых и гидратных соединений железа и алюминия, что обусловливает его высокую степень коллоидальности. По механическому составу он является тонкодисперсным (частицы 0,01 *мм* составляют 60%). Указанные свойства ила обусловливают его лечебное значение.

Образование гуджира (соды на поверхности льда) происходит на многих озерах, расположенных в системе р. Онона, — Гуджиртай Баин-Цаган, Булан-Цаган, Хоточей, Ганга-Нор и др.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ, ТЕРМАЛЬНЫХ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Изложенный в настоящей главе материал показывает, что Читинская область располагает богатыми гидроминеральными ресурсами, представляющими большой практический интерес для использования в лечебных и промышленных целях.

В качестве лечебных подлежат использованию (путем создания новых и расширения старых курортов) различные по химическому и газовому составу холодные углекислые, а также термальные воды. Кроме того, холодные углекислые воды, характеризующиеся высоким содержанием углекислоты (1,5—4 *г/л*), могут широко использоваться для внекурортного лечения путем организации разлива. При этом весьма положительным фактом, упрощающим производственный процесс, является наличие в водах природной углекислоты. Таким образом, отпадает необходимость дополнительного газирования вод искусственной углекислотой.

В промышленном отношении представляют интерес рассолы северной части Читинской области, а как источник тепловой энергии — термы Байкало-Чарской складчатой области, а также Центрального и Восточного Забайкалья. Однако до настоящего времени освоение гидроминеральных богатств Читинской области проводилось недостаточно.

Для лечебных целей используются следующие источники: Дарасун, Кука, Молоковка, Шиванда, Ямаровка, Ургучан и Ямкун. На них созданы и функционируют курорты союзного и местного значения.

Недостаточная сеть курортов и здравниц вызывает возникновение так называемых курортов самообслуживания, на которых местное население лечится от различных заболеваний без всякого медицинского надзора. На некоторых источниках в летний период организуются пионерские лагеря и другие детские оздоровительные предприятия (источники Думкинский, Мордойские, Зашуланский, Аркиинский и др.). Разлив минеральных вод в Читинской области осуществляется пока в очень небольших размерах с использованием вод Дарасуна, Куки, Ямаровки и частично Шиванды. Имеющийся в Чите завод розлива минеральных

вод не обеспечен необходимой площадью, оборудован устаревшей техникой и соответственно малопроизводителен. В ближайшие годы намечается строительство новых заводов розлива минеральных вод, производительность которых должна будет составлять 3 млн. бутылок в год.

Термальные воды могут быть использованы не только в лечебных целях, но и в качестве природной тепловой энергии. Как известно, в последние годы уделяется большое внимание проблеме хозяйственного использования термальных вод. При этом была установлена пригодность для практической эксплуатации не только высокотермальных вод (80—100° С), но и вод с температурой 30—50° С (Ткачук, 1961). К последним относятся термы Читинской области.

В лечебных целях в настоящее время используются только два термальных источника — Ямкун и Былыринский. Былыринский источник пользуется самой большой популярностью не только у местного населения области, но и далеко за ее пределами. Термальные воды (t=46—48° С) Байкало-Чарской складчатой области приурочены к региональному Кодарскому тектоническому разлому. В связи с намечающимся в ближайшие годы промышленным освоением северной части Читинской области эти воды могут быть рекомендованы для отопления зданий.

Использование тепловой энергии источников Ямкун и Актагучи, расположенных в районах с развитым сельским хозяйством, по-видимому, будет затрудняться относительно невысоким их дебитом (от 90—100 до 286 *м*³/*сутки*). Здесь целесообразно произвести бурение скважин для вскрытия вод с более высокой температурой и дебитом.

Термы Ингодино-Чикойского района находятся в необжитой труднодоступной местности. Поэтому их использование как источника тепловой энергии пока невозможно.

Приведенные данные свидетельствуют об очень низкой степени использования термальных вод области как в лечебных, так и в хозяйственных целях. В этом отношении Читинская область значительно отстает от Бурятской АССР и Хабаровского края.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О КУРОРТАХ И ЗДРАВНИЦАХ ОБЛАСТИ

Курорт Дарасун расположен в 133 *км* к юго-западу от г. Читы и в 68 *км* от ст. Дарасун Забайкальской ж.-д. Он является самым крупным бальнеологическим курортом Забайкалья и функционирует на базе известного с 1819 г. Дарасунского месторождения углекислых минеральных вод.

В настоящее время курорту уделяется большое внимание, он функционирует круглогодично. Углекислыми минеральными водами Дарасуна лечат заболевания сердечно-сосудистой системы, а также органов пищеварения и нарушения обмена веществ.

Изучение Дарасунского месторождения минеральных вод проводилось в разные годы Я. А. Макеровым, А. И. Силиным-Бекчуриным, В. И. Валединским, А. П. Карасевой, Р. Р. Арутюнянц и другими.

В настоящее время курорт располагает двумя эксплуатационными скважинами на минеральную воду, оборудованными антикоррозийными водоподъемными трубами. Суммарный дебит этих скважин составляет 2300 *м*³/*сутки*.

Дарасунское месторождение углекислых вод приурочено к песчано-конгломератовой толще верхней юры, в зоне ее тектонического контакта с песчанистыми сланцами ононской свиты палеозоя (глубина от 50—70 до 150 *м*). В верхней части водовмещающей толщи циркулируют пресные воды, а в нижней — минеральные. Оба типа вод составляют единую гидродинамическую систему. Движение подземных вод происходит в на-

правлении с востока на запад. Падение в этом же направлении напора вод в скважинах свидетельствует о естественной разгрузке минеральной воды, которая происходит у западного тектонического контакта пород верхней юры с водоупорными сланцами палеозоя.

По химическому составу воды Дарасуна относятся к наиболее широко распространенному в Даурии типу холодных углекислых гидрокарбонатных-магниево-кальциевых и магниево-кальциевых железистых очень холодных вод, имеющих минерализацию от 1,3 до 2,1 *г/л*. Из биологически активных микрокомпонентов в дарасунской воде содержится железо в количестве до 22 *мг/л*. В газовом составе воды 99,3% (от общего объема газа) приходится на углекислоту и лишь доли процента на азот и редкие газы.

По данным режимных наблюдений установлено постоянство химического и газового состава дарасунских вод в процессе их эксплуатации. Необходимо отметить также высокую общую их газонасыщенность. Максимальное ее значение составляет 6,1 *г/л*, минимальное — 4,6 *г/л*.

Курорт «Кука» расположен в долине р. Кислый Ключ. Он окружен высокими залесенными сопками и имеет весьма благоприятные климатические условия. Для лечения используются углекислые минеральные воды, источники которых известны местному населению очень давно. В настоящее время курортом используется буровая скв. 16.

Курорт «Кука» функционирует круглогодично. На нем осуществляется лечение заболеваний желудочно-кишечного тракта, печени и др. Поэтому углекислые воды применяются только в качестве питьевых вод (ванный корпус отсутствует).

Изучением Кукинских минеральных источников в разные годы занимались В. А. Обручев, А. В. Львов, Я. М. Макеров, Н. И. Толстихин, В. Д. Ломтадзе, Л. М. Орлова, А. П. Карасева и др. Детальные разведочные работы на Кукинском месторождении проводились Центральным институтом курортологии и физиотерапии. В результате этих работ установлено, что минеральные воды «Куки» формируются в пределах тектонического разлома северо-западного простирания, проходящего в пределах интрузивных пород палеозоя (крупно- и мелкозернистые катаклазированные биотит-роговообманковые граниты, сиениты, реже диориты с дайками основных пород).

Минеральные воды вскрываются скважинами на различных глубинах, которые колеблются от 3 до 67 *м*. В северной, юго-западной и южной частях месторождения минеральные воды смешиваются с пресными водами зоны выветривания гранитов. Вследствие этого наблюдается уменьшение минерализации вод и содержания в них углекислоты. Удельный дебит скважин, вскрывших минеральные воды, не превышает 0,1 *л/сек*.

Кукинские минеральные воды по своему составу относятся к углекислым железистым гидрокарбонатным натриево-кальциевым и реже гидрокарбонатным магниево-кальциевым, очень холодным. От вод Дарасуна они отличаются большим содержанием магния, повышенным содержанием натрия и повышенной минерализацией, которая составляет 1,7—2,8 *г/л*. Общее содержание в воде свободной углекислоты (растворенной и спонтанной) достигает 4,9 *г/л*. В составе спонтанных газов содержание углекислоты достигает 93%, которое в растворенном газе повышается до 97% и только 3% падает на долю азота и редких газов.

По сравнению с другими типами углекислых вод Читинской области минеральные воды курорта «Кука» отличаются своеобразием химического состава, значительной минерализацией, а также высоким содержанием углекислоты. Это создает благоприятные условия для дальнейшего

изучения гидроминеральной базы курорта «Кука» с целью его расширения.

Курорт «Молоковка» находится в 19 *км* к юго-востоку от г. Читы, с которой он соединен шоссейной дорогой. Курорт расположен в долине р. Молоковки, в пределах северных отрогов хр. Черского, в живописной залесенной местности.

В настоящее время для ванн на курорте используются углекисло-радоновые воды. Для питьевых целей применяется минеральная вода источника, выходящего в 2 *км* к северо-востоку от курорта, в пади Шпаворецкой. Курорт «Молоковка» функционирует круглогодично. В качестве дополнительного лечебного фактора на курорте применяется грязелечение; грязь доставляется из оз. Угдан. На курорте «Молоковка» показано лечение заболеваний сердечно-сосудистой системы, желудочно-кишечного тракта, гинекологических болезней и функциональных заболеваний нервной системы. Молоковские минеральные источники известны с середины прошлого столетия. В разные годы их изучением занимались И. А. Багашев, М. П. Орлова, С. А. Арцыбашев, В. И. Баранов, Е. А. Пресняков, В. А. Китаев, Г. Н. Ляшонок, Л. М. Орлова, Л. Л. Рыжова и др.

В 1936 г. на курорте была пробурена первая разведочная скважина, которая на глубине 50 *м* вскрыла минеральные воды, сильно насыщенные углекислым газом. Позднее в 1958 г. были пробурены три разведочно-эксплуатационные на минеральную воду скважины, которые и использовались в бальнеологических и питьевых целях. Минеральные воды курорта «Молоковка» приурочены к биотитовым гранитам. Воды, используемые для ванн, имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав и минерализацию 0,5 *г/л*. Содержание в них свободной углекислоты составляет 2,1 *г/л*. Дебит скважины достигает 302 $м^3$/*сутки*. Источник в пади Шпаворецкой характеризуется аналогичным химическим и газовым составом, но несколько меньшим содержанием свободной углекислоты, равным 1,2 *г/л*.

Отличительной особенностью молоковских минеральных вод является их высокая радиоактивность. Эти воды относятся к углекисло-радоновым и обладают высокими лечебными свойствами.

В настоящее время курорт «Молоковка» имеет очень ограниченную гидроминеральную базу. Ресурсы Молоковского месторождения углекисло-радоновых вод значительно превышают потребность курорта. В связи с этим необходимо в ближайшие годы провести разведочные работы с целью получения углекисло-радоновых вод, аналогичных по составу воды ранее функционирующего источника «Содистого», а также работы по охране минеральных вод от загрязнения. Курорт «Молоковка» благодаря его расположению в непосредственной близости от г. Читы, а также благоприятным природным условиям и ценным лечебным свойствам минеральной воды может вполне стать одной из крупнейших здравниц Сибири и Дальнего Востока.

Курорт «Шиванда» находится в 205 *км* к востоку от г. Читы и в 14 *км* от ст. Размахнино Забайкальской ж. д.

Шивандинские минеральные источники, на базе которых функционировал курорт, известны очень давно, примерно с 1899 г. Курорт расположен в живописной горной местности. Для лечения используются углекислые минеральные воды, применяющиеся для питья и ванн. На курорте показано лечение болезней желудочно-кишечного тракта, сердечно-сосудистых заболеваний и функционального расстройства нервной системы. Курорт функционирует с мая по сентябрь.

До 1928 г. в районе выхода Шивандинских источников никаких детальных гидрогеологических работ не проводилось. В это время его по-

сещали некоторые исследователи (Н. И. Толстихин и др.), проводившие в основном химические анализы минеральных вод. В последующие годы на курорте были проведены разведочные работы, которые осуществлялись Центральным институтом курортологии.

С 1950 по 1956 г. для лечебных целей курорт эксплуатировал скв. 1/50 (глубина 30 *м*), дебит ее составлял 22,6 *м*^{3}/*сутки*. В настоящее время курорт использует скв. 1/56 (глубина 101,6 *м*), имеющую дебит 95 *м*^{3}/*сутки*.

Шивандинское месторождение минеральных вод приурочено к узкой полосе сильно метаморфизованных, раздробленных юрских конгломератовых сланцев в зоне тектонического нарушения меридионального простирания, проходящего вдоль долины р. Шиванды.

Химический состав вод курорта «Шиванда» гидрокарбонатный магниево-кальциевый и натриево-магниево-кальциевый; содержание железа в водах превышает 20 *мг/л*. Лечебные свойства шивандинских вод связаны с содержанием в них углекислого газа в количестве до 4,3 *г/л*. Содержание радона в воде колеблется от 2—5 до 49 *эман*.

В настоящее время эксплуатационные ресурсы минеральных вод курорта «Шиванда» составляют около 100 *м*^{3}/*сутки*. Они не смогут удовлетворить потребности в них в ближайшие годы. Для увеличения эксплуатационных ресурсов минеральных вод необходимо провести разведочные работы в пределах еще слабо изученных южной и северной частей месторождения.

Курорт «Ямаровка» находится в 120 *км* к югу от ст. Хилок Забайкальской ж. д. Ямаровские минеральные источники известны с 60-х годов прошлого столетия.

Курорт расположен в очень живописной местности.

На курорте «Ямаровка» лечатся больные с расстройством сердечно-сосудистой системы, с заболеваниями желудочно-кишечного тракта, а также с функциональным расстройством нервной системы. Курорт функционирует с июня по октябрь, пропускная его способность 250 человек в месяц.

Первые разведочные работы на Ямаровском месторождении минеральных вод были проведены в 1893 г. В. А. Обручевым. Он установил, что минеральные источники Ямаровки связаны с тектоническим разломом. В последующие годы это было подтверждено исследованиями Д. В. Рязанова, И. И. Кобозева, М. М. Фомичева и др.

В настоящее время гидроминеральная база курорта представлена двумя эксплуатационными скважинами (20 и 4-бис). Наклонная скв. 20 используется для питьевых целей, вода самоизливается с дебитом 20 *м*^{3}/*сутки*. Скважина эксплуатируется ванным корпусом.

Ямаровское месторождение углекислых минеральных вод приурочено к зоне разлома типа крутого надвига, на контакте гнейсов протерозоя и песчаников юры. По химическому составу ямаровские воды относятся к гидрокарбонатным магниево-кальциевым, железистым, слабоминерализованным, углекислым. Минерализация вод колеблется от 0,4 до 2,5 *г/л*. Содержание свободной углекислоты в воде составляет 1,8—3,2 *г/л*. Необходимо отметить высокую газонасыщенность вод Ямаровки, достигающую 5—6 *г/л*. В связи с этим при выходе на поверхность наблюдается выделение спонтанного газа, в составе которого 99% составляет углекислота.

Небольшой дебит эксплуатируемых курортом скважин не может обеспечить всей потребности курорта в минеральной воде. В связи с этим необходимо осуществить проведение разведочных работ с целью подсчета эксплуатационных ресурсов минеральных вод.

Курорт «Ургучан» расположен в 75 *км* к югу от ст. Приисковая Забайкальской ж. д.

Гидроминеральной базой курорта служат углекислые источники, выходящие в долине р. Ургучан. В 1936 г. на этих источниках был открыт дом отдыха. Курорт функционирует круглогодично. Здесь показано лечение заболеваний суставов, периферийной нервной системы, сердечно-сосудистых заболеваний и органов пищеварения.

Впервые Ургучанские источники были обследованы в 1928 г. Н. И. Толстихиным. В последующие годы они изучались И. Я. Барановым, В. М. Максимовым, С. А. Призантом и П. Н. Дмитриевой.

В настоящее время курорт использует минеральные углекислые воды источника № 1, который каптирован деревянным срубом и представляет колодец глубиной 2,5 *м*. Колодец эксплуатируется с дебитом до 30 *м*^{3}/*сутки*.

Выход Ургучанских углекислых источников приурочен к сильно трещиноватым порфировидным гранитам. Минеральные воды вскрыты разведочными скважинами в зоне выветривания этих гранитов, а также в аллювиальных отложениях долины р. Ургучан на глубине 20—60 *м*. Дебит этих скважин колеблется от 5—8 до 10—85 *м*^{3}/*сутки*. Содержание в минеральной воде свободной углекислоты изменяется от 0,5 до 2,8 *г/л*.

По химическому составу воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией от 1,2 до 2,3 *г/л*.

Значительные колебания минерализации вод и содержания в них свободной углекислоты связаны с своеобразными условиями выхода минеральных вод на поверхность, коллекторами которых служат рыхлые аллювиальные отложения и залегающие ниже трещиноватые граниты. В состав газов минеральных вод входит углекислота, на долю которой приходится 95% от общего их объема. Хорошие лечебные свойства этих вод обусловлены их высокой радиоактивностью, что позволяет относить их к углекисло-радоновым. В разные сезоны года радиоактивность вод непостоянная и колеблется от 170 до 270 *эман*.

Использование этих вод курортом далеко не полностью исчерпывает эксплуатационные возможности Ургучанского месторождения.

Курорт «Ямкун» находится в 25 *км* от пос. Газимурский Завод. Он пользуется большой популярностью не только в Восточной Сибири, но и за ее пределами.

Гидроминеральной базой курорта служит источник Ямкун, выходящий на террасе р. Газимура, у основания коренного склона его долины. Воды источника являются азотно-углекислыми и обладают радиоактивностью.

На курорте проводится лечение больных уровской болезнью и с остаточным явлением полиомиелита. Для лечения детей создан санаторий.

Источник Ямкун известен со второй половины XVIII в. Его посещало большое число исследователей (И. А. Багашев, Н. И. Толстихин, Л. К. Магнушевский, И. Е. Подольский, И. Я. Баранов, Н. И. Гвайта, И. И. Кобозев).

Выход на поверхность вод Ямкуна происходит в пределах зоны тектонического нарушения. Воды Ямкуна являются теплыми гидрокарбонатными кальциево-магниевыми. Минерализация вод в разные годы изменяется от 1,6 до 2,2 *г/л*. По газовому составу они углекисло-азотные, содержание азота и редких газов составляет 77%.

Отличительной особенностью вод Ямкуна является их радиоактивность. Следует отметить, что ресурсы Ямкунского месторождения минеральных вод используются недостаточно.

Курорт «Угдан» открыт в 1923 г. Он является единственным грязевым курортом Читинской области. «Угдан» расположен в 7 *км* к северо-западу от г. Читы, в долине р. Читинки.

Гидроминеральной базой его является грязевое оз. Угдан. На заболоченной территории здесь встречаются неглубокие впадины, занятые озёрами. Во время паводков уровень воды в этих озерах повышается и курорт оказывается расположенным на острове, со всех сторон окруженным водой.

Курорт функционирует только в летнее время. На нем показано лечение различных форм ревматизма и остаточных явлений гинекологических заболеваний.

Начало изучения оз. Угдан относится к 1922 г. Здесь проводили исследования М. Г. Курлов, А. Г. Франк-Каменецкий, М. П. Михайлов, В. И. Жинкин, М. А. Гук и др.

Анализы рапы озера, выполненные в 1927 и 1956 гг., показывают, что минерализация ее за этот период понизилась с 17 до 7,2 *г/л*. Рапа озера первоначально была гидрокарбонатно-сульфатная натриевая. По-видимому, в связи с изменением минерализации несколько изменился и ее состав.

Курорт «Угдан» пользуется большой популярностью, хотя его грязи не вполне отвечают предъявляемым к ним требованиям.

Следует также упомянуть курорт «Олентуй», представляющий горноклиматическую станцию для лечения больных туберкулезом легких. Функционирующие на курорте минеральные источники служат лишь дополнительным лечебным фактором.

В последние годы на Былыринском термальном источнике, широко известном лечебными свойствами своих вод, Былыринским приисковым управлением и Кыринским колхозом был построен ванный корпус (на 8 ванн), а также жилые одноэтажные деревянные дома. Ввиду отсутствия медицинского персонала на этом курорте лечатся больные с самыми различными заболеваниями.

Глава VII

СУЩЕСТВУЮЩЕЕ И ВОЗМОЖНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Для водоснабжения промышленных предприятий, сельскохозяйственных объектов и населенных пунктов Читинской области используются как поверхностные, так и подземные воды. Использование поверхностных вод связано со значительными трудностями, так как почти все реки, за исключением крупных (Аргунь, Шилка и др.), зимой промерзают и, кроме того, воды рек чаще всего являются загрязненными.

Большое количество промышленных предприятий, особенно обогатительных фабрик, сбрасывают отходы и сточные воды в поверхностные водоемы и водотоки, вследствие чего воды становятся совершенно непригодными для питьевого и промышленного водоснабжения (реки Унда, Торга и др.). В связи с этим основное значение в водоснабжении Читинской области принадлежит водам различных водоносных комплексов.

Основным и наиболее надежным источником водоснабжения отдельных населенных пунктов являются подземные воды осадочных, магматических и метаморфических пород. Химический состав вод гидрокарбонатный, натриевый или кальциевый с преобладающей минерализацией 0,2—0,3 *г/л*.

Питьевое и техническое водоснабжение пос. Наминга до последнего времени осуществлялось за счет крупных источников, питающих наледь, расположенную в 9—10 *км* ниже поселка. Выходы этих источников связываются с подземными водами протерозойских гранитоидов. В настоящее время эти воды используются путем эксплуатации двух скважин, вскрывающих обводненную зону на глубинах от 70 до 115 *м*.

В районе пос. Усугли широким развитием пользуются подземные воды отложений верхнеюрского — нижнемелового возраста. Воды вскрываются скважинами на глубинах 50 и 83 *м* и используются для хозяйственных и питьевых целей.

В пределах Могочинского промышленного района наиболее крупными потребителями подземных вод являются поселки Давенда и Ключи. Водоснабжение предприятий и населения пос. Давенда осуществляется за счет водоносных горизонтов, связанных с аллювиальными отложениями, а также за счет шахтных и поверхностных вод. Забор воды здесь осуществляется путем эксплуатации каптажных галерей, заложенных в долинах Покойной и Давенде. Для удовлетворения питьевых нужд пройден колодец и пробурены две скважины, вскрывшие единый водоносный горизонт в аллювиальных отложениях и гранитах. Население использует поверхностные воды, а также воды родников и наледей. Промышленное водоснабжение основано на шахтных водах, которые перед употреблением смягчаются. Притоки в шахты достигают 0,053 $м^3/сек$. Водоснабжение пос. Ключи в данное время осуществляется

за счет аллювиальных вод, вскрываемых тремя галереями. Две из них построены на р. Алексей и одна в долине р. Б. Ключи.

Наиболее развитыми в экономическом отношении являются районы, расположенные в центральной и юго-восточной части Читинской области.

Читинский район является наиболее густонаселенным. Водоснабжение здесь осуществляется в основном за счет подземных вод верхнеюрских — нижнемеловых отложений Читино-Ингодинского артезианского бассейна. Большинство скважин вскрывают воды на глубине от 21 до 100 *м*.

На территории санатория «Молоковка» используются подземные воды гранитов, вскрываемые скважинами на глубине 13—31 *м*.

К Карымскому промышленному району относятся территории поселков Хапчеранга, Любовь, Мордой, Ново-Кручининского, Орловского, а также Дарасунского и Карымского. Водоснажбение поселков Дарасун, Карымская и курорта «Дарасун» базируется на подземных водах метаморфических сланцев палеозойского возраста. Эти воды вскрываются скважинами на глубинах от 18 до 50 *м*. Воды имеют хорошее качество и используются для питьевых и хозяйственных нужд.

Источником технического водоснабжения пос. Хапчеранга в летние месяцы служат воды р. Тырин, расход которой равен 720 $м^3/час$. В течение остального времени года используются воды рыхлых аллювиальных отложений долины р. Тырин, вскрытые системой шахтных колодцев.

Питьевое водоснабжение основано на использовании подземных вод палеозойских образований, залегающих на глубине 30 *м*.

На Мордойском буроугольном месторождении для технического и питьевого водоснабжения пробурены три скважины глубиной больше 100 *м*. Эти скважины вскрывают по три водоносных горизонта в песчано-конгломератовых отложениях верхнеюрского — нижнемелового возраста. Первый водоносный горизонт является слабо водообильным и не эксплуатируется. Практическое значение имеют воды второго и третьего горизонтов, вскрытые на глубинах 49—81 *м*.

В районе пос. Спокойного в 1943—1954 гг. пройдено девять разведочно-эксплуатационных скважин. На эксплуатации одной из них, расположенной в пади Дунду-Убжигой, основано питьевое водоснабжение населения. Две скважины, находящиеся в пади Зун-Убжигой, обеспечивают поселок технической водой. Скважинами вскрыты подземные воды метаморфических сланцев нижне-среднепалеозойского возраста.

На территории Кыринского сельского района расположены земли колхозов и совхозов, водоснабжение которых основано на водах аллювиальных отложений. Скважинами эксплуатируются воды осадочных отложений верхнеюрского — нижнемелового возраста с общей производительностью 0,02 $м^3/сек$.

На территории Шилкинского, Нерчинского и Сретенского районов располагаются колхозы. Водоснабжение населенных пунктов здесь осуществляется в основном за счет подземных вод четвертичных, меловых, палеозойских метаморфических и интрузивных образований, вскрываемых колодцами и скважинами. Широкое распространение в описываемых районах имеют подземные воды меловых отложений. Они вскрываются многими скважинами, используемыми для организации питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Для водоснабжения Вершино-Дарасунского горнодобывающего комбината используются трещинные воды гранодиоритов, вскрываемые двумя колодцами Другим источником водоснабжения является водосборная галерея, расположенная у пос. Михайловского. Галерея имеет длину 150 *м* и эксплуатирует для технических целей воды аллювиаль-

ных отложений долины р. Дарасун и трещинные воды гранодиоритов, которые слагают ее дно. Для этих целей используются шахтные воды, средний приток которых составляет 0,016—0,022 *м*³/*сек*.

Водоснабжение пос. Букачача осуществляется путем отбора воды из галереи длиной 300 *м*, пройденной в аллювиальных отложениях р. Агиты и имеющей производительность 0,026 *м*³/*сек*. Шахтные воды продуктивной толщи, откачиваемые в количестве 0,05 *м*³/*сек*, являются непригодными для промышленного водоснабжения, так как они имеют повышенное содержание соды, вызывающей при высокой температуре и давлении разъедание арматуры. Для промышленного водоснабжения в долине р. Ионды разведаны трещинно-карстовые воды карбонатных пород.

В западной и юго-западной части Читинской области располагаются Петровск-Забайкальский, Красно-Чикойский, Улетовский и Кыринский районы. Основные населенные пункты и промышленные объекты в Петровск-Забайкальском районе приурочены к долинам рек. Здесь используются в основном подземные воды интрузивных пород.

В поселках Улястуй, Черемушки, Хилок, Быршалун и в селах Улеты, Новопавловка и других также используются подземные воды интрузивных пород.

В меньшей степени используются воды современных аллювиальных и верхнеюрско-нижнемеловых отложений. На Тарбагатайском буроугольном месторождении используются воды тех или других отложений.

В селах Дайгур, Сарантуй и Харагун используются подземные воды эффузивных пород докайнозоя, вскрытые скважинами на глубинах 35—62 *м*. Суммарная производительность скважин равна 0,005 *м*³/*сек*. Воды используются для удовлетворения хозяйственно-бытовых нужд населения.

Бóльшая часть территории Красно-Чикойского и Улетовского районов представляет собой гористую местность. Населенные пункты в основном располагаются в пределах Хилокской и Чикойской депрессий. Для хозяйственно-бытовых нужд здесь используются подземные воды осадочных пород. В Красно-Чикойском районе эти воды вскрываются несколькими скважинами, суммарная производительность которых составляет 0,005 *м*³/*сек*. Две скважины эксплуатируют трещинные воды интрузивных пород, вскрываемые на глубинах 32 и 28 *м*.

В Улетуйском районе водоснабжение населения основано на использовании подземных вод Читино-Ингодинского артезианского бассейна. Воды магматических образований используются значительно меньше. Суммарная производительность скважин, эксплуатирующих артезианские воды, равна 0,1 *м*³/*сек*.

В Кыринском районе водоснабжение в основном осуществляется за счет подземных вод метаморфических пород палеозойского возраста. Они вскрываются многочисленными скважинами на глубинах от 12 до 50 *м*. Суммарная производительность эксплуатационных скважин составляет 0,04 *м*³/*сек*.

В селе Мангут, в районе поселков Хапчеранги и Ульхун-Партии используются воды современных аллювиальных отложений, вскрытые рядом скважин на глубинах от 7 до 35 *м*. Суммарная производительность скважин составляет 0,019 *м*³/*сек*.

В селах Алтан и Билютуй скважинами эксплуатируются воды верхнеюрско — нижнемеловых отложений. Общая производительность скважин равна 0,005 *м*³/*сек*. Используются также надмерзлотные воды четвертичных отложений, вскрытые колодцами и выходящие на поверхность в виде родников.

В Дульдургинском районе водоснабжение осуществляется за счет подземных вод аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений чет-

вертичного, а также метаморфических образований палеозойского возраста. Поверхностные воды используются преимущественно в летнее время года. Исключение составляет р. Онон, воды которой используются круглогодично.

Подземные воды аллювиальных отложений вскрываются рядом скважин в пос. Кункур, Будулан, Токчино и Дульдурга. Суммарная производительность скважин достигает 0,03 *м*³/*сек*.

Преобладающим распространением в районе пользуются подземные воды пород палеозойского возраста, вскрываемые рядом эксплуатационных скважин. Суммарный дебит скважин равен 0,125 *м*³/*сек*. Подземные воды широко используются для водоснабжения. Помимо скважин данные воды на юге района вскрываются колодцами на глубинах 1,5—5 *м*.

В Балейском и Оловяннинском районах используются воды: 1) аллювиальных отложений; 2) песчаников и конгломератов мелового. верхнеюрского — нижнемелового и юрского возрастов; 3) песчаников, сланцев и конгломератов палеозойского возраста; 4) различных по возрасту изверженных пород. Надмерзлотные воды аллювиальных отложений вскрываются колодцами.

В пос. Сарбактуй, Барановск, Онохово используются подземные воды эффузивов, вскрытые скважинами на глубине 72—160 *м*. Их суммарный дебит равен 0,004 *м*³/*сек*. В пос. Унде, Колобове и Большой Казаковке используются воды верхнеюрских — нижнемеловых песчаников, вскрываемые скважинами на глубинах 30—130 *м*. Производительность скважин составляет 0,006 *м*³/*сек*.

Всю территорию района пересекает р. Унда, вода которой в летнее время также используется для водоснабжения в ее верхнем течении.

В Оловяннинском районе эксплуатируется большое количество скважин с общей производительностью 0,189 *м*³/*сек*. В селах Чиндаит и Цасучей водоносный горизонт аллювиальных отложений вскрыт скважинами на глубине 10—24 *м*. Общая производительность скважин составляет 0,07 *м*³/*сек*.

Широко распространены в районе подземные воды песчаников и сланцев, реже — конгломератов палеозойского и верхнеюрского — нижнемелового возраста. Они вскрываются многочисленными скважинами с общей производительностью 0,08 *м*³/*сек*. Эти воды используются для питьевых и хозяйственных нужд населения.

Подземные воды изверженных пород эксплуатируются несколькими скважинами с общей производительностью 0,02 *м*³/*сек*. В пос. Букука эти воды вскрыты на глубине 5—9 *м*. Суммарный дебит скважин равен 0,01 *м*³/*сек*.

Скважина, пробуренная в пос. Булум, вскрыла подземные воды диоритов на глубине 75 *м*. Дебит ее 0,42 *л*/*сек*. Вода используется для обеспечения ремонтных мастерских. Для водоснабжения населения пос. Ангатуй и организации технического водоснабжения в долинах Малый и Большой Ангатуй пройдено несколько скважин. Две из них вскрыли воды аллювиальных гравийно-галечных отложений на глубине от 5 до 15 *м*. Суммарный дебит скважин равен 0,006 *м*³/*сек*. Другими скважинами на глубине 7,1 и 13,5 *м* вскрыты подземные воды палеозойских сланцев. Дебит скважин составляет 0,001 *м*³/*сек*.

В Шелопугинском районе располагаются поселки Шахтаминский и Солонечный. Для водоснабжения пос. Шахтама в 1945 г. была построена галерея, которой дренируются воды четвертичных отложений и гранитов. Кроме того, галерея наполняется через водосборные колодцы поверхностными водами р. Шахтамы. Отбираемые из галереи воды используются для технического водоснабжения. Производительность галереи равна 0,032 *м*³/*сек*. Для технических целей используются также

шахтные воды, откачиваемые в количестве 0,02 *м*³/*сек*. Питьевое и хозяйственное водоснабжение базируется на водах р. Шахтамы, а также родников и колодцев, приуроченных к четвертичным отложениям.

Для водоснабжения поселка используются трещинные воды гранитов, вскрываемые скважинами на глубине от 5 до 31 *м* с суммарной производительностью 0,01 *м*³/*сек*.

Для сельского водоснабжения в районе используется более двадцати скважин с общей производительностью 0,04 *м*³/*сек*. Наибольшее практическое значение имеют воды четвертичных и меловых осадочных образований. Некоторыми скважинами в районе поселков Дая, Даякон, Шивия и Тергень эксплуатируются подземные воды эффузивов верхней юры. Их общий дебит равен 0,01 *м*³/*сек*.

В Калганском и Приаргунском районах немаловажную роль в обеспечении водой населения играет р. Аргунь. Для водоснабжения используются также воды: 1) аллювиальных четвертичных отложений; 2) меловых, верхнеюрских — нижнемеловых и юрских образований; 3) докайнозойских эффузивов; 4) палеозойских метаморфических образований; 5) интрузивных пород различного возраста.

Наибольшую роль в водоснабжении играют воды четвертичных и палеозойских образований. Воды четвертичных отложений распространены в долинах рек Аргуни, Нижней и Средней Борзи и их притоков. Надмерзлотный водоносный горизонт характеризуется незначительной водообильностью.

В пос. Ново-Цурухайтуй источником питьевого и технического водоснабжения являются воды аллювиальных отложений, вскрытые на глубине от 8 до 35 *м*.

В колхозах и совхозах Приаргунского района группа скважин с общей производительностью 0,03 *м*³/*сек* эксплуатирует этот же водоносный горизонт.

Трещинно-пластовые воды меловых отложений распространены по левобережью р. Аргуни. Эти воды вскрыты скважинами в пади Чалбучи, в селах Широкая, Ишага, Доно на глубинах от 11 до 64 *м*. Суммарная производительность скважин составляет 0,015 *м*³/*сек*.

Водоснабжение с. Дурой осуществляется за счет подземных вод меловых отложений, вскрытых скважинами на территории рыбзавода и маслозавода. Суммарная производительность скважин равна 0,06 *м*³/*сек*.

Трещинно-карстовые воды палеозойских песчаников, известняков и сланцев играют существенную роль в водоснабжении указанных районов. Эти воды вскрыты многочисленными скважинами и используются населением сел Георгиевка, Ивановка, Нерчинский Завод, Горный Зерентуй, ст. Досатуй и др. Общая производительность скважин, эксплуатирующих воды палеозойских отложений, пробуренных в Калганском районе, составляет 0,03 *м*³/*сек*, а в Приаргунском — 0,02 *м*³/*сек*.

К Даурскому промышленному району относятся поселки Кличка, Акатуй, Шерловая Гора, Харанор, Калангуй и Кадая.

Водоснабжение Клички осуществляется двумя водозаборами. Один из них расположен в долине р. Цаган-Золотуй, где существует несколько скважин, эксплуатирующих трещинно-карстовые воды известняков палеозоя. Их общая производительность составляет около 0,016 *м*³/*сек*. Воды используются для питьевых и хозяйственных целей. Второй водозабор приурочен к долине р. Урулюнгуй и располагается в окрестностях ст. Моргуцек. Здесь имеется несколько скважин, эксплуатирующих воды аллювиальных отложений. Суммарный дебит скважин составляет 0,06 *м*³/*сек*. Воды используются для технического водоснабжения.

Источником технического и хозяйственного водоснабжения Шерловой Горы служат подземные воды верхнеюрских — нижнемеловых отло-

жений Харанорской впадины, которые вскрыты рядом скважин на глубине от 17 до 40 *м*. Общая производительность используемых скважин составляет 0,13 *м*^{3}/*сек*.

Для технического водоснабжения пос. Калангуй используются подземные воды аллювиальных и юрских отложений, эксплуатируемые рядом скважин с общей производительностью 0,03 *м*^{3}/*сек*.

В Борзинском районе большое значение для водоснабжения имеют воды аллювиальных гравийно-галечных отложений четвертичного возраста и воды юрских песчаников и конгломератов. В меньшей степени используются подземные воды гранитов и эффузивов. Воды четвертичных отложений эксплуатируются многочисленными скважинами с суммарной производительностью 0,22 *м*^{3}/*сек*.

Подземные воды юрских отложений вскрыты многими скважинами, часть из которых используется для водоснабжения. Общая производительность эксплуатационных скважин составляет 0,06 *м*^{3}/*сек*.

Глава VIII

ГИДРОГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Читинская область богата месторождениями рудных и нерудных полезных ископаемых. По геолого-структурным особенностям и условиям обводнения они объединяются в группы месторождений, залегающих 1) в верхнеюрских — нижнемеловых осадочных и осадочно-эффузивных породах и приуроченнных к межгорным тектоническим впадинам, 2) в сланцево-карбонатных породах нижнего палеозоя в пределах горно-складчатых областей, 3) в песчанико-сланцевых породах палеозоя, прорванным интрузивными образованиями и расположенные в пределах горно-складчатых областей, 4) в интрузивных породах в пределах крупных тектонических разломов в горно-складчатых областях

Ниже приводится краткая характеристика гидрогеологических условий месторождений по выделенным группам

Первая группа месторождений объединяет угольные, флюоритовые, железорудные и золоторудные месторождения В эту группу входят Букачачинское каменноугольное, Черновское, Тарбагатайское, Мордойское, Арбагаро-Холбонское, Харанорское, Кутинское буроугольные, Березовское железорудное, Балейское золоторудное и некоторые другие месторождения. В предгорных краевых частях Тургинской и Аргунской впадин располагаются Калангуйское и Абагайтуйское флюоритовые месторождения

Угольные месторождения находятся в одинаковых геолого-структурных условиях и в связи с этим характеризуются сходной гидрогеологической обстановкой Вместе с тем каждое месторождение имеет свои особенности

Наиболее интересным и важным в народном хозяйстве области является *Букачачинское каменноугольное* месторождение Оно расположено в межгорной впадине, выполненной верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями, представленными переслаиванием песчаников с глинистыми сланцами и пластами углей, залегающими на размытой поверхности гранитов Породы имеют мощность около 900—1000 *м* и до глубины 130 *м* находятся в пределах мерзлой зоны В связи с этим, на участке месторождения выделяется два типа подземных вод подмерзлотные пластово-трещинные, воды верхнеюрских — меловых отложений и надмерзлотные воды четвертичных делювиально-аллювиальных отложений Водовмещающими породами подмерзлотных вод, играющих главную роль в обводнении месторождения, являются песчаники и сильно трещиноватые пласты угля В толще верхнеюрских — меловых отложений отсутствуют выдержанные по мощности и простиранию водоупорные слои

Поэтому все водоносные горизонты гидравлически связаны между собой. Кровля водоносных пород залегает на глубине от 40 до 130 *м*, величина напора достигает 100—200 *м*. Дебит скважин равен 0,14—0,4 *л/сек* при понижении уровня соответственно на 2,4 и 5,2 *м*. Радиус влияния в результате длительной откачки воды из шахты составляет 1000—1200 *м*, коэффициент фильтрации пород изменяется от 0,34 до 2,04 *м/сутки*, коэффициент водоотдачи находится в пределах 0,047—0,18. В начале эксплуатации месторождения максимальный приток достигал 210 *м*^{3}*/час*. В связи с развитием горизонтальных выработок приток воды увеличился до 300—350 *м*^{3}*/час*. При строительстве шахты с подсечением крупного тектонического нарушения водоприток увеличился до 400 *м*^{3}*/час*, который через некоторое время установился на величине 250 *м*^{3}*/час*. За последнее время суммарный водоприток в шахту со всех горизонтов достигает 270—300 *м*^{3}*/час*, а весной снижается до 180—210 *м*^{3}*/час*. В процессе эксплуатации месторождения с 1930 по 1955 г. начали срабатываться статические запасы подземных вод, в результате чего напор их снизился примерно на 150—200 *м*. Вокруг шахт образовались крупные депрессионные воронки и приток вод в шахту снизился до 90—100 *м*^{3}*/час*. Коэффициент водообильности месторождения составлял 8,61 в 1949 г. и 2,71 в 1954 г. (Зарубинский, 1955). По химическому составу шахтные воды месторождения — гидрокарбонатные натриевые с минерализацией от 0,4 до 0,8 *г/л*.

Черновское буроугольное месторождение расположено в пределах Читино-Ингодинской впадины, в 23 *км* западнее г. Читы. Оно сложено верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями, имеющими синклинальное залегание. Эти отложения залегают на размытой поверхности изверженных и метаморфических пород палеозоя. Главную роль в обводнении горных выработок играют воды верхнеюрских — нижнемеловых отложений и имеющие с ними гидравлическую связь поверхностные воды озёр Тормовского, Кадалинского и Жерейкойских разрезов, а также р. Жерейки, протекающей через месторождение (Зарубинский и др., 1957). На площади месторождения выделяется четыре водоносных горизонта. Воды их, как правило, подмерзлотные напорные и залегают на глубине от 30 до 56 *м* (шахтное поле Торм). Уровень их устанавливается на 1—9 *м* ниже поверхности земли, единичные скважины дают самоизлив. Таким образом, напор на кровлю угольных пластов колеблется от 24 до 50 *м* и более.

Шахты этого месторождения (им. Ленина, Торм, Кадала) обводняются водами первых трех водоносных горизонтов. Водопритоки в эти шахты колеблются в широких пределах. На шахте им. Ленина, расположенной в центре Черновской мульды, водоприток в 1952—1953 гг. был равен 50—80 *м*^{3}*/час*, а в 1958 г. увеличился до 145 *м*^{3}*/час*. За последнее время водоприток в шахту колеблется от 230 до 400 *м*^{3}*/час*.

Шахты Торм и Кадала обводняются водами третьего горизонта. Водопритоки в горные выработки не превышают 80—90 *м*^{3}*/час*.

В результате постоянного водоотлива из горных выработок за последние годы уровень подземных вод на месторождении снизился на 40 *м* и более. Приток воды в шахты глубиной до 95 *м* не превышает 80—400 *м*^{3}*/час*.

По химическому составу шахтные воды преимущественно гидрокарбонатные, часто сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией от 0,3 до 0,65 *г/л*. С глубиной минерализация повышается до 1,2—1,6 *г/л*. Общая жесткость воды достигает 16—17 *мг-экв/л*. Борьба с шахтными водами в настоящее время осуществляется посредством откачки ее на поверхность.

Тарбагатайское буроугольное месторождение приурочено к одноименной мульде Средне-Хилокской впадины, сложенной верхнеюрскими — нижнемеловыми терригенными отложениями. Месторождение находится в благоприятных условиях, обусловленных близостью его к Забайкальской железнои дороге.

Обводнение горных выработок месторождения происходит за счет напорных трещинно-пластовых вод, приуроченных в основном к песчаникам и пластам угля. Вследствие неоднородности слагающих месторождение верхнеюрских — нижнемеловых отложений и островного характера развитых на площади месторождения многолетнемерзлых пород, все водоносные горизонты гидравлически взаимосвязаны. Кроме того, подмерзлотные трещинно-пластовые воды имеют связь с поверхностными водами, протекающими по площади месторождения. Об этом свидетельствуют пьезометрические уровни в скважинах, устанавливающиеся на глубине соответствующей отметки уровня поверхностных вод (р. Тигня). Глубина залегания подземных вод на площади месторождения колеблется от 5—10 до 137 *м*. Многие скважины, вскрывающие их, дают самоизлив. Величина напора колеблется от 8—10 до 90 *м* и более. Дебит скважин изменяется от 0,18 до 4,5 *л/сек* при понижении уровня соответственно на 2,5 и 15,6 *м*. Коэффициент фильтрации верхнеюрских — нижнемеловых пород месторождения изменяется от 0,06 до 1,1 *м/сутки*. Эти данные говорят о средней обводненности пород. Коэффициент водообильности месторождения на участке шахты Тигня I равен 6. Приток в горные выработки при разработке двух горизонтов и длине выработок, равной 600 *м*, достигал 125 $м^3$/*час*.

Химический состав подземных вод месторождения сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый, минерализация их колеблется от 0,28 до 1,86 *г/л*.

Мордойское буроугольное месторождение расположено на юге Центрального Забайкалья, в долине р. Бырца, протекающей в пределах Алтано-Қыринской впадины, выполненной верхнеюрскими — нижнемеловыми и четвертичными отложениями. Породы имеют мульдообразное залегание. Между водами верхнеюрских — нижнемеловых отложений и водами четвертичных отложений нет выдержанного по мощности и простиранию водоупора, вследствие чего они имеют тесную гидравлическую связь.

Основную роль в обводнении месторождения играют воды продуктивной толщи, содержащиеся в песчаниках и пластах углей Воды эти напорные и уровень их устанавливается обычно на 0,5—2 *м* выше поверхности земли. Вскрыты они на глубине от 20 до 100 *м*. Величина напора этих вод достигает 100 *м*. Шахтой 1 подземные воды вскрыты на глубине 22 *м*. Приток в нее на глубине 34 *м* составлял 11,9 $м^3$/*час*.

По наблюдениям за шахтным водоотливом, В. А. Александровым установлено, что величина притока воды в шахту зависит от количества выпадающих атмосферных осадков.

По составу шахтные воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,25 *г/л*. Откачиваемые из шахты воды в количестве 30 $м^3$/*час* используются, а остальные — сбрасываются.

Арбагаро-Холбонское месторождение приурочено к северо-западной части Арбагаро-Шилкинской впадины. В обводнении его принимают участие все водоносные комплексы, но наибольшее значение имеют воды продуктивной толщи нижнемеловых отложений. Вскрываются эти воды в пределах северо-западного крыла Арбагарской синклинали в интервале 78—80 *м*, а иногда на 120—122 *м*. Воды напорные, пьезометрический уровень их устанавливается на глубине от 32 до 66 *м*. Величина напора иногда достигает 85 *м*. Дебит скважин редко превышает 0,5—

1 *л/сек*. Притоки в горные выработки изменяются в широких пределах. Так, в горизонтальные выработки шахты 8 приток воды составлял 212 *м*³/*час*, в шахту 6 — 125 *м*³/*час*, а в выработки северо-восточной части поля не превышал 18 *м*³/*час*. В среднем водопритоки в шахтах колеблются от 25 до 95 *м*³/*час*, редко достигая 285 *м*³/*час*.

Харанорское буроугольное месторождение расположено в районе пос. Шерловой Горы и приурочено к одноименной впадине, выполненной туфогенно-эффузивными породами верхней юры и аргиллитами, алевролитами и углями нижнего мела. Наибольшую роль в обводнении горных выработок играют воды продуктивных отложений, характеризующиеся высоким напором, величина которого достигает 250 *м*. Водообильность пород высокая. Дебит скважин изменяется от 2 до 31,6 *л/сек* при понижениях уровня воды от 1 до 20 *м*. Коэффициент фильтрации пород, по данным Л. С. Земскова и В. Е. Анферова, изменяется от 3,5 до 66,4 *м/сутки*, радиус влияния достигает 3000 *м*. Притоки воды в горные выработки шахты Харанор 1 в начальный период эксплуатации составляли 60—80 *м*³/*час*, затем снизились до 45—55 *м*³/*час*. Приток воды в шахту «Уклонка» не превышает 36 *м*³/*час*. На участке Кукульбейского разреза в период вскрытия угольного пласта приток достигал 150 *м*³/*час*, к 1955 г. он снизился до 60—70 *м*³/*час*. По составу воды шахтного поля гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 0,8 *г/л* и жесткостью 7,5 *мг-экв/л*.

Березовское железорудное месторождение сложено грубообломочными породами нижнего мела и приурочено к Аргунской впадине. Породы трансгрессивно залегают на отложениях юры, метаморфических породах и гранитах палеозоя и осложнены целым рядом дизъюнктивных нарушений. Водосодержащими являются конгломераты, конглобрекчии и породы продуктивной толщи.

Наибольшей обводненностью характеризуется продуктивная толща, породы которой сильно трещиноваты и раздроблены. Коэффициент фильтрации этих пород равен 3,5 *м/сутки*.

Трещинно-жильные напорные воды обычно вскрываются скважинами на контакте алевролитов с породами железорудной толщи на глубине от 15—30 до 200 *м*. Ряд скважин самоизливается с дебитом 1,2—2,4 *л/сек*. При проходке разведочной шахты водоприток в нее первоначально составлял 6 *м*³/*час*, а затем в результате углубки и проходки из нее сети горизонтальных выработок увеличился до 43 *м*³/*час*

Разработка этого месторождения проектируется открытым способом. Максимальный приток воды в будущий карьер на различных участках месторождения определен расчетным путем и ориентировочно составляет на одном участке 930 *м*³/*час* и на другом 7900 *м*³/*час* Такие данные, по-видимому, являются завышенными. Они могут наблюдаться лишь в начальный период эксплуатации месторождения, пока не будут сработаны статические запасы.

По химическому составу воды относятся к сульфатно-гидрокарбонатным кальциево-магниевым и гидрокарбонатным кальциево-магниевым с минерализацией 0,2—0,5 *г/л*. Содержание общего железа в них колеблется от 0,002 до 1,5 *мг/л*.

Балейское золоторудное месторождение приурочено к одноименному грабену, являющемуся вторичной синклинальной структурой Ундино-Даинской впадины, выполненной осадочными породами верхней юры — нижнего мела и нижнего мела. В пределах месторождения распространены подземные воды пластового, трещинного и трещинно-жильного типов. Первый тип представлен водами аллювиальных отложений и высоких террас р. Унды (над- и подмерзлотными), ко второму типу относятся воды песчано-конгломератовых отложений верхней юры — нижнего

мела и к третьему — воды зон тектонических нарушений и жильных рудных тел

Надмерзлотный водоносныи горизонт залегает на глубине 5—7 *м* в песчано гравийных отложениях долины р Унды Мощность его 3—6 *м* Коэффициент фильтрации этих отложений на участках дражных отвалов колеблется от 30 до 72 *м/сутки* Удельный дебит скважин, вскрывших этот горизонт, изменяется от 1 до 14 *л/сек* При проходке стволов шахт приток вод аллювиальных отложений составлял примерно 40—54 *м*³/*час*

Подмерзлотный водоносныи горизонт имеет распространение в пределах высоких террас р Унды, сложенных песчано-галечными отложениями, мощность которых достигает 40 *м* В зависимости от положения нижней границы многолетнемерзлых пород водоносныи горизонт залегает на глубине от 5,6 до 35 *м* Приток вод подмерзлотного горизонта в процессе проходки шахт колебался от 6 до 20 *м*³/*час*

Верхнеюрские — нижнемеловые отложения метаморфизованы, интенсивно трещиноваты и раздроблены вследствие происходивших здесь неоднократных тектонических нарушений Залегают они на глубине до 50 *м* и перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями (современный аллювий долины р Унды и древних высоких террас)

В процессе эксплуатации происходит обводнение горных выработок Оно осуществляется за счет подмерзлотных вод древнеаллювиальных отложений, трещинных вод песчано-конгломератовых пород верхней юры — нижнего мела, а также подземных вод зон тектонических нарушений, трещинных и трещинно-жильных вод интрузивных пород, слагающих хр Ьорщовочный

Грещинно-жильные воды вскрываются до глубины 300 *м* и более Они обладают высоким напором, величина которого превышает 200 *м* Скважины, вскрывшие эти воды, дают фонтаны выше поверхности земли с дебитом до 16 *л/сек*. Удельный дебит скважин колеблется от десятых долей до 3—5 *л/сек* и более При подсечении горными выработками трещин часто наблюдался прорыв приуроченных к ним трещинно-жильных вод, резко увеличивающий водоприток в выработки Вмещающие же их породы, представленные песчаниками и конгломератами, практически не содержат воды, и выработки в них сухие

В табл 90 приводятся сведения о водопритоке в горные выработки Балейского месторождения за период с 1954 по 1959 г (по данным Г И Хныpева и О А. Логиновой)

Таблица 90

Сведения о притоках воды в гориые выработки Балейского золоторудиого месторождеиия

Год	Водоприток *м*³/*час*		
	минимальный	максимальныи	среднегодовой
1954			80,3
1955	65,5	109,8	81,6
1956	73,9	154,8	114,89
1957	103,5	151,4	125,98
1958	95,8	279,3	152,35
1959	64,4	286,5	159,23

Из таблицы видно, что с развитием сети эксплуатационных выработок среднегодовой водоприток увеличивается Об этом свидетельствуют

также и значения коэффициентов водообильности месторождения, которые по отдельным годам изменялись следующим образом: в 1955 г. коэффициент водообильности составлял 3,35 *м³/т* добытой руды, в 1956 г.—4,63 *м³/т*; в 1957 г.—5,69 *м³/т*; в 1958 г.—20,22 *м³/т* и в 1959 г.—7,57 *м³/т*. Резкое увеличение коэффициента водообильности месторождения объясняется сильным наводнением, которое произошло в июле 1958 г. Во время этого наводнения, горные выработки были затоплены.

Наибольшая обводненность рудного поля месторождения наблюдается на его юго-западной части, на Кокуйском участке. В начале проходки шахты на этом участке водоприток составлял 27,5 *м³/час*. Через два года, в 1959 г. в связи с увеличением сети горных выработок средний годовой водоприток увеличился до 130,5 *м³/час*. В последующие годы водоприток в горные выработки катастрофически возрос и в 1962 г. достигал 600 *м³/час*. В результате этого горные выработки оказались затопленными. Основными источниками обводнения месторождения являлись воды аллювиальных отложений и поверхностные воды р. Унды и ее притоков, имеющие гидравлическую связь с подземными водами пород месторождения.

Водоотлив из горных выработок осуществляется следующим образом: из верхних горизонтов через специально пробуренные скважины вода спускается в нижние горизонты и поступает в водосборник. Из него с помощью мощных глубинных насосов рудничные воды подаются на поверхность земли, где частично используются для технических нужд, а частично отводятся за пределы рудного поля.

По химическому составу рудничные воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией более 3 *г/л*. Воды аллювиальных отложений и трещинные воды зоны выветривания гранитов гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5 и редко 1 *г/л*. Трещинно-жильные воды имеют гидрокарбонатный натриевый состав и минерализацию, увеличивающуюся с глубиной от 1—1,5 до 16 *г/л*. На глубине 170—200 *м* в этих водах появляется свободная углекислота, содержание которой варьирует от 0,1 до 1,8 *г/л*.

Как уже отмечалось выше, к этой группе относятся также *Калангуйское, Абагайтуйское* и некоторые другие месторождения, приуроченные к синклинальной зоне, сложенной юрскими осадочно-эффузивными и осадочными породами. Эти месторождения расположены в пределах горного обрамления впадин *.

Калангуйское месторождение плавикового шпата находится в Восточном Забайкалье, в бассейне р. Турги в пределах горного обрамления одноименной впадины. Месторождение сложено нижне-среднеюрскими сланцами, песчаниками и конгломератами, смятыми в складки и осложненными тектоническими нарушениями типа сбросов, сбросо-сдвигов и надвигов. Толща прорвана дайками порфиритов, гранитов и аплитов.

Месторождение относится к жильному типу. Оруденение связано с мощной, интенсивно обводненной зоной тектонического разлома меридионального направления, секущего песчанико-сланцевую толщу. Обводнение месторождения происходит за счет трещинно-жильных вод тектонических нарушений. В связи с этим обводненность месторождения неравномерная. Наиболее обводнено южное крыло месторождения, где породы пересечены многочисленными сбросо-сдвиговыми нарушениями, к которым приурочены трещинно-жильные воды.

При проходке шахты подземные воды были вскрыты на глубине 62 *м*, и приток их в горные выработки не превышал 1,5 *м³/час*. После углубки шахты он начал возрастать.

* Калангуйское, Абагайтуйское, Шерловогорское месторождения по гидрогеологическим условиям могут быть выделены в особую подгруппу *(прим. ред.)*.

При расширении сети горизонтальных выработок на горизонте 102 *м* наблюдалось резкое увеличение притока воды (до 280 *м*³/*час*). На более низком горизонте (202 *м*) приток еще более возрос и в марте 1951 г. достиг 550 *м*³/*час*. Это объясняется подсечением горными выработками сильно обводненного рудного тела, а также связанных с ним пустот и зон дробления.

На месторождении между трещинно-жильными, трещинными водами нижне-среднеюрских осадочных пород и водами аллювиальных отложений долины р. Калангуй, а также поверхностными водами существует гидравлическая связь. Это подтверждается тем, что в районе шахты в результате более шестнадцатилетнего водоотлива образовалась депрессионная воронка радиусом 1100 *м*, которая захватила не только подземные воды на участке месторождения, но и воды аллювиальных отложений долины р. Калангуй. Уровень подземных вод снизился на 23,6 *м*, В предыдущие 1961—1962 гг. на горизонте 402 *м* водоприток в шахты составлял 180—350 *м*³/*час* (табл. 91).

Таблица 91

Данные о притоке воды в горные выработки Калангуйского рудника

Период эксплуатации	Номер горизонта	Приток воды, *м*³/*час*		Величина понижения, *м*	Средний удельный дебит шахты 1, *м*³/*час*	Радиус депрессионной воронки, *км*
		среднегодовой	максимальный			
1934—1946 гг.	102	2,7	3,7—2,8	44	1,5	1
1947—1949 гг.	152	11,5	16,7	93	3	1,5
1950—1952 гг.	202	16,7	23,4	143	2,8	2
1951 г.	202		550			
1953—1955 гг.	202					
	252	18,7	24,6	—	—	—
1961 г.	302	16,7	180	—	—	—
	402					
1962 г.	402		300—350			

Коэффициент водообильности рудника в настоящее время равен 30. Химический состав шахтных вод на горизонте 302 *м* гидрокарбонатный магниево-кальциевый, минерализация 0,24 *г*/*л*.

Абагайтуйское месторождение плавикового шпата располагается в краевой части Аргунской впадины. В его строении принимают участие базальты, андезито-базальты и туфы верхней юры, среди которых на контакте с гранитами встречаются участки пегматитов и мощные жилы молочно-белого кварца. Обводнение подземных выработок происходит за счет вод аллювиальных и трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений, а также трещинных вод базальтов и туфов верхней юры. Приток воды в шахту в количестве до 15,8 *м*³/*час* наблюдался с глубины 82 *м*, на глубине 122 *м* он составлял 50 *м*³/*час*, а на горизонте 172 *м* достигал 65 *м*³/*час* (Бейгуленко, 1950). Однако увеличение притока воды наблюдалось лишь в момент вскрытия рудного тела, породы которого характеризуются пористостью и значительной трещиноватостью. В последующее время при проходке по вмещающим породам приток воды в шахту постепенно понижался и на горизонте 322 *м* составил 25 *м*³/*час*.

Вторая группа включает *Благодатское, Екатерино-Благодатское, Октябрьское, Кадаинское, Кличкинское, Акатуевское и другие полиметаллические,* а также *Запокровское и Гурулевское мышьяковые* месторождения.

Благодатское, Екатерино-Благодатское и Октябрьское полиметаллические месторождения относятся к Горно-Зерентуйской группе месторождений, приуроченных к сланцево-карбонатным породам палеозоя (С). Эффективная трещиноватость рудовмещающих пород вследствие интенсивной их нарушенности и трещиноватости распространяется до глубины 250—500 *м* Глубина залегания приуроченных к этим породам трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод на месторождениях составляет 10—70 *м*. Обводненность пород крайне неравномерная. Так, при проходке шахты на Благодатском месторождении приток воды первоначально с глубины 13 *м* составлял 0,5 *м*^{3}/*час* и, постепенно увеличиваясь, достиг 19,5 *м*^{3}/*час*. В связи с расширением в 1957 г. сети горных выработок водоприток в шахту повысился до 93—120 *м*^{3}/*час*.

В течение последующих лет при углубке шахт и увеличении сети горизонтальных выработок приток воды продолжает возрастать. Так, на Благодатском месторождении при глубине шахты в 130 *м* он колеблется от 198 до 252 *м*^{3}/*час*, на Екатерино-Благодатском и Октябрьском месторождениях при глубине шахт 100 *м* — от 100 до 150 *м*^{3}/*час* (Портнов, 1963).

Химический состав шахтных вод на этом рудном поле сульфатно-гидрокарбонатный натриево- и магниево-кальциевый с минерализацией до 0,7 *г/л*.

Кличкинское полиметаллическое месторождение связано с доломитизированными известняками и сланцами нижнего кембрия, которые прорываются штоками кварцевых диоритов. Породы характеризуются интенсивной трещиноватостью, образовавшейся в результате выветривания их. Мощность зоны эффективной трещиноватости в породах составляет 80—100 *м*. Суммарный водоприток в горные выработки месторождений на горизонте 70—130 *м* составлял 130 *м*^{3}/*час*. В связи с увеличением сети горных выработок отмечалось повышение водопритока до горизонта 230 *м*. Ниже ствол шахты находится в плотных монолитных породах и водоприток в горные выработки на этом горизонте составляет 10 *м*^{3}/*час*. Наблюдения за притоком воды в процессе эксплуатации месторождений показывают его стабильность.

По химическому составу воды Кличкинской группы месторождений относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым и гидрокарбонатным магниевым с минерализацией до 1 *г/л*. Они используются для хозяйственного водоснабжения.

Акатуевское полиметаллическое месторождение также слагают сланцево-карбонатные породы нижнего палеозоя и интрузивные образования варисского и послеверхнеюрского возраста. В пределах рудного поля породы пересекаются рядом параллельных зон дробления северо-восточного и северо-западного направлений. Это обусловливает высокую, но неравномерную степень трещиноватости пород, а следовательно, и различную обводненность. Общий водоприток в штольню в летний период составляет 90—100 *м*^{3}/*час*, в марте — апреле он снижается до 32 *м*^{3}/*час* (Устюжанина, 1960). По химическому составу воды Акатуевского месторождения сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и имеют минерализацию 0,2—0,3 *г/л*. Из микрокомпонентов в них содержатся свинец (0,05—0,075), медь (0,005—0,07) и молибден (0,002—0,01 *мг/л*). Рудничные воды используются для хозяйственных и технических целей.

Запокровское и Гурулевское мышьяковые месторождения расположены в бассейне р. Аргуни. Их рудные поля приурочены к брахиантиклинальной складке, ядро которой сложено сильно трещиноватыми нижнепалеозойскими сланцево-карбонатными породами, уходящими под кластические толщи верхней юры и нижнего мела. Породы прорваны

гранодиоритами, дайками порфироидов и рудными жилами. В пределах рудного поля распространены трещинные и трещинно-карстовые воды пород нижнего палеозоя, а также трещинно-пластовые воды эффузивных образований верхней юры и отложений нижнего мела. Обводненность пород в верхней части месторождения слабая, водоприток в шахты и штольни с системой рассечек не превышает 1,8—7,2 *м*³/*час*. Химический состав подземных вод гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный кальциево-магниевый с минерализацией 0,3—0,5 *г/л*.

Третья группа месторождений приурочена к палеозойским песчанико-сланцевым породам, прорванным интрузивными и дайковыми телами. Месторождения располагаются в пределах горно-складчатых областей. К этой группе относятся *Хапчерангинское, Ангайтуйское, Любавинское* и другие месторождения.

Различная водообильность пород обусловливает и разную степень обводненности месторождений. По Хапчерангинскому месторождению приток вод в горные выработки составляет 50—100 *м*/³*час*, а на Ангатуйском он не превышает 7,6—10 *м*³/*час*. Некоторые месторождения этой группы характеризуются значительной обводненностью. Так, в шахту глубиной 90 *м* на Любавинском золоторудном месторождении приток подземных вод составляет 100—250 *м*³/*час*.

Четвертая группа месторождений залегает в интрузивных породах и приурочена к крупным тектоническим разломам. Эта группа объединяет большое количество месторождений, которые располагаются в пределах Олекмо-Витимской горно-складчатой области, а также Центрального и Восточного Забайкалья.

Эксплуатируемые *Давендинское, Ключевское, Дарасунское, Усуглинское* и другие месторождения находятся в пределах Олекмо-Витимской складчатой области. Рудные поля Давендинского молибденового и Ключевского золоторудного месторождений сложены габбро, диоритами, различными гранитами, пегматитами и аплитами, осложненными целым рядом разрывных нарушений. Месторождения располагаются в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород значительной мощности. Обводняются они за счет трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений и рудных тел, где породы являются интенсивно трещиноватыми и брекчированными.

На Давендинском месторождении водоприток в капитальную шахту на верхних горизонтах составлял 7,2 *м*³/*час*; с углубкой он увеличился до 36 *м*/*час* (Ривлин, 1954). С расширением фронта горизонтальных выработок и вскрытием рудных жил суммарный водоприток в подземные выработки на месторождении достигал 116 *м*³/*час*. В последние годы при глубине шахты в 320 *м* водоприток определялся в 208,8 *м*³/*час* (Портнов, 1963). Воды здесь характеризуются разнообразным химическим составом, но преобладают сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, очень жесткие (*18 мг-экв/л*). На горизонте 500 *м* шахтой были вскрыты углекислые минеральные воды, состав которых, к сожалению, остался неопределенным. Шахтные воды месторождения в количестве 35 *м*³/*час* используются для технических целей с предварительным смягчением. Остальная их часть сбрасывается на поверхность.

Крупные тектонические нарушения на Ключевском месторождении не установлены. Наблюдаются лишь мелкие нарушения типа сбросов, взбросов и взбросо-сдвигов, в связи с чем и обводненность месторождения незначительная. В верхних горизонтах выработок приток воды составлял 2,3—8 *м*³/*час*, с глубиной он увеличился сначала до 36, а затем до 58 *м*³/*час*. В последние годы с увеличением вскрытия рудного тела суммарный водоприток увеличился до 111,5 *м*³/*час*. По химическому со-

ставу воды Ключевского месторождения сульфатные кальциевые и имеют минерализацию 0,5—0,6 *г/л*.

Рудное поле Дарасунского золоторудного месторождения сложено интрузивными породами гранодиоритового состава. Породы прорваны серией рудных и безрудных кварцевых жил, сиенито-диоритов, монцонитов, диоритов и дайковыми телами гранит-порфиров. Они также интенсивно разбиты зонами нарушений и брекчированы. Водоприток в горные выработки месторождения наблюдается из рудных жил и примыкающих к ним трещиноватых зон. Отдельные жилы дают приток воды до 9 *м*³/*час*. По данным В. Н. Пушко (1942), минимальный приток воды в горные выработки наблюдался в апреле — мае и достигал 16 *м*³/*час*, а максимальный приток в 1941 г. приходился на ноябрь — декабрь и достигал 20 *м*³/*час*. В процессе эксплуатации месторождения в связи с увеличением общей длины горных выработок и вскрытием новых трещиноватых зон произошло значительное увеличение притока воды в шахты. При глубине капитальной шахты 387 *м* водоприток со всех горизонтов составляет 460 *м*³/*час* (Портнов, 1963). По химическому составу шахтные воды сульфатно-кальциевые. Минерализация их непостоянная и колеблется от 0,5 до 1,1 *г/л*, причем повышение ее отмечается в летний период года.

Пегматитовое месторождение расположено на склонах Кукульбейского хребта. Рудное поле его слагают варисские граниты, прорванные юрскими гипабиссальными и жильными телами гранит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров.

Тектонические процессы, имевшие место во все периоды формирования месторождения, обусловили образование в породах целого ряда тектонических нарушений и повышенной трещиноватости. Эти трещины носят открытый характер и являются основными коллекторами подземных вод. Трещиноватость пород в пределах месторождения распределяется неравномерно как по глубине, так и по площади. Наиболее трещиноватые породы находятся в центральной, юго-восточной и северной частях месторождения. Нижняя граница эффективной трещиноватости пород распространяется на глубину более 400 *м*, при глубине залегания нижней границы мерзлой зоны до 73 *м*.

На месторождении распространены подмерзлотные трещинные воды интрузивных и эффузивных пород и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений.

Трещинные подмерзлотные воды имеют повсеместное распространение и залегают на глубине от 20 до 100 *м*. Мощность обводненной зоны пород достигает местами 350 *м*. Воды напорные, величина напора равна 10—70 *м*. Пьезометрический уровень воды в скважинах устанавливается на глубине от 8 до 90 *м* ниже поверхности земли.

Трещинно-жильные воды установлены в основном в центральной части месторождения на глубине от 60 до 150 *м*. Скважины самоизливались и дебит их при этом составлял 0,1—0,3 *л/сек*. Пьезометрический уровень по скважинам поднимается на 5—10 *м* выше поверхности земли.

Обводненность пород рудного поля неравномерная и характеризуется дебитом скважин от 0,3 до 1,1 *л/сек* при понижении уровня от 5 до 42,5 *м*. На флангах месторождения, где породы становятся менее трещиноватыми, соответственно и водообильность их резко уменьшается. Дебит скважин здесь не превышает 0,1—0,22 *л/сек* при понижении уровня от 40 до 62 *м*.

Месторождение будет разрабатываться с помощью карьера, и водоприток в него при его углубке будет соответственно возрастать.

По химическому составу среди подземных вод месторождения выделяются: сульфатные натриевые, сульфатные магниево-натриево-кальцие-

вые, сульфатные натриево-кальциевые или кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-сульфатно или сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые.

Сульфатно-натриевые воды приурочены к центральной части месторождения, где проходит основная рудоконтролирующая тектоническая зона, осложненная многочисленными зонами дробления. В пределах основного рудного тела, вокруг площади распространения сульфатно-натриевых и сульфатно-магниевых вод, четким ореолом выделяются трещинные воды сульфатного натриево-кальциевого или кальциево-натриевого состава. Ближе к внешнему контуру месторождения и за его пределами воды становятся гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевыми.

За пределами месторождения подземные воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый или кальциевый состав. Таким образом, изменение химического состава подземных вод подчиняется площадной зональности, которая определяется рельефом местности. В направлении от водоразделов к пониженным участкам минерализация их изменяется от 0,06—0,1 до 0,7 *г/л*.

Шахтаминское молибденовое месторождение также находится в отрогах Кукульбейского хребта. Его слагают мезозойские граниты, гранодиориты, пересеченные многочисленными крутопадающими рудоносными дайками кварца и других жильных пород. На месторождении широко распространены послерудные нарушения — сбросы, сбросо-сдвиги и взбросы. Основные зоны дробления мощностью от 0,8 до 3 *м* проходят рудные поля в северо-западном направлении. Кроме того, в породах интенсивно развита система крутых трещин близширотного, северо-западного и юго-восточного простирания. Мощность зоны эффективной трещиноватости пород составляет 80—100 *м*. Глубина залегания подземных вод на участке месторождения колеблется от 4—5 до 90 *м*.

Общий водоприток в горные выработки месторождения на глубине 50 *м* составлял 53,7 *м*^{3}/*час*, а на глубине 110 *м* увеличился до 145 *м*^{3}/*час*. Шахтные воды поступают в водосборники, откуда подаются на обогатительную фабрику для использования в технических целях. По химическому составу воды сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,4—0,5 *г/л*.

К этой группе относится также *Усуглинское* месторождение флюорита. Оно находится в верховье бассейна р. Ульдурги и располагается в пределах горного обрамления Кучегер-Усуглинской впадины. Месторождение слагают исключительно магматические породы: диориты, граниты, мелкозернистые граниты и эффузивы. В районе месторождения проходят два крупных и целый ряд мелких разломов. В зонах разломов породы раздроблены, милонитизированы, гидротермально изменены В обводнении месторождения принимают участие исключительно трещинно-жильные воды тектонических разрывов. Трещиноватость пород на месторождении распространяется до глубины 350—400 *м*. Обводненность его неравномерная. Верхняя значительная часть месторождения не обводнена. Пройденные во время разведки горизонтальные выработки и некоторые скважины до глубины 270 *м* были сухими. Подземные воды вскрыты лишь на отдельных участках в зонах разломов. Воды напорные, самоизливающиеся, с дебитом 1,25 *л/сек*. Водоприток в шахты глубиной 110 *м* должен составлять, по расчетным данным, 72 *м*^{3}/*час*. С проходкой горизонтальных выработок он увеличится до 200 *м*^{3}/*час*.

Обводненность месторождений зависит от геологической структуры, к которой они приурочены, а также от геоморфологических условий, наличия и характера мерзлой зоны, от глубины и размеров горных выработок и от периода эксплуатации. Наиболее обводненными являются

Таблица 92

Основные данные о геолого-структурных условиях и водопритоках в горные выработки на месторождениях полезных ископаемых

Месторождение	Литологический состав водоносных пород, геологическая структура	Глубина вскрытия, *м*	Водопритоки в горные выработки, *м³/час*	Коэффициент водообильности месторождения, *м³/т*
Месторождения, приуроченные к межгорным впадинам				
Букачачинское каменноугольное	Песчаники, глинистые сланцы и каменный уголь верхней юры — нижнего мела. Букачачинская впадина	337	90—450 100	8,6—2,71
Черновское буроугольное	Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей верхней юры — нижнего мела. Мульда в пределах Читино-Ингодинской впадины	95	80—400	Нет сведений
Тарбагатайское буроугольное	Переслаивание песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов и бурых углей верхией юры — нижнего мела. Средне-Хилокская впадина	—	125	6,0
Мордойское буроугольное	Переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов и бурых углей верхней юры — нижнего мела. Мордойская мульда в пределах Алтано-Кыринской впадины	77	19,3—60 до 100	Нет сведений
Арбагаро-Холбонское буроугольное	Переслаиванне аргиллитов, песчаников, углистых сланцев и бурых углей нижнего мела. Северо-западная часть Арбагаро-Шилкинской впадины	75 600	25—95 285	0,65—0,99
Харанорское буроугольное	Пески, глины четвертичные; пески, глины, глинистые сланцы, слабо сцементированные песчаники и бурые угли нижиего мела. Харанорская впадина	200	36—80 150—60 (Карьер)	14,8
Березовское железорудное	Алевролито-пелиты, конгломераты, конглобрекчии, брекчин нижнего мела. Аргунская впадина	140	930—7900	Нет сведений
Балейское золоторудное	Песчаники, конгломераты нижнего мела в зоне тектонических нарушений. Балейский грабен Ундино-Даинской впадины	366 34	109—286 600	3,35—20,2

Продолжение табл 92

Месторождение	Литологический состав водоносных пород геологическая структура	Глубина вскрытия *м*	Водопритоки в горные выработки, *м³/час*	Коэффициент водообильности месторождения *м³/т*
Месторождения, приуроченные к краевым частям межгорных впадин				
Калангуйское флюоритовое	Сланцы, песчаники и конгломераты юры, смятые в складки и осложненные тектоническими нарушениями, дайки порфиритов, гранитов, аплитов Горное обрамление Тургинской впадины	68—150 402	8,5—60,7 320—350	30
Абагайтуйское флюоритовое	Граниты, базальты и туфы верхней юры Краевая часть Аргунской впадины	172—322	2,15—65,0 25,2	Нет сведений
Месторождения, приуроченные к сланцево-карбонатным породам нижнего палеозоя				
Благодатское полиметаллическое	Доломитовые известняки верхнесилурийского возраста В районе месторождения широко развиты разрывные структуры, представленные четкими зонами разломов меридионального простирания	130	93—252	Нет сведений
Екатерино-Благодатское полиметаллическое	Доломитизированные известняки, трещиноватые, местами окварцованные (в зонах тектонических нарушений)	—	30—120	То же
Октябрьское полиметаллическое	Алевролито-сланцевые породы, известняки, доломиты палеозоя	100	100—150	„ „
Кличкинское полиметаллическое	Известняки, доломиты, мергели, развитые в зонах тектонических нарушений	74—124	100—120	„ „
Акатуевское полиметаллическое	Сланцево-карбонатные породы нижнего палеозоя, граниты, верхнеюрские эффузивы	60	90—100	„ „
Запокровское, Гурулевское,	Известняки, роговики, сланцы	234	5,4—7,2	„ „
Месторождения, приуроченные к песчанико-сланцевым породам палеозоя				
Хапчерангинское оловорудное	Песчаники, сланцы палеозоя в зоне тектонического нарушения	—	50—100	„ „
Любавинское золоторудное	Песчаники, сланцы	90	100—248	„ „
Ангатуйское вольфрамовое	Песчаники, сланцы, граниты		7,6—10	„ „

Продолжение табл. 92

Месторождение	Литологический состав водоносных пород, геологическая структура	Глубина вскрытия, *м*	Водопритоки в горные выработки, *м³/час*	Коэффициент водообильности месторождения, *м³/т*
Месторождения, залегающие в интрузивных породах и приуроченные к крупным тектоническим разломам				
Давендинское молибденовое	Граниты среднезернистые, биотитовые, пересеченные дайками лампрофиров, диоритовых порфиров и кварц-молибденовых жил. Зона регионального тектонического разлома	320	36—165	Нет сведений
Пегматитовое на северных склонах Кукульбейского хребта	Варисские, граниты, прорванные юрскими гипабиссальными и жильными телами гранит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, зона тектонического нарушения	170 230 300	175 670 1200	„ „
Шахтаминское молибденовое	Граниты, гранодиориты, пересеченные рудоносными жилами кварца. Породы разбиты тектоническими нарушениями северо-западного направления	150	85—145	„ „
Усуглиское флюоритовое	Диориты, граниты, эффузивы, метаморфические породы, осложненные целым рядом тектонических нарушений	110	200	„ „

месторождения (Букачачинское, Черновское, Балейское, Березовское), *приуроченные* к межгорным тектоническим впадинам, выполненным верхнеюрскими — нижнемеловыми породами. С этими структурами связаны артезианские бассейны, воды которых и участвуют в обводнении месторождений. Комплекс мезозойских отложений впадин значительно подвергнут разрывным тектоническим нарушениям, трещинно-жильные воды которых нередко играют значительную роль в обводнении горных выработок. Расположение месторождений ниже базиса эрозии способствует обводнению, а иногда и затоплению горных выработок. Приток воды в выработки за счет подтока подземных и поверхностных вод составляет 450 *м³/час* на Букачачинском, до 500 *м³/час* на Калангуйском и до 600 *м³/час* на Балейском месторождениях. Большую угрозу представляют также некоторые крупные реки, как, например р. Унда. В результате наводнения в 1948, 1958 гг. были затоплены горные выработки на Балейском месторождении.

Из месторождений, расположенных в пределах горно-складчатых *областей*, наиболее обводненными являются те, которые связаны с карбонатными породами. Водопритоки в малые горные выработки на этих месторождениях колеблются от 200—250 (рудник Благодатка) до 100—120 *м³/час* (Кличка, Акатуй).

Больше обводнены месторождения, приуроченные к крупным региональным разломам интрузивных пород (Дарасунское и Давендинское месторождения). Водопритоки на этих месторождениях в зависимости от глубины вскрытия и размеров горизонтальных выработок достигают 150—460 *м³/час*. Водопритоки в карьер по расчетным данным могут быть значительно бо́льшими.

Необходимо отметить также характер изменения водопритоков в зависимости от периода эксплуатации месторождения. Как уже отмечалось, первоначальные водопритоки в горные выработки обычно незначительные, но по мере их углубления они постепенно увеличиваются и через 15—20 лет достигают некоторого максимума. После этого периода постепенно наступает стабилизация водопритоков.

Однако не все месторождения области являются обводненными. Некоторые из них разрабатывались и эксплуатировались в благоприятных сухих условиях. Краткие сведения о типах месторождений по гидрогеологическим условиям приводятся в табл. 92.

Глава IX

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

В основу построения обзорной инженерно-геологической карты Читинской области м-ба 1 : 3 500 000 (прилож. 2) положен принцип формационного анализа территории. Породы коренной основы на карте объединены в следующие формации: интрузивные, вулканогенные, метаморфические, вулканогенно-осадочные, терригенные, карбонатные, терригенно-карбонатные, молассовые и угленосные. Поверхностные отложения образуют формации аллювиально-ледниковых и аллювиальных равнин. Все коренные породы, за исключением пород угленосной и вулканогенно-осадочной формаций мезозоя, относятся к группе скальных*. Угленосная формация представлена полускальными породами с прослоями пластичных**. В вулканогенно-осадочной формации мезозойского геотектонического этапа скальные породы (эффузивы) перемежаются с полускальными (туфогенные и нормально-осадочные породы).

При составлении обзорной инженерно-геологической карты и карты инженерно-геологического районирования были использованы новейшие геологические, геотектонические, геоморфологические, гидрогеологические, мерзлотные и другие карты и схемы.

Территория Читинской области находится в пределах двух крупных инженерно-геологических регионов первого порядка: Сибирской платформы и Восточно-Сибирской складчатой области.

Существенное инженерно-геологическое значение для данной территории имеют последние этапы мезо-кайнозойской истории развития регионов. С конца верхнеюрской эпохи на территории Читинской области обособились три крупных региона (II порядка): 1) Сибирская платформа (южная окраина); 2) регион внегеосинклинального развития в мезозое; 3) регион геосинклинального развития в мезозое.

Два последних региона находятся в пределах Восточно-Сибирской складчатой страны.

В пределах регионов второго порядка по геоморфологическому признаку выделяются области. Поскольку крупные черты рельефа (хребты, межгорные понижения), глубина и интенсивность расчлененности рельефа, а также характер и мощность поверхностных отложений являются следствием новейших движений земной коры, происходивших в верхнем мелу и кайнозое, области в общем совпадают с неотектоническими структурами.

Ниже дается описание регионов и областей.

---

* Фундамент Восточно-Сибирской гидрогеологической складчатой области *(прим. ред.)*.

** Чехол *(прим. ред.)*.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В пределах Читинской области, севернее хр. Кодар располагается южная окраина Сибирской платформы. Эта территория представляет собой область столовых гор (Чарская область), в которой выделяются район с сохранившимся плащом нижнекембрийских отложений и район, сложенный архейскими метаморфическими породами.

Рельеф первого района представляет собой денудационно-карстовое плато. Нижнекембрийские отложения представлены интенсивно карстующимися доломитами и известняками (карбонатная формация). Сильно карстующаяся толща известняков и доломитов разделяется пачкой пестроцветных мергелей, которая обусловливает развитие двухэтажного карста. В закарстованных карбонатных породах, по аналогии с соседним Алданским золотоносным районом Якутской АССР, имеющим сходные природные условия, можно встретить как подземный карст (галереи, пещеры, колодцы — часто очень больших размеров), так и разнообразные карстовые формы на поверхности, образующие своеобразный карстовый ландшафт. Характерными для района являются полья, имеющие неправильную вытянутую форму. Ширина их достигает 1,5 *км* при протяженности в несколько километров. Песчано-глинистые отложения, выполняющие эти замкнутые котловины, находятся в мерзлом состоянии и содержат мощные линзы льда. На поверхности польев широко развит термокарст. Карстовые полости создают своеобразие гидрогеологического и термического режима известняковых толщ (Билибин, 1956), в результате чего вдоль путей циркуляции воды и воздуха происходит уничтожение многолетней мерзлоты. Если известняки и сохраняются в многолетнемерзлом состоянии, то лишь отдельными замкнутыми участками, разобщенными между собой путями циркуляции воды. При заполнении карстовых полостей рыхлым материалом наблюдается обратная картина — новообразование многолетней мерзлоты. Закарстованные массивы пород характеризуются повышенной обводненностью. Содержащиеся в них трещинно-карстовые воды дают вдоль контакта с менее водопроницаемыми породами большое количество источников. Последние являются причиной заболоченности больших площадей. В составе четвертичных отложений, залегающих на водоразделах и склонах, преобладают песчано-глинистые, щебенистые и песчаные образования. Глинистые породы часто макропористые. Аллювиальные отложения имеют преимущественно песчано-галечный состав.

Второй район, сложенный архейским фундаментом платформы, изучен очень слабо. Рельеф района представляет собой интенсивно расчлененное плоскогорье с отдельными гольцовыми вершинами. Породы кайнозойского чехла, покрывающего водоразделы и склоны, представлены в большинстве случаев щебенкой и глыбами с песком, реже песком и галькой. Мощность их на водоразделах обычно не превышает 10 *м*, достигая на склонах 50 *м*. Аллювиальные отложения имеют в основном песчано-гравийный и гравийно-галечный состав. Мощность аллювия составляет около 20 *м*.

В заключение следует отметить, что породы, имеющие распространение в пределах этой области, являются прочными и высокопрочными скальными грунтами. Интенсивное проявление карстовых процессов в сочетании с пятнистой неустойчивой многолетней мерзлотой и широким развитием заболоченности способствует усложнению инженерно-геологических условий области. При строительстве на породах карбонатной формации следует учитывать возможность провальных деформаций, большие потери воды (в случае создания водохранилищ) и другие явления.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРАНА

Регион внегеосинклинального развития в мезозое (Байкало-Становое сводовое поднятие). Регион занимает северную, западную и центральную части Читинской области. На юге и юго-востоке его граница с третьим регионом совпадает с крупными, отчетливо выраженными в рельефе, древними разломами. Широкое распространение мезозойских тектонических депрессий является характерной чертой региона. В позднем мезозое и кайнозое регион испытал активные восходящие подвижки.

На площади региона наибольшим распространением пользуются интрузивные породы. Зона открытой трещиноватости обводнена.

Водовмещающие породы характеризуются пестрой водообильностью. Воды пресные или слабо солоноватые. Агрессивность вод определялась только в пределах Читино-Ингодинской, Харанорской и Хилокской впадин. Воды в большинстве своем неагрессивные. Однако на отдельных участках надмерзлотные и грунтовые воды аллювиальных отложений содержат агрессивную углекислоту свыше допустимой нормы, т. е. более 8 *мг/л*. Встречаются участки распространения вод с сульфатной агрессивностью (курорт Угдан). Глубина залегания подземных вод находится в зависимости от степени расчлененности рельефа, дренированности массивов пород, наличия многолетней мерзлоты и ее мощности. Она изменяется от 0 до 100 *м* и более. Регион примерно до широты Беклемишевских озер находится в пределах Северо-Байкальской геокриологической провинции и характеризуется повсеместным распространением многолетнемерзлых пород, большой амплитудой их мощностей и температур, наличием крупных массивов подземных льдов. Южнее распространение мерзлой зоны имеет островной характер. В рельефе региона преобладают высокие и средней высоты горы.

В границах региона выделено три области, различные в инженерно-геологическом отношении: Каларо-Чарская и Даурская — высокогорные и Селенгино-Олекминская область средних и низких грядовых гор.

Каларо-Чарская высокогорная область занимает северную часть региона, севернее долины р. Калакан.

В пределах области расположены Чарская, Муйская, Таксимская и другие межгорные котловины и обрамляющие их высокие горные хребты: Северо-Муйский, Южно-Муйский, Кодар, Удокан и Каларский.

Хребты сложены скальными породами самых нижних структурных этажей. Среди них различают высокометаморфизованные породы: гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы и относительно слабометаморфизованные песчаники и алевролиты. Широким развитием пользуются гранитоиды, а также кайнозойские базальты.

Межгорные впадины выполнены мощными толщами кайнозойских грубообломочных пород ледникового и аллювиально-пролювиального генезиса. Муйская, Чарская и другие межгорные впадины представляют собой слабо расчлененные аллювиально-ледниковые равнины, центральная часть которых занята заболоченными поверхностями поймы и I надпойменной террасы рек Муи, Чары и их притоков. Болота занимают иногда до 80% площади депрессий, в которых наблюдается много неглубоких и незначительных по площади озер различного генезиса, обычно перемерзающих в зимнее время.

В пределах котловин широко развиты бугры пучения. Массовое солифлюкционное течение рыхлого материала наблюдается даже при малых уклонах. Все это с повсеместным развитием заболоченности затрудняет выбор строительных площадок. Сравнительно часто здесь мож-

но наблюдать свежие, преимущественно аккумулятивные, ледниковые формы рельефа — валы конечных морен, озы и камы, а также значительные участки, сложенные эоловыми песками В районе нижнего течения р. Среднего Сакукана наблюдается развевание песков, сформировавшее типичную песчаную пустыню с движущимися барханами.

Каларо-Чарская область известна своей высокой сейсмичностью, следами молодого вулканизма и обилием молодых сейсмогенных разломов По схеме сейсмического районирования Восточной Сибири она находится в сейсмическом районе с максимальной силой землетрясений 9—10 баллов Здесь с 1917 по 1962 г зарегистрировано семь землетрясений, следствием которых явилась сложная система сейсмодислокаций

Необходимо заметить, что интенсивность проявления землетрясений в днищах межгорных котловин, сложенных мощной толщей рыхлых отложений, на 3—4 балла меньше, чем на участках, сложенных коренными породами При проектировании должна обязательно учитываться высокая сейсмичность территории, одиако указанная выше неоднородность проявления землетрясений указывает на целесообразность микрорайонирования территории по степени интенсивности сейсмопроявлений

Каларо-Чарская область характеризуется преимущественно сплошным развитием мерзлой зоны, весьма большой ее мощностью и низкой температурой многолетнемерзлых пород Из физико-геологических явлений, связанных с многолетней мерзлотой, широким распространением пользуются заболоченность, наледи, гидролакколиты, термокарст и солифлюкция.

Значительная тектоническая трещиноватость пород, интеисивные процессы физического выветривания, высокая сейсмичность и обилие летних атмосферных осадков способствуют широкому развитию обвалов и селей Массовые обвалы происходят в периоды землетрясений Так, Муйское землетрясение сопровождалось обвалами на расстоянии до 225 *км* от эпицентра Снежные обвалы (лавины), происходят довольно часто, в основном в начале весны Они возникают преимущественно на склонах южной экспозиции

Область имеет тяжелые условия зимнего водоснабжения вследствие весьма глубокого залегания подмерзлотных вод и перемерзания многих рек

Каларо-Чарская область является сейсмо-, селе-, обвало и лавиноопасной, что в сочетании с высокогорным, интенсивно расчлененным, труднодоступным рельефом определяет ее инженерно-геологические условия как весьма неблагоприятные.

Даурская высокогорная область расположена в южной части региона. Она отделяется от Селенгино-Олекминской области Чикойской и Ингодинской депрессиями. Рельеф области характеризуется резкой расчлененностью Преобладающими в составе пород являются разнообразные интрузивные породы На западе и северо-западе области сохранились породы терригенной геосинклинальной формации среднего палеозоя. Это — регионально-метаморфизованные, однообразно переслаивающиеся песчаники, алевролиты и сланцы В верховье Ингоды и Чикоя широко развиты породы верхней терригенной формации палеозоя, в составе которых участвуют слабо метаморфизованные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники.

Среди пород кайнозойского чехла широким распространением в пределах гольцов пользуются морены второй фазы долинного оледенения, которые в большинстве случаев являются валунно-галечными образованиями Элювиальные образования в пределах водоразделов представлены также грубообломочными породами Мощность каменных россы

пей колеблется от 1,5 до 4 *м*. В литологическом составе аллювиальных отложений р. Ингоды и Чикоя также преобладает крупнообломочный материал (русловая фация).

Из физико-геологических явлений наблюдаются обвалы, сели, снежные лавины, болота, наледи, термокарст и солифлюкция. В пределах высокогорной части область характеризуется сплошным развитием зоны многолетнемерзлых пород, мощность которой, по ориентировочным данным достигает 200 *м*.

В пределах Даурского поднятия имеются активные глубинные разломы, а к переходной зоне Даурского свода и соседних депрессий приурочены эпицентры семибалльных землетрясений. По Н. А. Флоренсову, эта область является потенциально сейсмоактивной структурой Восточной Сибири.

Сильно расчлененный высокогорный рельеф области и связанные с ним обвалы, сели, снежные лавины, а также наличие многолетней мерзлоты и широкое повсеместное развитие заболоченности создают неблагоприятные инженерно-геологические условия области.

Селенгино-Олекминская область средних и низких гор занимает центральную часть региона и всей Читинской области. Территория области, расположенная к северу от верховьев Олекмы, сложена преимущественно гранитоидами. Наблюдаются также поля метаморфических пород протерозойского возраста. Рельеф этой части области представляет собой средние и низкие горы — эрозионное плоскогорье. К югу от верховьев Олекмы и к востоку от р. Нерчи сохранились местами породы угленосной и вулканогенной формации мезозойского этапа. К западу и юго-западу от долины р. Нерчи наряду с широким развитием гранитоидов и метаморфических пород широко представлены отложения угленосной формации, выполняющие мезозойские грабен-синклинали. Рельеф этой части области является среднегорным (1200—1600 *м*), с хорошо выраженными параллельными хребтами северо-восточного простирания. Разделяющие их мезозойские впадины представляют собой слабо расчлененные аккумулятивные плато, к которым, как правило, приурочены долины крупных рек Ингоды, Читинки, Хилка, Нерчи и др. На этих участках речные долины являются широкими и террасированными. В пределах депрессий часто наблюдаются крупные озера и их террасы. Впадины выполнены мульдообразно залегающими алевролитами, аргиллитами, глинами, песчаниками и конгломератами верхнеюрско-нижнемелого возраста, содержащими прослои бурых углей. Эти слабо диагенезированные породы относятся к инженерно-геологической группе полускальных пород, которые присутствуют также в составе мезозойской вулканогенно-осадочной формации, приуроченной к бортам депрессий. Здесь широко распространены рыхлые кайнозойские отложения. Среди них наиболее широко развиты аллювиальные, элювиальные, делювиальные и пролювиальные. Аллювиальные отложения слагают речные террасы. Они имеют преимущественно песчано-галечный состав мощностью до 50—60 *м* (долина р. Читинки). Делювиальные отложения залегают на склонах и образуют предгорные шлейфы, часто спускающиеся на поверхность речных террас. Пролювий слагает конусы выноса в устьях падей. Литологический состав тех и других отложений зависит от петрографического состава пород, залегающих выше по склону. В их составе преобладает крупнообломочная фракция. Элювиальные образования весьма разнообразны. Их характер, состав и мощность находятся в зависимости от состава материнской породы, устойчивости ее к выветриванию, продолжительности процесса выветривания и других факторов. Сведения о наличии древней глинистой коры выветривания на описываемой территории отсутствуют.

Горный рельеф является неблагоприятным фактором инженерно-геологических условий области. Все города и промышленные районы описываемой территории расположены в межгорных впадинах, которые резко отличаются по своим инженерно-геологическим условиям от остальной территории области.

Слагающие их породы угленосной формации имеют глинистый цемент и низкую прочность на раздавливание. Породы — очень неустойчивы к выветриванию. Наименее устойчивыми являются алевролиты и аргиллиты, преобладающие в составе отложений мезозойских депрессий. В процессе выветривания они превращаются в сильно сжимаемые суглинки и глины, которые являются малоблагоприятным основанием сооружений, так как легко размокают и размываются, а также проявляют пучинистые свойства в условиях их увлажнения и сезонного промерзания. Из опыта строительства в районе г. Читы известно, что одной из главных причин массовых деформаций зданий является ежегодное зимнее пульсационное пучение и последующее летнее оттаивание элювиальных глинистых пород в основании сооружений. Элювиальные суглинки при переходе из мерзлого состояния в талое дают весьма значительную осадку, достигающую в отдельных случаях 23%. Песчаники и конгломераты служат хорошим основанием промышленных гражданских зданий независимо от степени выветрелости и теплового состояния пород.

Несжимаемые или слабо сжимаемые песчано-галечные отложения, слагающие высокие речные террасы, обладают достаточной несущей способностью для сооружений с допустимой нагрузкой на грунт до 2 *кг/см*^{2}. Все капитальные каменные здания, возведенные на древних террасах, сложенных сухими песками, не имеют деформаций. Прослои суглинков и глин в составе аллювия низких террас часто являются причиной деформаций зданий вследствие значительных неравномерных осадок при оттаивании, а также большой сжимаемости и способности глинистых пород к пучению.

По данным наблюдений за реперами в зданиях, построенных на первых надпойменных террасах рек Ингоды и Читинки (Салтыков, 1950), установлено, что суммарная уплотняемость грунта составляет в среднем 20 *мм* на 1 *м* оттаивания, включая сюда как тепловую осадку, так и осадку нагрузки. Наибольшая осадка (до 10—30% от мощности оттаивающего слоя) наблюдается в том случае, когда в основании сооружения залегают мелкозернистые глинистые пески и суглинки. Практика строительства в г. Чите и ее окрестностях богата примерами значительных деформаций, являвшихся результатом неравномерного оседания сооружений. В качестве примера можно указать неоднократно описанные в литературе (Еремин, 1937; Салтыков, 1950 и др.) здания железнодорожных мастерских и электростанций. В результате ежегодного пульсационного пучения деформируются не только каменные, но и одноэтажные деревянные постройки. Этому в значительной степени способствуют высоко залегающие грунтовые воды, которые выжимаются из надмерзлотного горизонта в процессе промерзания грунтов, окружающих участок, в образуемый под сооружениями местный непромерзающий галик. Воды обладают напором в зимний период. При подъеме их уровня, под зданиями происходит дополнительное замачивание глинистых пород. Глубина сезонного промерзания в зависимости от литологического состава пород, гидрогеологических и микроклиматических условий колеблется от 2—3 *м* в глинистых породах до 5—5,5 *м* в песках и песчаниках. Мощность слоя летнего оттаивания составляет 1—4 *м*. Наличие многолетнемерзлых пород в значительной мере определяет инженерно-геологические условия местности. При этом определяющим явля-

ется не сам факт их наличия, а свойства многолетнемерзлых пород. Опасность представляют только льдонасыщенные мерзлые породы, которые при оттаивании вызывают неравномерные осадки пород в основании сооружения. Большие неравномерные осадки приводят к заметным, иногда аварийным деформациям зданий. Обычно ледяные включения содержатся в аллювиальных глинистых породах и в зоне выветривания алевролитов и аргиллитов. Морозные породы, к которым относятся почти все скальные и значительная часть полускальных пород, имеющих отрицательные температуры и не содержащих льда, по своим физико-техническим свойствам не отличаются от немерзлых.

С многолетней мерзлотой и процессами сезонного промерзания связаны такие явления, как бугры пучения, гидролакколиты, термокарст, наледи и заболоченность. Наибольшие по площади заболоченные участки приурочены к пойме и первой надпойменной террасе, а также к днищам падей, где верхняя граница зоны многолетней мерзлоты находится на небольшой глубине. Гораздо реже заболоченные участки встречаются на пологих склонах и водоразделах.

Ливневой характер летних осадков, сопровождающихся интенсивным таянием снега в горах, приводит к катастрофическим паводкам рек, а широкое распространение рыхлых кайнозойских отложений обусловливает активное оврагообразование.

Из инженерно-геологических явлений в пределах области кроме деформаций пучения в основаниях сооружений и осадок в результате оттаивания многолетней мерзлоты имеют место также обрушения и сдвиги пород кровли в отработанных подземных горных выработках, которые сопровождаются образованием на поверхности мульдообразных понижений или воронок диаметром до 10 *м* и глубиной 3—4 *м*.

Область характеризуется сложными инженерно-геологическими условиями.

Регион геосинклинального развития в мезозое. Регион включает все юго-восточное Забайкалье. В мезо-кайнозое регион испытал лишь слабые поднятия и опускания. В результате этого, на его территории сохранились палеозойские и древнечетвертичные отложения, а также древняя кора выветривания.

В пределах региона наряду с интрузивными породами широким развитием пользуются осадочные отложения и вулканогенные образования палеозоя в составе терригенной, карбонатной и вулканогенной формаций. Широко представлены мезозойские породы терригенной, молассовой и вулканогенной геосинклинальных формаций. Большие площади слагает угленосная формация. Чехол кайнозойских отложений представлен разнообразными генетическими комплексами.

Характерной особенностью региона является широкое развитие растворимых карбонатных пород в составе терригенно-карбонатной формации. В результате этого наблюдается расширение речных долин на участках их распространения, а также появление редких карстовых форм и некоторое повышение минерализации трещинно-карстовых вод.

Пестрота геологического строения обусловливает многообразие водоносных комплексов и их типов, а степной ландшафт южной части региона с замкнутыми бессточными западинами — несколько более высокую минерализацию подземных вод.

Распространение многолетней мерзлоты носит островной характер. Многолетнемерзлые породы региона имеют сравнительно высокую температуру, которая колеблется от минус 0,1—0,2° до минус 1,0—1,5°. В пределах региона имеют распространение как мерзлые, так и морозные горные породы. Морозными в юго-западном Забайкалье являются

монолитные скальные породы, рыхлые грубообломочные сухие отложения и толщи, содержащие сильно минерализованную воду*.

Рельеф региона представляет собой систему гор и плоскогорий. В пределах региона выделено две инженерно-геологические области: Шилко-Аргунская и Газимурская.

Шилко-Аргунская область окаймляет с северо-запада, запада и юго-запада Газимурскую область и совпадает с периферией мезозойской геосинклинали. Область представляет собой мезозойскую пенепленизированную равнину, находящуюся в различных стадиях расчленения. На левобережье р. Шилки она имеет характер горно-сопочной равнины с мягкими формами рельефа. В западной и юго-западной частях области (верхнее течение р. Онона, бассейны Или и Туры, правобережье Ингоды и Шилки) — рельеф среднегорный. Остальная часть области представляет собой слабо расчлененное плоскогорье — Борзинская холмисто-увалистая и Приаргунская горно-сопочная равнины.

Для всей области характерно широкое распространение слабо расчлененных аккумулятивных равнин с холмисто-увалистым рельефом. Эти равнины приурочены к полям развития мезозойских и кайнозойских отложений. Обширные слабо расчлененные равнинные пространства наблюдаются на юге района. Для них характерны обширные бессточные котловины, как правило, занятые озерами.

Область имеет очень сложное геологическое строение. Значительные площади слагают скальные, интенсивно дислоцированные и метаморфизованные породы терригенной и вулканогенно-осадочной формаций среднего и верхнего палеозоя. Это кварцитовидные и полимиктовые песчаники, глинистые и филлитовидные сланцы, конгломераты, гравелиты, зеленокаменные эффузивы и кремнистые породы, туфы и туфопесчаники. Широко распространены и вулканогенные породы. Карбонатные породы кембрия, сохранившиеся в виде ксенолитов в интрузивных массивах, представлены кристаллическими и мраморизованными известняками и мергелями. Угленосную формацию слагают преимущественно песчаные и глинистые полускальные и пластичные породы. Среди разнообразных генетических комплексов четвертичных отложений наиболее широко представлены элювиальные и аллювиальные породы. Элювиальные образования в отличие от других областей характеризуются более интенсивным химическим выветриванием. На водоразделах верхние горизонты современного элювия представлены легкими супесями и суглинками, с большим содержанием (до 25% и более) дресвы и мелкого щебня. Суглинки имеют макропористую структуру. В нижних горизонтах они обогащаются крупнообломочной фракцией и подстилаются горизонтом дресвы или трещиноватыми породами зоны выветривания. Аллювиальные отложения представлены песками и гравийно-галечными породами с линзами и прослоями суглинков и супесей, мощность аллювия составляет 3—15 *м*. Очень типично для области повсеместное распространение макропористых лёссовидных суглинков в составе элювиальных, делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений. Мощность лёссовидных отложений достигает 12 *м*.

Наблюдается строгая приуроченность многолетнемерзлых пород к участкам мелкозернистых отложений: глин, суглинков, иловатых супесей и глинистых песков. Глубина залегания верхней границы многолетнемерзлых пород колеблется от 2 до 10 *м*, реже до 20 *м*, мощность обычно не превышает 10—20 *м*, чаще составляет 5—10 *м*.

Грунтовые воды залегают на водоразделах на большой глубине, а в межгорных впадинах и долинах рек до глубины 5—10 *м*.

* Отнесение последних к морозным является дискуссионным *(прим. ред.)*.

Помимо явлений заболоченности, наледей, гидролакколитов, бугров пучения и термокарста, непосредственно связанных с многолетней мерзлотой, имеют место обвалы на подмываемых рекой береговых склонах. На участках развития мезозойских и кайнозойских отложений возможны значительные по масштабу оползни. Отсутствие древесной растительности и ливневые летние осадки создают благоприятные условия для развития оврагов и селевых потоков. Случаются также катастрофические паводки рек. Карстовые явления наблюдаются довольно редко, что объясняется значительным окварцеванием известняков. Карст в известняках развивается по тектоническим трещинам или приурочен к сильно раздробленным и брекчированным зонам. Большинство карстовых пещер находится значительно выше современного уровня подземных вод. Часто в пределах речных долин наблюдаются современные и древние закрепленные эоловые формы.

Большие равнинные пространства, мягкие формы рельефа, незначительное распространение многолетнемерзлых пород и заболоченности создают довольно благоприятные условия освоения Шилко-Аргунской области. При строительстве необходимо учитывать просадочные свойства лёссовидных отложений и способность к пучению водонасыщенных глинистых пород при промерзании.

Газимурская область расположена на междуречье Шилки и Аргуни, в их нижнем течении. Эта область является средненизкогорной. Она состоит из ряда параллельных хребтов северо-восточного простирания. Хребты Газимурский, Урюмканский и Борщовочный разделяются полосами низкогорья. Речные долины Шилки, Аргуни, Амура и их крупных притоков — широкие, террасированные. К ним примыкает полоса интенсивного эрозионного расчленения. Склоны долин — крутые, местами обрывистые.

В отличие от Шилка-Аргунской области в Газимурской области наиболее широко развиты в различной степени дислоцированные и метаморфизованные мезозойские терригенные толщи и интрузивные породы. Значительные поля слагают валунные конгломераты молассовой юрской формации, вулканогенные породы верхней юры, кайнозойские базальты, протерозойские кристаллические сланцы, роговики, кварциты и карбонатные породы. Все описанные породы относятся к группе скальных и являются крепкими, прочными и устойчивыми к процессам выветривания.

По степени выветрелости преобладающая часть пород относится к глыбовой зоне и только на отдельных участках — к мелкообломочной. Все породы по своей прочности и крепости не вызывают сомнения относительно их устойчивости. Межгорные впадины выполнены угленосной формацией, по составу и свойствам пород аналогичной описанной в соседних областях. Широко развиты четвертичные отложения различного генезиса. Характерно наличие в их составе большого количества крупнообломочного и глинистого материала. Наибольшую мощность (более 20 *м*) имеют аллювиальные и пролювиальные отложения. В юго-западной части области, в зоне степного и лесостепного ландшафта повсеместно развиты лёссовидные суглинки.

Четвертичные глинистые породы в многолетнемерзлом состоянии обычно всегда льдонасыщены. В северо-восточной половине области они занимают несколько большие площади, чем на юго-западе — в степной и лесостепной зоне. Здесь же широко развиты моховые болота, термокарстовые западины, курумы, наледи и бугры пучения. Наледи, бугры пучения и заболоченность — характерны для всего Забайкалья. В описываемой области наледи развиты в падях у выходов источников подмерзлотных вод. Размеры наледей достигают 200—300 *м* в диаметре и

3 *м* в высоту. Обвалы и осыпи имеют локальное распространение на подмываемых реками участках. Обычно небольшие объемы обваливающихся пород не представляют опасности при строительстве. Карстовые формы наблюдаются довольно редко, что объясняется слабой растворимостью кристаллических известняков

Инженерно-геологические условия Газимурской области достаточно сложные. Неблагоприятными факторами инженерно-геологических условий является крутосклонный рельеф, наличие мерзлых льдонасыщенных пород в пределах падей и низких речных террас, большие площади, занятые болотами, процессы сезонного пучения элювиальных и аллювиальных глинистых пород, а также широкое распространение просадочных лессовидных отложений.

Пестрота литологического состава пород, их интенсивная трещиноватость, островное распространение зоны многолетней мерзлоты, карстовые явления и широкое развитие лёссовидных суглинков требуют проведения детальных инженерно-геологических исследований в пределах описываемой территории.

На большей части района, где температура многолетнемерзлых пород относительно высокая, строительство тепловыделяющих зданий возможно лишь по принципу уничтожения мерзлого состояния пород под зданиями. Строительство по принципу сохранения мерзлого состояния пород возможно лишь в крайней северо-восточной части области, да и то лишь при условии усиленного по сравнению с обычными нормами проветривания подполий отапливаемых сооружений.

Инженерно-геологические свойства пород. В пределах Забайкальской горной страны можно выделить три группы пород, очень резко отличающиеся друг от друга по своим инженерно-геологическим свойствам. К ним относятся: 1) магматические, метаморфические и метаморфизованные терригенные и карбонатные породы; 2) континентальные отложения мезозойских впадин; 3) четвертичные отложения.

1. Породы первой группы являются очень прочными и крепкими В невыветрелом состоянии (табл. 93—95) предел их прочности в десят-

Таблица 93

Прочность пород на раздавливание (Газимурская, частично Шилко-Аргунская инженерно-геологические области)

Формация	Петрографические типы пород	Прочность, *кг/см²*			Число определений
		минимальная	максимальная	средняя	
Интрузивная	Граниты биотитовые, роговообманковые, лейкократовые, средне- и крупнозернистые	510	959	786	9
	Граниты биотитовые, разгнейсованные	1050	1122	1086	2
Метаморфическая	Гнейсы очковые			854	1
Терригенная (юрская, метаморфизованная)	Песчаник кварцевый, мелкозернистый			1478	1
	Гравелит мелкозернистый			1285	1
Карбонатная	Известняки кристаллические, мраморизованные, рассланцованные	795	1956	1190	6

ки и сотни раз превышает нагрузки, которые они испытывают в основании любых сооружений. Тем не менее по составу, условиям залегания, текстурным особенностям, степени и характеру трещиноватости, среди них выделяются: интрузивные, вулканогенные, метаморфические, терригенные породы палеозоя — мезозоя и карбонатные породы.

Интрузивные породы, слагающие бóльшую часть Читинской области, на 85—90% представлены породами гранитоидного ряда. В подчиненном положении в массивах интрузивных пород находятся гранодиориты, диориты и породы основного и среднего состава. По минералогическому составу, структуре, текстуре и условиям залегания более молодые мезозойские граниты часто ничем не отличаются от гранитов, слагающих соседние более древние палеозойские плутоны. Эти разновозрастные интрузивные породы различаются по петрографическому признаку — условиям кристаллизации темноцветных минералов (юго-восточное Забайкалье).

Граниты представлены в большинстве случаев массивными разностями. Среди архей-протерозойских и нижнепалеозойских гранитоидов часто встречаются разгнейсованные породы. Граниты — крепкие и очень крепкие породы. Коэффициент их крепости равен 15—20. По классификации Протодьяконова, они относятся к породам очень крепким и в высшей степени крепким (I и II категории).

Массивные разности гранитов выдерживают нагрузку порядка 1000—2000 *кг/см*^{2}, хотя в отдельных образцах она падает до 600—700 *кг/см*^{2} и может достигать 8500 *кг/см*^{2}. Исследования А. В. Жуковской показали, что граниты лейкократового облика имеют плотность 2,5—2,6 *г/см*^{3}; с увеличением основности плотность возрастает и уже у габбро-диоритов достигает 2,78—2,80 *г/см*^{3}. Различий в плотности мезозойских и палеозойских гранитов не наблюдается. Гранитоиды в массиве имеют интенсивную и неравномерную трещиноватость. Они разбиты сложной системой сообщающихся между собой трещин. Степень трещиноватости различных гранитных массивов, а также различных участков одного и того же гранитного массива зависит от многих факторов и прежде всего от возраста гранитной интрузии. Те граниты, которые подвергались воздействию более длительных тектонических напряжений, являются, как правило, и более трещиноватыми. Кроме того, степень трещиноватости этих пород находится в зависимости от положения данного гранитного массива или отдельного участка его в общей геологической структуре района. Трещиноватость резко увеличивается вблизи крупных тектонических нарушений. Трещиноватость гранитов определяется также глубиной застывания гранитной магмы и интенсивностью процессов выветривания.

Трещины в интрузивных породах по своему происхождению разделяются на трещины первичной отдельности, тектонические и трещины выветривания. Первые два генетических типа трещин трудно различаются; обычно это крупные глубокие трещины шириной от долей до нескольких сантиметров, с гладкими ровными поверхностями. Эти трещины образуют в породе столбчатую и плитчатую отдельность. Тектонические трещины имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное простирания. Расстояние между трещинами колеблется от нескольких до 20 *см* и более. С поверхности граниты разбиты трещинами выветривания. Часть трещин заполнена кварцем и другими минералами жильной серии, а многие — глинистыми продуктами выветривания.

С глубиной трещиноватость гранитов затухает. Д. С. Соколов считает, что вне зон крупных тектонических разломов эффективная трещиноватость вряд ли продолжается на глубину свыше 70—80 *м*. Мощность зоны трещиноватости составляет 100—150 *м*. В пределах зон

Таблица 94

Схема региональной инженерно-геологической классификации пород Читинского района (Селенгино-Олекминская область)
Поверхиостные отложения. (Четвертичные отложения речных долии и склонов)

Геолого-генетический комплекс	Основные стратиграфические пачки	Петрографический тип пород	Условия залегания	Обобщенные показатели инженерно-геологических своиств немерзлых пород: естественная влажность, %	объемный вес при естественной влажности, г/см³	коэффициент пористости	коэффициент естественного уплотнения, K_d	предел текучести	число пластичности	скорость размокания в воде	модуль деформации	сопротивление сдвигу: угол внутреннего трения	сопротивление сдвигу: сцепление, кг/см²	Глубина сезонного промерзания, м	Поведение пород в основаниях сооружений (из опыта строительства)
Аллювиальный	Рек Ингоды и Читинки	Отложения поймы и первой надпойменной террасы													
			Суглинки тяжелые	35	1,74	1,07	0,3	35,0	10,0					3—4	Суглинки и супеси испытывают пучение при промерзании и последующие осадки при оттаивании. В результате этого здания, построенные на поверхности поймы и I надпойменной террасы, в большинстве случаев деформируются
			Супеси тяжелые	21	1,79	0,83		29,5	4,0						
			Пески тонко- и мелкозернистые	14	1,64	0,77									
			Пески разнозернистые с гравием		1,45	0,77									
		Отложения второй надпойменной террасы													
			Гравий и галька в песчаном и супесчаиом заполнителе		1,76	0,51									
			Суглинки и супеси												Пески независимо от теплового состояния являются хорошим основанием промышленных и гражданских зданий Здаиия с давлением на грунт до 2,0 кг/см² при глубине заложения фундамента 1,3—2,0 м не подвержены деформациям. В случае залегаиия линз суглинков в основании сооружений интенсивны процессы пучения, вызывающие деформации зданий
			Пески разнозернистые	7	1,76	0,64					330			3,5—5,5	
			Галька и валуны в гравийно-песчаном заполнителе												
		Отложения высоких надпойменных террас													
			Суглинки песчанистые	20	1,90	0,69	1,0	29,0	9,5		50	26°	0,4		
			Пески разнозернистые, с гравием	6	1,70	0,66									
	Мелких притоков	Отложения днищ, падей													
			Глины, суглинки, супеси, реже пески											3—4	Все здания, построенные в днищах падей, деформируются вследствие интенсивного пульсационного пучения суглинков и глин. При мощности аллювия до 2 м устойчивость сооружений обусловливается свойствами подстилающих аллювий пород
			Галька и щебенка с валунами в глинистом заполнителе												

Продолжение табл. 94

Геолого-генетический комплекс	Основные стратиграфические пачки	Петрографический тип пород	Условия залегания	Обобщенные показатели инженерно-геологических свойств немерзлых пород											Глубина сезонного промерзания, *м*	Поведение пород в основаниях сооружений (из опыта строительства)
				естественная влажность, %	объемный вес при естественной влажности, *г/см³*	коэффициент пористости	коэффициент естественного уплотнения, K_d	предел текучести	число пластичности	скорость размокания в воде	модуль деформации	сопротивление сдвигу: угол внутреннего сцепления	сопротивление сдвигу: сцепление, *кг/см²*		
Элювиальный	Элювий четвертичного возраста, образовавшийся в местах отсутствия или небольшой мощности покрова четвертичных отложений. Исходная порода—алевролиты угленосной формации	Суглинок тяжелый	Залегает в виде слоя, параллельно дневной поверхности, мощностью 0,7—0,9 *м*	19	1,82	0,68	1,1	39,5	14,2	3 мин.	35	27°30′	0,60	3,0—4,0 Мерзлые породы обычно льдонасыщены	Суглинки в условиях их увлажнения и залегания в пределах слоя сезонного промерзания подвержены ежегодному пучению. Пучение основания является причиной деформации зданий. Деформации сооружений вызываются также неравномерными, иногда значительными осадками вследствие оттаивания многолетней мерзлоты
		Суглинок с дресвой алевролита	То же 0,4—0,6 *м*	20	1,82	0,72	1,3	40,5	13,0	6 мин.	70	27°	0,45		
		Дресва и мелкая щебенка алевролита с суглинком-заполнителем	То же 0,6—1,8 *м*	20	1,88	0,70	1,3	39,0	12,7	7 мин.	60	15°	0,45		
		Щебенка алевролита. Заполнитель — суглинок	То же 0,5—2,5 *м*	18	1,89	0,64	1,4	36,0	12,5	1 сутки	100				
		Щебенка алевролита практически без заполнителя	То же 0,6—2,0 *м*	18	1,92	0,64	1,7	31,0	9,5	1 сутки	100				
		Алевролит разборный	То же 1,8—3,3 *м*	18	1,96	0,56				1 сутки	100				
		Алевролит, разбитый редкими трещинами выветривания		16	2,09	0,42				2 суток	200				

тектонических нарушений трещиноватость гранитов прослеживается, по данным бурения, до глубины более 200 *м*.

Вулканогенные породы. Магматические излившиеся породы типа андезитов и базальтов, занимающие небольшие площади на описываемой территории, по своей прочности и крепости (I и II категории) близки к интрузивным породам, а нередко имеют еще большие показатели прочности. Другие сведения о свойствах вулканогенных пород отсутствуют.

Метаморфические породы. Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, роговики и мраморы архей-протерозойского возраста представляют собой продукты глубокого регионального метаморфизма. Они сильно метаморфизованы, перекристаллизованы и уплотнены. Сланцы, как правило, тонкосланцеватые, плотные и крепкие.

Все эти породы пронизаны густой сетью трещин. Преобладают тектонические трещины и трещины кливажа, в большинстве случаев зияющие, шириной от долей миллиметра до 3—8 *см*, с ровными гладкими поверхностями. Реже трещины выполнены кварцем, кварцитом и другими жильными минералами.

Терригенные породы, будучи породами геосинклинальных формаций, повсеместно метаморфизованы, дислоцированы и интенсивно трещиноваты. Степень метаморфизма у нижнепалеозойских отложений значительно выше, чем у более молодых пород. В составе метаморфизованных отложений нижнего палеозоя имеется значительное количество типично метаморфических пород — хлорит-серицитовых, серицитовых и других сланцев. Все породы достаточно прочные. Метаморфизованные юрские песчаники выдерживают нагрузку более 1000 *кг/см*^{2} и по крепости относятся ко II и III категориям. Интенсивная трещиноватость, характерная для всех скальных пород Забайкалья, увеличена в этих породах наличием литогенетических трещин и трещин сланцеватости. Трещины, открытые, узкие, нередко волосные. Распределение их частое. Нередко, особенно в сланцах, встречается настоящий кливаж. Из всех терригенных пород палеозой-мезозоя наибольшая трещиноватость наблюдается у пермских отложений юго-восточного Забайкалья. На очень сильную трещиноватость указывает колонковая скважина, пробуренная в 2 *км* к северо-западу от разъезда Соктуй.

Карбонатные породы нижнего кембрия и девона представлены мраморами, мраморизованными массивными известняками, известковистыми конгломератами и доломитами. Мраморы и мраморизованные известняки — крупно- и среднекристаллические, плотные, крепкие породы. Местами они окремнелые, что придает породе еще большую прочность. Известняки в среднем выдерживают нагрузку до 1400 *кг/см*^{2}. Коэффициент их крепости равен 10—15 (II и III категории крепости). Относительная растворимость известняков в среднем составляет 0,46.

Все породы карбонатного комплекса, интенсивно трещиноваты. Трещиноватость известняков, как отмечает Д. С. Соколов (1936), отлична от трещиноватости одновозрастных терригенных пород. Трещины в известняках более редкие, расстояние между ними превышает 1 *м*. Помимо обычной трещиноватости для известняков характерно наличие карстовых пустот.

Большинство пород континентальных отложений мезозойских впадин относится к группе полускальных. Свойства этих пород одинаковы во всех межгорных впадинах, так как имеют общие условия осадконакопления и диагенеза. Инженерно-геологические свойства пород угленосной формации достаточно детально изучены в Читино-Ингодинской впадине. Результатом изучения явилась региональная инженерно-геологическая классификация пород. Алевролиты и аргиллиты, слагающие

Породы коренной основы

Формация и ее возраст	Генетико-генетический комплекс	Фация	Петрографический тип и его характеристика	Условия залегания	Текстура	Поведение пород в природных условиях: Выветриваемость	Размываемость в оврагах и промоинах	Глубина сезонного промерзания (в числителе) и оттаивания (в знаменателе), м	Мерзлотная характеристика пород (среднегодовая температура, льдистость, текстура многолетнемерзлых пород)	Обобщенные показатели инженерно-геологических свойств: Естественная влажность	Общий вес при естественной влажности	Коэффициент пористости	Скорость размокания в воде: при естественной влажности	Скорость размокания в воде: в воздушно-сухом состоянии	Коэффициент сжимаемости, $см^2/кг$	Сопротивление раздавливанию, $кг/см^2$: при естественной влажности	Сопротивление раздавливанию, $кг/см^2$: в воздушно-сухом состоянии	Сопротивление раздавливанию, $кг/см^2$: в водонасыщенном состоянии	Сопротивление раздавливанию, $кг/см^2$: после однократного замерзания и оттаивания	Характеристика прочности пород в массиве
Угленосная (J_3—Cr)	Озерно-аллювиальный горизонт	**а. Мезозойские континентальные отложения Читинской межгорной впадины**																		
		Днищ озер и пойм рек	Аргиллиты темно-серые, плотные, с большим содержанием сажистого вещества	Обычно прослои мощностью 1—2 м в алевролитах	Тонко-параллельнослоистая	Легко выветриваются. За год на обнаженной горизонтальной площадке порода превращается в мелкую щебенку до глубины 0,5 м	Размываются слабо	3,0—4,0 / 2,5—4,5	Минус 0,2—1 °С. К трещинам приурочены ледяные включения	18	1,90	0,40					180	15,0		Средней прочности
			Алевролиты с алевролитовой или алевролито-пелитовой структурой. Цемент глинистый, базального типа	Пачки мощностью 50—100 м и прослои в песчаниках мощностью до 10 м	Параллельнослоистая					17	2,0	0,42					205	15,0		
		Днищ озер, русел и дельт рек	Песчаники разнозернистые, слабые, в водонасыщенном состоянии — пески. Цемент базального типа, алевритоглинистый, каолинсодержащий	Крупные линзы мощностью до 30 м	Неслоистая	Слабо изменяются в зоне выветривания	То же	4,0—5,5 / 3,5—4,5	От 0 до минус 0,2 °С. Лед выполняет поры и имеет характер цемента; текстура массивная	16	1,93	0,51				12,0		Размокают		
									От 0 до минус 0,2 °С. Лед выполняет поры и трещины	11										
			Песчаники разнозернистые, плотные. Цемент базального типа, глинистый, полимиктовый	Пачки мощностью 30—100 м и прослои в пачках алевролитов	Грубая параллельная, косая	Легко выветриваются, превращаясь в песок														
			Песчаники мелко- и среднезернистые, крепкие. Цемент карбонатный, базального типа	Прослои до 2 м в пачках алевролитов и песчаников	Диагональная слоистость	Выветриваются слабо	Практически не размываются		От 0 до минус 0,2 °С. Лед выполняет трещины				Не размокают		Несжимаемые		670	510	670	Прочные
	Пролювиальный	Предгорий	Конгломераты мелко- и крупногалечные. Цемент песчаниковый базального типа	Мощные толщи, прослои в песчаниках и алевролитах		То же	То же	3,5—4,0					То же		То же					
Интрузивная (Т)	Абиссальный	Краевая фация гранитной интрузии	Граниты, биотитовые, полнокристаллические Граносиениты рогово-обманковые, порфировидные	**б. Магматические породы** В виде массивов	Массивная	Выветриваются слабо	Не размываются	6—8			2,62 2,64		Не размокают		Несжимаемые		1100 1480			Высокопрочные

мощные пачки (до 100 *м*) и прослои в песчаниках, представляют собой плотные породы с глинистым полиминеральным цементом базального типа. Коэффициент их пористости составляет 0,40—0,42, а предел прочности в воздушно-сухом состоянии — 180—205 *кг/см*². Прочность их в водонасыщенном состоянии резко падает. Наиболее характерной особенностью этих пород является малая устойчивость к процессам выветривания. В течение суток поднятый с большой глубины керн после высыхания разрушается в щебенку. Под воздействием попеременного увлажнения и высыхания, замерзания и оттаивания монолитные алевролиты за год превращаются до глубины 0,5 *м* в щебенку и дресву, особенно на обнаженной поверхности. Конечным продуктом их выветривания является суглинок.

Различный состав и тип цемента песчаников определяет различие их инженерно-геологических свойств. Наблюдаются три разновидности песчаников:

1. Песчаники белесо-серые, преимущественно кварцевые, плохо сортированные, разнозернистые, с глинистым каолиновым цементом базального типа. Содержание цемента составляет 40—50%. В сухом состоянии песчаники довольно плотные (коэф. пористости 0,51), в водонасыщенном состоянии они ничем не отличаются от обычных песков. Благодаря своему свойству оплывать они представляют большие трудности при проходке шахт. Сопротивление раздавливанию песчаников при естественной влажности составляет 12 *кг/см*². В зоне выветривания эти песчаники не испытывают никаких, кроме ожелезнения, изменений, так как состоят в основном из конечных продуктов выветривания: песчаная фракция на 90% из кварца, а глинистая — из каолинита. При строительстве следует учитывать, что эти песчаники при водонасыщении теряют свою структурную прочность и приобретают свойства глинистого песка.

2. Песчаники кварцево-полевошпатовые, разнозернистые, от мелко- до крупнозернистых. Цемент базальный, глинистый, по составу — полимиктовый. Содержание цемента до 15%. Песчаники более плотные, чем вышеописанные, и имеют предел прочности, близкий к алевролитам. При выветривании они превращаются в песок.

3. Песчаники кварцево-полевошпатовые, мелко-среднезернистые, с карбонатным цементом базального типа, крепкие, прочные. Предел их прочности колеблется от 465 до 770 *кг/см*² при среднем значении 670 *кг/см*². Это единственные скальные породы в угленосной формации. Их удельный вес в толще пород, выполняющих впадины, очень незначителен. Они слагают прослои в пачках алевролитов и песчаников мощностью до 2 *м*. Песчаники с карбонатным цементом выветриваются очень слабо. Обычно в зоне выветривания раскрываются тектонические трещины.

Конгломераты, слагающие большие площади в прибортовых частях впадины, являются прочными, недеформируемыми породами даже в выветрелом состоянии, вследствие присутствия грубообломочной фракции прочных кристаллических пород.

Инженерно-геологические свойства рыхлых четвертичных отложений зависят во многом от их генезиса, гранулометрического состава и возраста.

Как уже отмечалось выше, аллювиальные отложения речных долин Забайкалья имеют преимущественно песчано-галечный состав. Пески и галечники слагают основную часть разреза второй и более высоких террас.

Пески высоких террас рек Ингоды и Читинки разнозернистые, хорошо промытые (содержание глинистой фракции обычно не превышает 4—5%), в большинстве случаев средней плотности. Среднее медианное

значение коэффициента пористости составляет 0,65. Плотность песков увеличивается с глубиной. Обводнены они только в своей нижней части. В пределах активной зоны под фундаментами их влажность изменяется от 3 до 15%. Они практически несжимаемые. На этих песках построена большая часть зданий г. Читы и ни одно из них не имеет деформаций. Суглинки старичной фации и фации заиливающихся прирусловых отмелей на высоких террасах встречаются в виде отдельных линзовидных прослоев. Они среднеуплотненные, среднесжимаемые. Коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок от 2 до 3 *кг/см*^{2} изменяется в пределах 0,02—0,03 *см*^{2}*/кг*. Суглинки имеют сравнительно высокие показатели сдвига (φ 21—27°, С — 0,25—0,45 *кг/см*^{2}). Пробы, отобранные с глубины 4—5 *м*, указывают на способность суглинков к набуханию. При этом объем их увеличивается на 2—17%. В воде суглинки размокают довольно быстро. Продолжительность размокания колеблется от 10 *мин* до 4 *час*. Если суглинки залегают в слое сезонного промерзания, они могут распучиваться, а при оттаивании многолетней мерзлоты — способны давать неравномерные осадки. Верхнюю, пойменную часть разреза поймы и первой надпойменной террасы слагают слабо уплотненные, сжимаемые и сильно сжимаемые суглинки и супеси, которые испытывают ежегодное пучение при промерзании. Пески русловых фаций низких террас, имеющие рыхлое сложение (среднее значение коэффициента пористости 0,89), могут давать дополнительные значительные осадки. Здания, построенные на первой надпойменной террасе рек Ингоды и Читинки (г. Чита и ее окрестности), в большинстве случаев деформируются. В пределах днищ падей, аллювий которых представлен щебнисто-глинистыми породами, способными к интенсивному пучению, деформируются даже одноэтажные деревянные постройки.

Из элювиальных отложений наименее благоприятные инженерно-геологические свойства имеет элювий алевролитов угленосной формации. Свойства этих пород подробно изучались в районе г. Читы. В верхних горизонтах зоны выветривания они представлены суглинками или суглинками с дресвой и щебенкой алевролита. Породы сжимаемые, способны к пучению, легко размокают и размываются, в мерзлом состоянии — льдистые. Прослойки льда могут достигать 5—10 *мм* и более. Влажность суглинка в среднем составляет 19%. Даже при наличии ледяных прослойков влажность суглинка близка к нижнему пределу пластичности (25%). Следовательно, при переходе из мерзлого состояния в талое, консистенция суглинка остается устойчивой. Осадка оттаивания мерзлого суглинка без линз и прослойков льда составляет 10 *мм/м*, с линзочками льда, мощностью 0,50 *мм* — 22 *мм/м*. Коэффициент сжимаемости суглинка при нагрузке от 2 до 3 *кг/см*^{2} равен в среднем 0,03 *кг/см*^{2}. Выпучивание основания и неравномерные осадки при деградации многолетней мерзлоты являются основными причинами деформаций зданий, построенных на суглинистых породах зоны выветривания алевролитов.

Исследованиями свойств мерзлых четвертичных отложений было установлено, что состав и криогенное строение многолетнемерзлых рыхлых пород (количество льда, форма, размер и размещение ледяных включений) зависят от литологического состава и фациальных особенностей отложений. Для широко распространенной на севере грубообломочной морены характерны лед — цемент и базальная криогенная текстура. Склоновые отложения и элювий, представленные щебнисто-глыбовым материалом, сцементированы льдом инфильтрационно-натечного происхождения. Льдонасыщенность рыхлых пород, как правило, находится в прямой зависимости от их гранулометрического состава, увеличиваясь по мере увеличения дисперсности. Так, моренные отложения, содержащие более 50% валунов и гальки и менее 20% песчано-пылева-

тых фракций, характеризуются льдистостью (влажностью) от 2 до 5%, тогда как льдистость (влажность) пород, состоящих в основном из гравийно-песчаных фракций, достигает 10—20%. Экспериментальные полевые исследования осадок пород при оттаивании показали, что относительная осадка в расчете на метровый мерзлый слой изменяется от 1 до 1,6%. Осадки в большей степени зависят от влажности заполнителя, чем от общей влажности (льдистости породы). Максимальная осадка 1,6% соответствует влажности заполнителя 30%. При влажности заполнителя 9% осадка равна 0. За предельную общую влажность (льдистость) валунно-галечных отложений, ниже которой оттаивание не сопровождается никакими осадками, по И. Н. Вотякову, можно принимать 6%, при этом видимых на глаз ледяных включений в породе не встречается, и свободная вода после оттаивания не выделяется.

Инженерно-геологические условия Восточно-Сибирской складчатой страны как региона первого порядка, включающего почти всю территорию Читинской области, имеют ряд характерных особенностей. К ним относятся: 1) преобладание глубоко расчлененного, преимущественно высоко- и среднегорного, рельефа; 2) большое разнообразие пород; 3) преимущественное распространение прочных скальных пород; 4) исключительно мощное зимнее промерзание и летнее оттаивание, достигающее глубины 4,5—5,5 *м*; 5) преобладание многолетнемерзлых пород в верхних частях земной коры на большей части территории региона; 6) льдонасыщенный характер мерзлых рыхлых кайнозойских отложений; 7) своеобразный температурный режим зоны многолетнемерзлых пород на площади их островного развития, близкий к 0° С; 8) широкое развитие заболоченности, термокарста, наледей и других явлений, связанных с многолетней мерзлотой, а также сезонного пучения пород, обвалов, селей, лавин; 9) интенсивная трещиноватость пород коренной основы и наличие крупных региональных молодых и древних разломов; 10) сейсмичность более 5 баллов.

В заключение следует отметить, что на описываемой территории исключительно сложные условия возведения инженерных сооружений наблюдаются в Каларо-Чарской и Даурской областях. Трудными и очень трудными инженерно-геологическими условиями характеризуются Чарская и Селенгино-Олекминская области, где можно выбрать удобные строительные площадки значительных размеров, но возведение любых сооружений требует большого комплекса мероприятий по инженерной подготовке территории. Более удовлетворительные инженерно-геологические условия имеют Шилко-Аргунская и Газимурская области. Здесь можно выбрать большие и удобные площади для различного рода строительства, которые потребуют ограниченных средств на инженерную подготовку территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа по обобщению материалов по гидрогеологии и инженерной геологии Читинской области является первой сводкой для этой обширной и интересной в природном отношении территории. Как видно из изложенного, относительно хорошо изученной в отношении подземных вод и инженерно-геологических условий является лишь южная часть Читинской области. В пределах этой территории находятся основные сельскохозяйственные районы и значительное число различных промышленных предприятий, населенных пунктов и крупных городов и курортов. Северная часть Читинской области, с ее более суровыми природными условиями освоена недостаточно. Вследствие этого подземные воды и инженерно-геологические условия изучались здесь, как правило, на небольших участках в связи со строительством горно-добывающих предприятий и необходимостью обеспечения их подземными водами для водоснабжения и инженерно-геологическими данными для обоснования этого строительства.

Однако тщательный анализ собранного материала позволил выявить ряд важных общих закономерностей в распределении и формировании подземных вод и инженерно-геологических условий территории. Работа подтвердила, что формирование подземных вод Читинской области зависит главным образом от таких природных факторов, как климат и рельеф, а также от наличия или отсутствия на территории толщ многолетнемерзлых пород, от состава водовмещающих пород и особенностей тектонического строения.

На участках с сильно расчлененным рельефом и относительно большим количеством атмосферных осадков формируются главным образом сверхпресные и пресные подземные воды с минерализацией не более 0,3—0,4 *г/л*. К числу таких районов относится вся северная часть Читинской области и значительная часть юго-западной территории ее. В юго-восточной части области, характеризующейся относительной равнинностью и значительно меньшим количеством атмосферных осадков, подземные воды отличаются более высокой минерализацией, достигающей в районе некоторых озерных котловин нескольких граммов на литр. В соответствии с изменением минерализации подземных вод меняется и их состав. Если в северной и западной частях области подземные воды являются преимущественно гидрокарбонатно кальциевыми и реже магниевыми, то в юго-восточной они имеют гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый состав.

Питание подземных вод области осуществляется главным образом за счет инфильтрации выпадающих атмосферных осадков. Однако, по-

видимому, важное значение в формировании их ресурсов на всей территории Читинской области имеют процессы конденсации влаги из атмосферы воздуха. Доля участия этой влаги, вероятно, является более значительной в высокогорных районах ее, отличающихся большими амплитудами рельефа и обилием горных россыпей на водоразделах и склонах, способствующих конденсации влаги. К сожалению, доля участия последней в общем балансе водных ресурсов различных районов области осталась неустановленной и это является очередной задачей дальнейших гидрогеологических исследований.

Читинская область характеризуется развитием зоны многолетнемерзлых пород, которая на севере территории имеет сплошное распространение.

На площади распространения мерзлой зоны выделяются над-, меж- и подмерзлотные воды. Первый тип подземных вод отличается весьма неустойчивым режимом и незначительными ресурсами, вследствие чего бо́льшего практического значения эти воды не имеют. Межмерзлотные и подмерзлотные воды отличаются напорным режимом и относительно устойчивыми ресурсами. Однако в том случае, если мощность промороженных пород больше мощности зоны активной трещиноватости, то подмерзлотные подземные воды на подобных участках отсутствуют.

Помимо установления общих закономерностей изменения химического состава подземных вод и общей оценки условий питания их, собранный материал позволил охарактеризовать водоносность развитых на территории Читинской области горных пород. Но, как уже отмечалось, вследствие слабой и неравномерной гидрогеологической изученности, в настоящей работе не удалось охарактеризовать водоносность всех возрастных групп пород, выделяемых на геологической карте, а можно было дать эту характеристику только по группам пород, хотя и разновозрастным, но генетически и литологически (петрографически) однородным. Так, в частности, дана характеристика разновозрастных гранитоидных пород, осадочно-метаморфических образований палеозоя, вулканогенных толщ, карбонатных пород и др.

Наибольшее практическое значение в Читинской области имеют подземные воды аллювиальных речных долин, обладающие устойчивыми ресурсами и слабой минерализацией. На использовании этих вод основано водоснабжение большинства населенных пунктов и городов области, а также базируется сельскохозяйственное водоснабжение.

На втором месте по практической значимости находятся подземные воды, формирующиеся в мезо-кайнозойских континентальных отложениях и аккумулирующие в себе значительные ресурсы подземных вод. Эти воды также широко используются для целей водоснабжения.

Несмотря на то, что к настоящему времени изучены лишь верхние водоносные горизонты межгорных котловин, все же удалось подметить некоторые общие особенности формирования химического состава подземных вод в них. В частности, установлено, что в бортовых частях этих котловин подземные воды имеют минимальную минерализацию и сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав. По мере удаления от бортов котловин минерализация подземных вод несколько возрастает, а вместе с ней меняется и состав ее. Эта общая закономерность хорошо проявляется в котловинах юго-восточного Забайкалья с его жарким и сухим климатом.

В распределении ресурсов подземных вод в котловинах также имеются определенные особенности. Они выражаются в повышенной обводненности пород, находящихся в периферических частях их, где эти породы в большинстве своем характеризуются более грубым составом и

вследствие этого обладают более высокими фильтрационными свойствами. По мере удаления от бортов котловин состав пород становится более тонким и фильтрационные свойства их ухудшаются.

Большое значение в гидрогеологии Читинской области имеют многочисленные разрывные дислокации, секущие территорию ее в самых различных, но преимущественно северо-восточных, направлениях. Обрамляя большинство межгорных впадин области они хорошо подчеркивают ее гидрогеологическую структуру и позволяют достаточно уверенно провести гидрогеологическое районирование путем выделения межгорных артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и гидрогеологических складчатых областей.

К разрывным нарушениям очень часто приурочены мощные очаги разгрузки подземных вод. В самом деле с ними во многих районах связаны выходы значительных по дебиту источников. Таковы, например, источники зон разрывов в пределах Удоканского, Коларского, Муйского и других хребтов, характеризующиеся среднегодовым дебитом около 1,5—2,5 *л/сек.* Сопровождаясь повышенной трещиноватостью пород зоны разрывных нарушений аккумулируют в себе значительные запасы подземных вод и в большинстве своем являются надежными участками для заложения скважин на воду, удельный дебит которых достигает 10—12 *л/сек.*

Наконец, с разрывными дислокациями в области связаны многочисленные проявления подземных минеральных вод. Среди них наибольшим распространением пользуются радоновые углекислые холодные воды различной минерализации и состава; на втором месте стоят азотные термальные воды и на третьем — соленые воды и рассолы, а также холодные сероводородные воды. На некоторых минеральных источниках построены курорты и вода их используется для бальнеологических целей. Однако многие источники по экономическим причинам, а отчасти и вследствие слабой изученности геологических условий, химического и газового состава минеральных вод, их режима и ресурсов не нашли еще практического применения.

Необходимо подчеркнуть, что по обилию и разнообразию гидроминеральных ресурсов, особенно углекислых вод, Читинская область занимает одно из первых мест в стране, уступая лишь Кавказу. Перспективы совместного комплексного использования подземных и поверхностных минеральных вод, а также целебных грязей здесь весьма благоприятны.

Обобщение материалов по инженерной геологии показывает, что инженерно-геологические условия строительства всей территории области в отношении несущих свойств грунтов являются благоприятными. Однако при проектировании необходимо учитывать местами сложный рельеф местности и наличие толщ многолетнемерзлых пород, а также связанные с ними физико-геологические явления и процессы.

Выполненная работа по обобщению материалов по гидрогеологии и инженерной геологии Читинской области, несмотря на ее еще слабую изученность в этом отношении, несомненно, имеет большое теоретическое и практическое значение.

Дальнейшие гидрогеологические исследования в области должны быть подчинены решению главной проблемы гидрогеологии, заключающейся в выявлении на ее территории закономерностей формирования и распределения подземных вод, включая пресные и минеральные — лечебные, термальные и промышленные подземные воды. Решение этой проблемы может успешно осуществляться главным образом методами гидрогеологического картирования территории. Нам представляется, что слабо изученные в гидрогеологическом отношении юго-западные и северный районы области в ближайшее время должны быть гидрогеологи-

чески закартированы. Съемки должны сопровождаться оценкой естественных ресурсов подземных вод.

При поисках и разведках подземных вод в межгорных артезианских бассейнах следует обратить внимание на необходимость изучения глубоких горизонтов их, так как к этим горизонтам могут быть приурочены минеральные, термальные и промышленные подземные воды, ресурсы которых, кроме минеральных, в области являются еще ограниченными. С этой целью представляется желательным заложение в межгорных котловинах сети глубоких опорных гидрогеологических скважин.

Обилие различных типов подземных минеральных вод на территории области выдвигает ее на одно из первых мест в Восточной Сибири по возможной организации здесь новых курортов и заводов по розливу минеральных вод. Однако изучены эти воды еще недостаточно. В связи с этим необходимо при исследовании их в ближайшие годы уделить особое внимание. При постановке этих работ следует изучать геологические условия проявления минеральных вод, их химический и газовый состав, состав микрокомпонентов и органических веществ.

Необходимо также продолжить дальнейшее изучение и разведку торейских минеральных вод, поставив главной задачей выявление всего разнообразия типов минеральных вод артезианского бассейна и его обрамления, а также провести разведочные работы на балейских минеральных водах с целью их использования в лечебных целях и поставить работы на Делюнском и Карповском месторождениях минеральных вод. Для последнего месторождения следует решить вопрос о перенесении туда грязелечебницы с Угданского озера.

Следует расширить изучение режима подземных вод в области, организовав: 1) наблюдения за режимом не только пресных подземных, но и минеральных, термальных вод; 2) за режимом шахтных и рудничных вод; 3) балансовые исследования в связи с необходимостью оценки ресурсов подземных вод области; 4) изучение мерзлотных и сейсмических условий области, особенно северной ее части, физико-геологических явлений и процессов в связи с инженерным освоением ее территории и т. д.

Необходимо поставить работы по охране подземных вод от загрязнения и истощения, а также по выявлению основных гидрогеологических заповедников. Горно-санитарная охрана месторождений минеральных вод должна занять в плане рассматриваемых работ подобающее ей место.

По мере накопления нового фактического материала следует периодически проводить его обобщение путем составления различного типа сводных карт, общих гидрогеологических и специализированных (минеральных подземных вод, термальных вод, естественных и эксплуатационных ресурсов, мерзлотных условий и т. д.), а также различных очерков и сводок по подземным водам и инженерной геологии.

Поскольку для всей территории Читинской области уже составлены общие гидрогеологические мелкомасштабные карты, в дальнейшем необходимо уточнить их и в ближайшие годы приступить к составлению гидрохимических карт.

Выполнение изложенной программы дальнейших гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в области позволит еще глубже познать гидрогеологические и инженерно-геологические условия ее территории и более успешно решать поставленные перед ней народнохозяйственные задачи и проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Г. Д., Албул С. П., Орлова Л. М., Поликарпочкин В. В. Геохимические методы поисков рудных месторождений в Восточном Забайкалье. Тр. Юбилейной сессии ВИТРа, 1958—1959.

«Агроклиматический справочник по Читинской области». Гидрометеоиздат, 1959.

Албагачиева В. А. К генетической классификации азотных терм. «Сов. геология», 1958, № 11.

Албагачиева В. А. Основные условии формировании азотных терм Североиого Забайкалья. Конфер. молодых ученых Москвор. р-на г. Москвы, вып. 4, 1958.

Алексеев П. Сведении о минеральных водах Забайкальской области. Забайкальские обл. ведомости, № 17, 1890.

Артюнянц Р. Р., Артюнинц В. Г., Вартанин Г. С., Иванов В. В., Остроумова Н. А., Романова Э. М., Сидорова В. Г. Осиовные результаты изучении и разведки месторождений углекислых минеральных вод Восточной Сибири и Дальнего Востока. Мат-лы Четвертого совещании по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, 1964.

Арсентьев А. В. Отчет о Ямаровском минеральиом источвике. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Дальнего Востока, № 46, 1924.

Арсеиьев А. А., Буфф Л. С., Лейтес А. М. Геологическое строеиие Читинской области. Изд-во АН СССР, 1958.

Арцыбышев С. А. Радиоактивность лечебных вод и гризей сибирских курортов. Мат-лы по геологии и полези. ископ. Вост. Сибири, № 3, 1930.

Багашев И. А. Минеральные источники Забайкальи. Приложение к запискам Чит. отд. Приамурского отдела РГО, 1905.

Багашев И. А. Некоторые геологические вопросы в свизи с распространеиием и составом минеральных источников Забайкалья. Дневник II съезда русских естествоисп. и врачей в Москве, 1910, № 10.

Багашев И. А. Минеральные источники Забайкальи. Задачи их изучении. Вестник бальнеологии, климатологии и физиотерапии, 1910, № 6.

Багашев И. А. Некоторые цифровые данные из наблюдений радиоактивиости минеральных вод в Забайкальской области. Тр. Физиотерапевтического об-ва, т. 3—5. 1914

Багашев И. А. Радиоактивность источников Забайкальи. Сб. в честь 25-летия науч. деительности Вернадского, 1914а.

Баньщиков А. А. Минеральные источники Забайкальской области. Мед. сан хроника Забайкальской области. 1916, № 2, 3.

Баранов И. Я. О методике составления мерзлотных карт (применительно к Забайкалью). Тр. КОВМ, т. VI, 1938.

Баранов И. Я. Южная окраина области вечной мерзлоты. Гидрогеология СССР, вып. XVII, кн. 2, 1940.

Баранов В. И., Курбатов И. Д. О содержании радиактивных элементов в источнике и его отложениях курорта Дальняи Молоковка близ Читы. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 3, 1930.

Басков Е. А., Климов Г. И. Состав и условии формирования минеральных вод Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 101, 1963.

Башмачникова М. А. О режиме подземных вод Читинского артезианского бассейна. Мат-лы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. I, 1962.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Богданова Л. Л. О роли химического состава атмосферных осадков в формировании подземных вод горных сооружений Забайкалья. Мат-лы Четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, 1964.

Богданова Л. Л., Ерастов Г. П. Гидрогеологические условия правобережья р. Нерчи и опыт применения методов общей геофизики при гидрогеологических исследованиях в Забайкалье. Мат-лы Четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, 1964.

Богомолов Н. С. Подземные воды Юго-Восточного Забайкалья. Тез. докл. Второго совещания по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. II, Чита, 1958.

Богомолов Н. С. Подземные воды юго-восточного Забайкалья на примере Агинского палеозойского поля. Тр. 2-го совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 4, 1961.

Богомолов Н. С., Сизиков А. И. Родниковые воронки Забайкалья — одна из форм рельефа в рыхлых отложениях. Зап. Заб. отдела географ. об-ва СССР, вып. XIX, Чита, 1963.

Богомолов Н. С. Локальные и региональные воды тектонических разрывов Читинской области. Мат-лы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, 1964.

Богомолов Н. С. Жильные воды мелких разрывных нарушений. Зап. Заб. отдела географ. об-ва СССР, вып. XXIII, 1964а.

Богомолов Н. С. Водоносность тектоинческих разрывов на границе Центрального и Восточного Забайкалья. Изв. Заб. фил. Геогр. об-ва СССР, том I, вып. 2, 1965.

Боенко И. Д., Зайцев Д. И. Курорт Ургучан. Чита, 1958.

Большаков П. М. Гидрогеология и водоснабжение Калангуйского района Восточного Забайкалья. Тр. Иркутского горнометаллург. ин-та, вып. 14, 1957.

Большаков П. М. Особенности режима водопритоков в горные выработки при эксплуатации флюоритового месторождения Сибири. Научн. докл. высш. школы. «Горное дело», 1958, № 1.

Большаков П. М. Карст Усть-Борзинского месторождения известняков Восточного Забайкалья. Региональное карстоведение, сб. III. Изд-во АН СССР, 1961.

Большаков П. М. Гидроизотермы района Калангуйского флюоритового месторождения Восточного Забайкалья. Мат-лы Четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Владивосток, 1964.

Вартаиян Г. С. Гидрогеологические условия месторождения углекислых минеральных вод Шиванды Читинской области. Бюлл. МОИП, Отд. геологии, т. XXIX, вып. 2, 1964.

Васильевский М. М. Схема основного гидрогеологического районирования СССР. «Сов. геология», 1938, № 8—9.

Васильевский М. М., Борсук Н. В., Ревунова Н. А., Шашерова Е. И. Схема основного гидрогеологического районирования Азиатской части СССР. «Сов. геология», 1939, № 7.

Вельмина Н. А. Каптаж подземных вод в условиях вечной мерзлоты (Восточное Забайкалье и Приамурье). Изд-во АН СССР, 1952.

Вельский В. Даурия как будущая лечебница мира. «Русь», 1897, № 51, 58, 62.

Виноградов А. И. К вопросу о классификации лечебных вод Забайкалья. Сиб. врачебная газета, № 16, 1914. Водоснабжение железных дорог в районах вечной мерзлоты. Сб. под ред. М. И. Сумгина. Трансжелдориздат, 1941.

Вериадский В. И. Избранные сочинения, т. IV, ки. 2. Изд-во АН СССР, 1960.

Вологнева Е. П. К вопросу о горячих источниках Забайк. губернии, Томск, 1917.

Воскресенский А. В. Опыт систематического описания минеральных вод и лечебных местностей Забайкалья. Мед. сан. хроника Забайк. обл., № 2—3, 1916.

Втюрина Е. А Многолетнемерзлые породы Юго-Восточного Забайкалья. Тр. 2-го совещ. по подзем. водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 3, 1959.

Втюрина Е. А. Геокриологическое районирование Юго-Восточного Забайкалья. Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. XVII, АН СССР, 1961.

Гамзулов Я. И. Обследование вод Восточного Забайкалья. Вест. ВГРО, № 1—2, 1932.

Гедройц А. Э. Геологические исследования в Нерчинском округе. Предварительный отчет геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 10, 1898.

Гедройц А. Э. Геологические исследования в Юго-Восточной части Забайкальской области в 1897 г. Предв. отчет геологич. исслед. Сиб. ж. д., вып. 18, 1899

Герасимов А. П. Краткое описание Борзинского соляного самосадочного озера. Изв. Вост. Сиб. отд. РГО, т. XXIX, № 2, Иркутск, 1898.

Герасимов А. П. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1896 г. Предварительный отчет геол. иссл. Сиб. ж. д., вып. 10, 1898а.

Герасимов А. П. Геологические исследования в Заяблоньe в 1897 г. Предв. отчет геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 18, 1899.

Герасимов А. П. Геологические исследования в Центральном Забайкалье. Геол. исслед. и разв. работ по линии Сиб. ж. д., вып. XXII, 1910.

Герасимов А. П. Дарасунские минеральные воды. Изв. Геолкома, № 6, 1915.

Герасимов А. П. Минеральные источники южной части Забайк. области Сб. «Естественные производственные силы России», т. IV, вып. 40, 1917.

Гладии И. Н., Дзенс-Литовский А. И. Мерзлотные «сальзы» и гидролакколиты района Доронинского содового озера. Изв. Госуд. географ. об-ва, т. 68, 1936.

Глазов Н. В. Гидрогеологические особенности тектонических контактов и вечной мерзлоты. «Разведка недр», 1936, № 21.

Гольцман А. И., Ваксберг Н. И. Курорт «Олентуй» и его источники. Иркутский медицинский журнал, т. IV, № 11, 1928.

Горбуиов А. Минеральные воды в Нерчинско-Заводском округе. Забайк. обл. ведомости, № 76, Чита, 1899.

Глушко Я. М. Курорты Восточной Сибири. Иркутск, 1961.

Гуревич М. Г., Овчинников И. М. Природные газы. Сб.: «Полезные ископаемые Читинской области». Изд-во АН СССР, 1959.

Давыдов А. Д. Главнейшие минеральные источники Забайк. обл. Тр. 1-го Всерос. съезда деятелей по климату, гидрологии и бальнеологии, 1899.

Давыдов А. Д. О некоторых минеральных водах Забайк. обл. Тр. 2-го Всерос. съезда деятелей по климату, гидрологии и бальнеологии, 1906.

Демидов Е. Г. Курорт Шиванда. Чита, 1959.

Деньгин Ю. П. Некоторые минеральные источники южной части Центрального Забайкалья. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири. Тр. ВГРУ, вып. 37, 1931.

Деньгин Ю. П. Минеральные источники Центрального Забайкалья. Тр. Всесозн. геологоразведоч. объединения, вып. 184, 1932.

Деньгин Ю. П. Прибайкалье и Забайкалье. Природные газы СССР, 1935.

Дзенс-Литовский А. И. Минеральные озера в условиях вечной мерзлоты. Тр. КОВМ, АН СССР, т. 6, 1938.

Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Природные минеральные воды и грязи Советского Союза. «Природа», 1937, № 10.

Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Схематическая карта минеральных вод СССР с объяснительной запиской. Госгеолиздат, 1945.

Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Географические закономерности распределения природных минеральных вод СССР. Тр. 2-го геогр. съезда, т. 2, 1948.

Ефимов А. И. Забайкальский тип режима надмерзлотных вод. «Сов. геология», сб. 26, 1947.

Ефимов А. И. Водоносность Харанорской впадины. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 8, 1950.

Еремин А. П. Осадки электростанции, построенной на вечной мерзлоте. Вестник инженера и техника, 1936, № 5.

Жаков И. С. Об источниках атмосферных осадков на территории СССР в теплую часть года. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1964.

Жбанов К. Курорт «Олентуй». Тр. 1-го съезда врачей Томск. губерн., вып. 2, Томск, 1917.

Залесский С. И. Бальнеохимические исследования в Забайкалье. Изв. ВСР РГО, кн. 26, № 4—5, 1894.

Залесский С. И. Геотермические наблюдения на Илинском прииске в Забайк обл. в 1894 г. Вестн. золотопром. и гори. дела вообще, 1895, № 1.

Залесский С. И. К бальнеохимии Забайкалья. Зап. Чит. отделения Приамурского отд. РГО, вып. 6, 1901.

Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования. «Сов. геология», вып. 19, 1947.

Зайцев И. К. Гидрохимия подземных вод Восточной Сибири и перспективы этой территории в отношении некоторых полезных ископаемых. Мат-лы по подземн. водам Вост. Сиб., Иркутск, 1957.

Зайцев И. К. Подземные воды горноскладчатых областей южной части Восточной Сибири и Дальнего Востока. Объяснительная записка к гидрохимической карте СССР в м-бе 1 : 5 000 000, 1958.

Зайцев И. К. О формировании химического состава подземных вод Восточной Сибири и очередных задачах их изучения. Тр. II совещания по подзем. вод. и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 1, 1959.

Зайцев И. К., Гуревич М. С., Белякова Е. Е. Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока (Объяснительная записка). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 3, Госгеолтехиздат, 1956.

Зарубинский Я. И. Разведка источников водоснабжения в условиях многолетней мерзлоты на забайкальских угольных месторождениях. Мат-лы по подземн. водам Вост. Сиб., Иркутск, 1955.

Зарубинский Я. И., Боидаренко Е. М., Русиновская Т. А. Гидрогеологические условия угольных месторождений Вост. Сиб. Мат-лы по подз. водам Вост. Сиб., Иркутск, 1957.

Земляной В. В., Портнов А. Г. Опыт разведки месторождения трещинно-карстовых вод в юго-восточном Забайкалье Мат-лы Четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1964.

Иванов В. В. Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. Руководство по основам курортологии, т. I. Медгиз, 1956.

Иванов В. В. Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. Проблемы геотермии, т. II. Изд-во АН СССР, 1961.

Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Карта подземных минеральных вод СССР (с объяснительной запиской), 1960.

Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры — основа гидрогеологического районирования территории СССР. «Сов. геология», сб. 19, 1947.

Ищенко А. П. Трещинно-жильные воды юго-восточной части Шишкинского хребта. Мат-лы Четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока Иркутск — Владивосток, 1964.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М, Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.

Капранов С. Д. Предварительные результаты гидрохимических исследований в центральной части Восточного Забайкалья. Тр. 2-го совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сиб., вып. 4. Иркутск, 1961.

Каинщев А. Д. Верхне-Ононский и Кушенгинский минеральные источники в Центральном Забайкалье. Зап. Забайк. отд. географ. об-ва СССР, вып. XXII. Чита, 1963.

Карасева А. П. О формировании и распространении углекислых минеральных вод Забайкалья. Сб.: «Вопр. форм. и распространения минеральных вод в СССР». Тр. Совещ. курортных институтов по гидрогеол. минер. вод 27—30 января 1958 г. М., 1960.

Карасева А. П. Балейские, торейские и некоторые другие углекислые воды Восточного Забайкалья. Информационные методические материалы по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод и грязей. Вып. 4, 1961.

Карасева А. П. Минеральные воды курорта «Дарасун». Информационно-методические материалы по вопросам гидрогеол. и бальнеотехники лечебных вод и грязей, вып. 4, 1961.

Качурин С. П. Типы вечной мерзлоты Центрального и Восточного Забайкалья. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. VIII, 1950.

Клиге Р. К. Распределение среднемноголетнего стока на территории Юго-Восточного Забайкалья. Вестн. МГУ, география, № 4, 1962.

Климочкин В. В. Процессы конденсации в формировании подземных вод Западного Забайкалья. Тр. 2-го совещ. по подземн. водам и инж. геол Вост. Сиб., вып. 3. Иркутск, 1959.

Климочкин В. В. К вопросу о влиянии атмосферы на формирование химического состава подземных вод Западного Забайкалья. Тр. 2-го совещ. по подзем. водам и инж. геол. Вост. Сиб., вып. 4. Иркутск, 1961.

Кобозев И. И., Карасева А. П. Углекислые минеральные воды Забайкалья. Мат-лы по подз. водам Вост. Сибири. Иркутск, 1957.

Козих К. О ямаровскнх и джергейских мннеральных водах. Иркутск, 1889.

Козьмнн Н. М. О явленнях вечной мерзлоты в некоторых местностях Восточной Снбирн. Изв. Вост. Снб. отдела РГО, т. XXIII, № 4—5, 1892.

Кокосов В. Я. Дарасунскне мннеральные воды н грязн. Чнта, 1895.

Коллектнв авторов под общей редакцнеЙ В. Г. Ткачук н Н. И. Толстихина. Минеральные воды южной частн Восточной Сибирн, т. I, II. Изд-во АН СССР, 1961, 1962.

Коллектив авторов под руководством И К. Зайцева. Гндрогеологнческая карта СССР, масштаба 1 : 2 500 000. Объяснительная запнска. Госгеолтехнздат, 1961.

Коломенский Н. В. Методнческие указання по нзучению процессов выветрнвання горных пород. Госгеолтехнздат, 1952.

Кононова Р. С. Некоторые особенностн формнрования хнмнческого состава подземных вод в Сретенском районе Восточного Забайкалья. Сб. Опыт разработкн гндрохимическнх методов поисков рудных месторожденнй. Госгеолтехнздат, 1959.

Кремнев А. К. Чнтинская область. Краткнй очерк прнроды, экономики и культуры. Чита, 1959.

Котульский В. К. Источникн Северного Забайкалья. Естественные производнтельные снлы России, т. IV, вып. 40. Изд-во КЕПС АН СССР. Пятнгорск, 1920.

Ксенофонтова К. А. Гндрогеологнческие условия бассейна среднего течения р. Кручины в Центральном Забайкалье. Тр. Второго совещ. по подземн. водам н ннж. геологнн Вост. Сиб., вып. 4. Иркутск, 1961.

Курлов М. Г. Целебные источники н озера Снбири. Тр. Съезда по организацни института исследования Снбнрн, ч. II. 1919.

Курлов М. Г. Классифнкация снбирскнх мннеральных вод. Томск, 1928.

«Курорты СССР» (под ред. С. В. Курашева, Н. Е. Хрнсанфова, Л. Г. Гольдфайля). Медгнз, 1951.

Ланге О. К. О зональном распределенин грунтовых вод на террнторнн СССР. Очеркн по регнональной гндрогеологнн СССР. М., 1947.

Ломоносов А. М. Забайкальские минеральные нсточнннкн. Изв. РГО, кн. IV, отд. II, 1863.

Лопарев Н. Г., Толстнхин Н. И. Гидролакколиты Хада-Булака. Изв ВГО, т. 71, вып. 9, 1939.

Лопатин И. А. Краткнй отчет о действиях Внтнмской экспедицни в 1865 году. Зап. Сиб. отд. РГО, кн. IX—X, отд. II. 1867.

Луговой П. Н. Гндрогеологнческне особенности Олекмо-Чарского междуречья. Мат-лы комиссни по нзучению подземных вод Снбнрн н Дальнего Востока, вып. 2. Иркутск, 1962

Львов А. В. Поиски и испытания водоисточников водоснабження на западной частн Амурской ж. д. в условнях вечной мерзлоты почвы. Иркутск, 1916.

Львов А. В. О деградации вечной мерзлоты в Забайкалье. 1933.

Львов Ф. О., Вейрих. Забайкальскне минеральные нсточнникн. Ирк. губерн. ведомости, № 3, 4, 7, 8, 9, 10. 1859

Макаренко Ф. А., Иванов В. В. Основные закономерностн распределенння н формнрования термальных вод на территорнн СССР. Докл. на Первом Всесоюзн. совещ. по геотермнч. нсследов. в СССР. 1956.

Макеров Я. А. Дарасунские мннеральные источнннки. Геол. нсслед. 1924 г. Мат-лы по геол. и пол. нскоп. ДВК, № 44. 1926.

Макеров Я. А. Геологнческне исследованння в районе Дарасунскнх минеральных источников. Мат-лы по геол. н полн. нскоп. ДВК, № 46. 1926а.

Макеров Я. А. Разведочные работы на Дарасунском мннеральном источнике. Изв. Геолкома, т. 44, № 2 (1925), 1927.

Макеров Я. А. Минеральные нсточнннки ДВК. Произв. силы ДВК, вып. 2. 1927а.

Макеров Я. А. Понскн пресной воды на курорте «Олентуй». Мат-лы по геол. и пол. ископ. ДВК, № 58. 1928.

Малиновский И. С. Курорт «Дарасун» н его лечебное значенне. Иркутск, 1925.

Марннов Н. А. Мннеральный источник Оршанды в Юго-Восточном Забайкалье. «Разведка недр», 1939, № 9.

Маринов Н. А. О вертнкальной зональностн подземных вод Юго-Восточного Забайкалья. Изв. ВГО, т. XXV, вып. 3. Л., 1949.

Маринов Н. А. Некоторые вопросы формнрования подземных вод Монгольской Народной Республнки. «Сов. геологня», сб. 56, 1956.

Мариков Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. Госторгтехиздат, 1963.

Маринов А. Н., Толстихин Н. И. Минеральные источники Юго-Восточного Забайкалья. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. XXVIII, 1953.

«Методические указания по составлению обзорных гидрогеологических карт территории СССР». ВСЕГИНГЕО, 1960.

«Методические указания по составлению общих обзорных инженерно-геологических карт масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 1 500 000 ВСЕГИНГЕО». М., 1963.

«Методы изучения тектонических структур». Изд-во АН СССР, вып. II, 1961.

Михайлов М. П., Толстихин Н. И. Минеральные источники и грязевые оз. Восточной Сибири, их гидрогеология, бальнеохимия и курортологическое значение. Мат-лы геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. 21. Иркутск, 1946.

Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. 1956.

Молотков А. Г. О Ямаровских водах в Забайкалье. Изв. Вост. Сиб. отд. РГО, кн. 35, № 5, 1906.

Мордвинов А. Очерки минеральных вод Нерчинского округа и несколько слов вообще о том крае. Москвитянин. кн. V, № 10, 1841.

«Морской атлас», т. II, 1957.

Мячкова Н. А. Микроклимат лесных и безлесных северных склонов в горной лесостепи Юго-Западного Забайкалья. Вест. МГУ, география, № 4, 1962.

Назаревский Н. В. О вечной мерзлоте, провальных озерах и ледяных буграх Букачачи. Тр. КОВМ АН СССР, т. V, 1937.

Новик-Качаи В. П. О происхождении углекислого газа в подземных водах. «Сов. геология», 1956, № 56.

Новик-Качаи В. П. Условия формирования углекислых содовых вод Балейского рудного месторождения. «Сов. геология», 1958, № 3.

Обручев В. А. Краткий отчет об осмотре Ямаровского минерального источника по р. Чикою, Забайкальской области. Горный журнал, кн. IV, № 12, 1893.

Обручев В. А. Геологические исследования вдоль линия Забайкальской ж. д. Геол. исслед. и разв. работы по линии Снб. ж. д., вып. 6, 1—34. СПб, 1897.

Обручев В. А. Геологические исследования в юго-западной части Забайкальской области в 1897 г., 1899.

Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинская Даурия). Геологические исследования и развед. работы вдоль линии Сиб. ж. д., вып. 22, ч. I, ч. II. СПб, 1914.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый (XVII—XVIII вв.). Изд-во АН СССР, 1931.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 гг.). Изд-во АН СССР, 1933.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888 гг.). Изд-во АН СССР, 1934.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889—1917 гг.). Изд-во АН СССР, 1937.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1920—1940 гг.). Изд-во АН СССР, 1945.

Овчаренко В. И. Гидрогеологические исследования в районах распространения уровского заболевания. Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока, вып. I. Иркутск, 1962.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, 1947.

Овчинников А. М., Иванов В. В., Яроцкий Л. А. О происхождении углекислого газа минеральных вод. «Сов. геология», 1958, № 1.

Овчинников А. М. Условия формирования месторождений углекислых вод Сб.: «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». 1960.

Овчинников А. М. Закономерности распространения и формирования углекислых гидротерм. Проблемы геотермии, т. II. Изд-во АН СССР, 1961.

Орлова Л. М. Гидрогеологические критерии поисков полезных ископаемых. Мат-лы совещ. геологов Вост. Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ. Чита, 1956.

Орлова Л. М. Подземные воды южной части Читинской области. Мат-лы по подземным водам Вост. Сибири. Иркутск, 1957.

Орлова Л. М. Минеральные источники Читинской области. Бюллетень НТГО Чит. геол. упр., № 4, 1958.

Орлова Л М Минеральные источники Сб пол ископ Читинской области Изд-во АН СССР, 1959

Орлова Л М Мерзлая зона территории Читинской области Мат лы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока Иркутск — Владивосток, 1964

Орлова Л М, Михайловский П М Состояние гидрогеологической и инженерно-геологической изученности территории Читинской области и перспективы дальнейших гидрогеологических исследований Тр второго совещ по подзем водам и инж геологии Вост Сибири, вып I Иркутск, 1959.

Орлова Л М, Осадчий П И Многолетняя мерзлота Читинской области Тр VII Межведомств совещ по мерзлотоведению 1956

Орлова Л М, Охотников И. И Гидрогеологические условия водоснабжения промышленных и сельскохозяйственных объектов Читинской области Вопросы спец гидрогеол Сибири и Дальнего Востока, вып I Мат лы по изуч подзем вод Сибири и Дальнего Востока Иркутск, 1962

Орлова Л М, Толстихин Н И Артезианские бассейны Читинской области Мат-лы Четвертого совещ по подземным водам Сибири и Дальнего Востока Иркутск — Владивосток, 1964

Осокин И М К вопросу о роли муссонов в формировании климата Забайкалья Сб рефератов докладов научной конф Читинского гос пед ин-та Чита, 1958

Осокин И М Особенности радиационного режима в Забайкалье Сиб географический сборник, вып I Изд во АН СССР, 1962

Осокин И М О вертикальном распределении осадков в Забайкалье Зап Забайкальского отдела географич об ва СССР, вып XXII Чита, 1963

Осокин И М Химический состав снежного покрова на территории СССР Изв. АН СССР, сер географ, № 3, 1963а

Охотников И И Использование подмерзлотных вод Читинской области для целей сельскохозяйственного водоснабжения Тр Второго совещ по подземным водам и инж геол Вост Сибири, вып 2 Иркутск, 1959

Педь Д А, Туркетти З Л Распределение суточных амплитуд температуры воздуха на территории СССР Гидрометеоиздат (отделение), 1961

Петров А Ямкунские минеральные воды «Восточный обзор», 1900, № 199

Петров А П Химические свойства дарасунских минеральных источников Курорт «Дарасун» Сб под редакцией Б С Бульвахтера Москва — Иркутск, 1932

Подъяконов С А Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения Изв РГО, кн 29, вып 4, 1903

Пономарев В М Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых пород, 1959

Пономарев В.М, Толстихин Н И Подземные воды территории с многолетнемерзлыми горными породами Основы геокриологии, ч I Изд-во АН СССР, 1952

Попов А И Вечная мерзлота в центральной части Витимского плоскогорья Тр Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т VIII, 1950

Попов И В Инженерная геология Госгеолиздат, 1951

Портнов А Г О гидравлической связи поверхностных и подземных вод Читинской области Тезисы докладов первой научной конференции геологической секции им В А Обручева Чита, 1963

Портнов А Г О применимости уравнений неустановившегося движения для региональной оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод (на примере южной части Читинской области) Мат-лы Четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока Иркутск — Владивосток, 1964

Преображенский В С Кодарский ледниковый район (Забайкалье) Изд-во АН СССР, 1960

Преображенский В С (редактор) Природные условия освоения севера Читинской области Изд во СО АН СССР, 1962

Пресняков Е А Водные ресурсы Восточно-Сибирского края Якутской АССР, Бурят-Монгольской АССР и Дальневосточного края Подземные воды Азиатской части СССР, 1932

Пресняков Е А, Ткачук В Г О задачах дальнейших исследований подземных вод Восточной Сибири Мат лы по подземным водам Вост Сибири Иркутск, 1957

Рейхман Н Э Ямаровская минеральная вода (Забайкальской области Верхнеудинского округа) Иркутск, 1880

Решетников А. Былыринские, Кыринские, Улурийские горячие воды Забайкальской области (акротермы). Протокол и тр. Заб. общ. врачей за 1899—1900 гг. Чита, 1900.

Романовский Э. Н. Подземные воды Харанорской впадины. Изв. высших учебных заведений. «Геология и разведка», 1965, № 6.

Саквочин Н. Курорты Сретенского округа местного значения. Медико-санит. сборник. Сретенск, 1928.

Салтыков Н. И. Фундаменты каменных зданий в условиях первых надпойменных террас речек Ингоды и Читинки. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. VIII, 1950.

Свищев В. П. Курорт «Молоковка». Чита, 1953.

Сергеев М. Е. Исследования по линии Забайкальского участка Сиб. ж. д. для выяснения условий водоснабжения будущих станций. Геол. исследования Сиб. ж. д., вып. 4, 1897.

Сизиков А. И. К орографии Забайкалья (в пределах Читинской области). Зап. Заб. отд. геогр. об-ва СССР, вып. XX, 1963.

Сизиков А. И., Уфимцев Г. Ф. Анализ рисунка гидросети для выявления неотектонических структур в Центральном Забайкалье. Тезисы докл. Второй научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1965.

Сизиков А. И., Уфимцев Г. Ф. Гидросеть и неотектоника в Забайкалье. Вестн науч. инф. Забайкальск. Геогр. об-ва СССР, № 1. Чита, 1965а.

Силин-Бекчурин А. И. Предварительные результаты гидрогеологических исследований на курорте «Дарасун» в 1929 г. «Курортное дело», 1930, № 3—4.

Силин-Бекчурин А. И. Новые данные по геологии и гидрогеологии Дарасуна. Курорт «Дарасун». Сб. под ред. Б. С. Бульвахтера. 1932.

Силин-Бекчурин А. И. Проблема генезиса углекисло-щелочных вод в условиях вечной мерзлоты Забайкалья в районе курорта «Дарасун». Сб.: «Водные богатства недр земли на службу соц. строительства», № 5. Минеральные воды. ОНТИ, 1934.

Солоненко В. П. Вопросы сейсмического районирования Восточной Сибири и МНР. Мат-лы Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 3. Чита, 1958.

Солоненко В. П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1960.

Смирнов С. С. Очерк металлогенин Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.

Спасский Н. С. О Сибирских минеральных водах. «Сибирский врач». 1917, № 23—24.

Спасский Н. С. Курорт «Олентуй». Тр. Первого съезда врачей Вост. Сибири, 1925.

Степанов В. М. Некоторые закономерности в распределении минеральных источников Забайкалья. Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. 14. Госгеолтехиздат, 1956.

Степанов В. М. Некоторые вопросы формирования подземных вод Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. XV, 1958.

Степанов В. М. Гидрогеологическая зональность в горных районах Восточной Сибири. Тр. Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 1. Иркутск, 1959.

Степанов В. М. Новые данные об углекислых источниках в Забайкалье. «Сов. геология», 1961, № 8.

Степанов В. М. О некоторых условиях применения гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений. Тр. Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 4. Иркутск, 1961а.

Степанов В. М., Богданова Л. Л. Гидрогеологические условия Ингода-Былыринского междуречья в Центральном Забайкалье. Мат-лы Третьего совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, 1961.

Стуков Г. Шивинские минеральные воды. Зап.-Чит. отд. Приамурского ОРГО. Чита, 1901.

Титов Н. А. Некоторые данные по геотермическим наблюдениям на Букачачинском камеиноугольном месторождении в Забайкалье. Тр. КОВМ, т. 7, 1939.

«Типы местности и природное районирование Читинской области». Изд-во АН СССР, 1961.

Ткачук В. Г. О типах терм Саяно-Байкальской горной страны. ДАН СССР, т. 118, № 6, 1958.

Ткачук В. Г. Формирование термальных вод Саяно-Байкальской горной страны. Тр. Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 1. Иркутск, 1959.

Ткачук В. Г. Минеральные воды южной части Восточной Сибири, их формирование и перспективы использования. «Проблемы гидрогеологии». Докл. к собранию международной ассоциации гидрогеологов, 1960.

Ткачук В. Г., Анкудинова Г. А. О минеральных водах Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. 10, 1959.

Ткачук В. Г., Орлова Л. М., Шувалов П. А., Климочкин В. В. Подземные воды южной части Восточной Сибири (Иркутской, Читинской областей и Бурятской АССР) и перспективы их использования для хозяйственных и лечебных целей. Мат-лы к конф. производит. сил Вост. Сибири. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Иркутск, 1958.

Токарев Н. С. Гидрогеологическое районирование Восточно-Сибирского края. Иркутск, 1936.

Токарев Н. С. Предбайкалье и Забайкалье. Восточная Сибирь. Сб.: «Гидрогеология СССР», кн. 1, 1941.

Толстихин Н. И. «Кислый ключ» может быть природным курортом. Сб.: «Сов. Забайкалье», № 97, 1930.

Толстихин Н. И. Минеральные источники Восточной Сибири и ДВК. «Советская Азия», 1931, № 7—8.

Толстихин Н. И. Гидрогеология Восточно-Сибирского края (в условиях вечной мерзлоты). Тр. Первого Вост.-Сиб. краевого научно-исслед. съезда, вып. 1, 1932.

Толстихин Н. И. Газы Восточного Забайкалья. Тр. геол.-развед. бюро газовых месторождений, вып. 2, 1932.

Толстихин Н. И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. Тр. Комисс. по изуч. мерзлоты АН СССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1932.

Толстихин Н. И. Подземные воды в четвертичных отложениях районов вечной мерзлоты. Тр. II Междунар. конф. ассоциации по изуч. четверт. периода, вып. 2, 1933.

Толстихин Н. И. Минеральные источники Забайкалья. Тр. Первого Всесоюзн. гидрогеол. съезда. Сб. № 5. Горгеолнефтеиздат, 1934.

Толстихин Н. И. Об основных чертах химического состава сибирских минеральных вод. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. 6. ГОНТИ, 1935.

Толстихин Н. И. Минеральные воды мерзлой зоны литосферы. Тр. Комиссии по изуч. мерзлоты АН СССР, т. VI. Изд-во АН СССР, 1938.

Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой литосферы. Госгеолиздат, 1941.

Толстихин Н. И. Рельеф и распределение подземных вод (на примере Сибири). Изв. ВГО, т. 79, вып. 5. Географгиз, 1947.

Толстихин Н. И. Артезианские воды мерзлой геозоны в пределах СССР. Мерзлотоведение, т. 2, вып. 1, 1947а.

Толстихин Н. И. К вопросу о распределении минеральных вод СССР. Тр. ЛГГП АН СССР, т. 3. Изд-во АН СССР, 1948.

Толстихин Н. И. Гидрохимическая зональность артезианских бассейнов. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXXII, вып. 2. Гостоптехиздат, 1955.

Толстихин Н. И. Подземные воды и минеральные источники Восточной Сибири. Мат-лы по подземным водам Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, Иркутск, 1957.

Толстихин Н. И. Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран. Тр. Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 1. Иркутск, 1959.

Толстихин Н. И., Дзенс-Литовский А. И., Скробов А. Гидрогеологические провинции природных минеральных вод СССР. Изв. ГГО, № 70 (вып. 6). Изд-во АН СССР, 1938.

Толстихин Н. И., Орлова Л. М. Об одном типе углекислых вод в Забайкалье. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXXIV, вып. 2. Гостоптехиздат, 1958.

Толстихин Н. И., Богомолов Н. С. Родниковые воронки Восточной Сибири. Мат-лы Четвертого совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Изд-во АН СССР, Иркутск — Владивосток, 1964.

Толстихин О. Н. К вопросу о количестве ювенильной воды, выделяющейся при образовании эффузивных пород. «Геохимия», 1961, № 11.

Тресков А. А., Флоренсов Н. А., Солоненко В. Л. О сейсмическом районировании Восточной Сибири. «Бюллетень совета по сейсмологии». 1960, № 8.

Удодов П. А., Ануфриенок И. П. Опыт применения гидрохимического метода поисков рудных месторождений в зоне островной многолетней мерзлоты. Тр. Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 4. Иркутск, 1961.

Ферсман А. Е. Радиоактивность источников Забайкалья. «Природа», 1914.

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геолог., № 2, 1948.

Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. Вопр. геол. Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.

Франк-Каменецкий А. Г. Дороннинское содовое озеро в Забайкалье. Изв. Биолого-географ. научн.-исслед. ин-та при Иркутск. гос. ун-те, т. I, вып. 4. Иркутск, 1924.

Франк-Каменецкий А. Г., Концевич В. И. К гидрохимии горячих источников Северного Забайкалья. ДАН СССР, 1931.

Кнырев Г. П. Подземные воды Балейского рудного поля. Тр. Второго совещ. по подземным водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 2. Иркутск, 1959.

Чунихин В. Как живут и где минерализуются углекислые источники Забайкалья. «Сибирская врачебная газета», 1912, № 17, 18, 19, 20, 21, 22.

Швецов П. Ф. К вопросу о связи температуры и мощности вечной мерзлоты с геологическими и гидрогеологическими факторами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1941.

Широков М. Е. Курорт «Дарасун». Изд. 2-ое. Чита, 1960.

Штейн М. А. К расчету модулей подземного стока (на примере Забайкалья). Информац. сб. ВСЕГЕИ, № 19, 1959.

Шуколюков Ю. А., Толстихин И. Н. Ксенон, аргон и гелий в некоторых природных газах. «Геохимия». 1965, № 7.

Щеголев Д. И., Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. Гостоптехиздат, 1939.

Щукин Н. С. Горячие воды Восточной Сибири. Журнал Министерства внутренних дел, т. XVII. 1856.

Ярославцев В. Л., Близеев В. И. Курорт «Кука». Чита, 1959.

Ясько В. Г. К вопросу о подземных (ископаемых) льдах северо-западного Забайкалья. Тр. Северо-Вост. отд. ин-та мерзлотоведения АН СССР, вып. 2, 1960.

Ясько В. Г. Гидрогеологическая зональность подземных вод артезианских бассейнов Забайкальского типа. Мат-лы Четвертого совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Владивосток, 1964.

Ясько В. Г. О режиме подземных вод Нижне-Нерчинских артезианских бассейнов забайкальского типа. Изв. высших учебных заведений. «Геология и разведка», № 8, 1965.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР. ТОМ XXI.

Читинская область

Ведущий редактор *Л. Г. Китаенко* Технические редакторы *Е. Иерусалимская, В. В. Максимова*

Корректор *Г. Г. Большова*

Сдано в набор 21/VIII 1968 г Подписано к печати 21/III 1969 г
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. № 1 Печатн. л. 27,75+4 печ. л. (7 вкл.)+2 карты (в т. ч. 1 цв.)
Усл. печ. л. 44,45 Уч.-изд. л. 42,95 (в т. ч. 7 вкл. + 2 карты) Т-05502 Тираж 1000 экз.
Цена 3 руб 41 коп. Заказ 726/9713—2 Индекс 3-4-1

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