ПАМЯТНИКИ СССР

ТОМ

11

ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НЕДРА»
МОСКВА·1968

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 1968

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

■

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

■

ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО АН СССР

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том
XIX

ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ

РЕДАКТОР ТОМА
В. Г. ТКАЧУК

ЗАМЕСТИТЕЛИ РЕДАКТОРА
Е. В. ПИННЕКЕР, П. И. ТРОФИМУК



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА" МОСКВА 1968

УДК 551 49(571 53)

РЕДКОЛЛЕГИЯ МОНОГРАФИИ
«ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

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

РЕДКОЛЛЕГИЯ XIX ТОМА

ИВАНИЛОВА Р Ф
КАУРОВ В Ф
КУРЕННОЙ В В
ПИННЕКЕР Е В
ТКАЧУК В Г
ТРОФИМУК П И
ТУМОЛЬСКИЙ Л М

Гидрогеология СССР Том XIX Иркутская область Ведущий редактор В Г Ткачук Зам ведущего редактора Е В Пиннекер П И Трофимук Иркутское геологическое управление Институт земной коры СО АН СССР

Работа составлена на основе обобщения многочисленных литературных и фондовых материалов с использованием результатов специально проведенных исследований Подробно описаны подземные воды всех стратиграфических толщ и магматических комплексов развитых в платформенных артезианских бассейнах и гориоскладчатых сооружениях Иркутской области В наиболее изученных районах гидрогеологический разрез описан на глубину 20—25 тыс м С необходимой детальностью охарактеризованы закономерности формирования пресных соленых и рассольных вод и впервые для данной территории произведены палеогидрогеологические реконструкции

Многие разделы монографии представляют интерес с методической точки зрения Новая методика применена в частности для подсчета естественных ресурсов подземных вод на отдельных малоизученных участках

Впервые для области дана оценка подземным водам как поисковому критерию на различные полезные ископаемые охарактеризованы условия обводненности месторождений полезных ископаемых и вопросы охраны подземных вод от загрязнения С применением новейших данных приведена оценка возможного использования различных типов подземных вод как источника водоснабжения в качестве лечебных вод и для получения тепловой энергии

Специально рассмотрены вопросы охраны подземных вод и намечены дальнейшие задачи их изучения

Отдельная часть монографии посвящена описанию инженерно геологических особенностей Иркутской области Впервые дана характеристика инженерно геологических формаций и комплексов пород

Работа иллюстрирована многочисленными рисунками и рядом специальных карт Таблиц 83, иллюстраций 98 приложений (карт) на трех листах, библиографий 308

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение В Г Ткачук 7

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава 1 **Географическое положение, краткие сведения по экономике.** Р. Ф. Иванилова, И Н Иванов 13

Глава 2 **Состояние гидрогеологической изученности.** И С Ломоносов . 17

ЧАСТЬ II

ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 3 **Физико-географические условия.** И. Н Иванов . . . 29

Орография 29
Климат 32
Почвы и растительность 35
Поверхностные воды 37

Глава 4 **Геологическое строение** 46

Стратиграфия и литология И С Ломоносов. 46
Тектоника И. С Ломоносов 60
Геоморфология А Г. Золотарев . . 63
Карст Г П. Вологодский, М В Нечаева . . . 69
Многолетнемерзлые породы Ф Н Лещиков . . 80

ЧАСТЬ III

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Глава 5 **Основные водоносные горизонты и комплексы** . . 95

Водоносность четвертичных отложений Я. И. Зарубинский . . . 96
Водоносность отложений неогена и палеогена И Н Угланов . 106
Водоносность отложений юры Я. И. Зарубинский 110
Водоносность отложений нижнего триаса И Н Угланов . 128
Водоносность отложений перми и карбона И Н. Угланов . 132
Водоносность отложений девона. И Н Угланов 136
Водоносность отложений силура В В. Куренной . . 142
Водоносность отложений ордовика В. В Куренной . . 143
Водоносность отложений верхнего и верхнего — среднего кембрия В В Куренной 159
Водоносность отложений среднего и нижнего кембрия. Е. В Пиннекер . 173
Водоносность отложений верхнего протерозоя (нижнего кембрия — синия?) Е В Пиннекер 202
Водоносность отложений верхнего протерозоя. Е. В. Пиннекер . 208
Водоносность метаморфических и изверженных пород. Р Ф Иванилова, Б. И Писарский . . 216

Глава 6 **Гидрогеологическое районирование.** И С. Ломоносов 248

ЧАСТЬ IV

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 7. **Палеогидрогеология.** Е. В. Пиннекер 261

Глава 8. **Питание и генезис подземных вод** 267

Гидрогеологические складчатые области. Б. И. Писарский . . . 267
Артезианские бассейны Сибирской платформы. Е. В. Пиннекер . . 274

Глава 9. **Режим подземных вод.** В. А. Малий 298

ЧАСТЬ V

НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 10. **Прогнозная оценка запасов подземных вод для целей водоснабжения.** П. И. Трофимук 309

Прогнозная оценка эксплуатационных запасов подземных вод . . 309
Использование подземных вод для водоснабжения сельских местностей 318
Перспективы использования подземных вод для водоснабжения городов 323

Глава 11. **Минеральные и термальные воды** 326

Лечебные минеральные воды. В. Г. Ткачук, Е. В. Пиннекер . . . 327
Термальные воды. С. В. Лысак, П. И. Трофимук 344

Глава 12. **Обводненность месторождений полезных ископаемых** 348

Месторождения в пределах платформы. Я. И. Зарубинский, И. А. Лившиц 348
Месторождения в пределах горноскладчатых областей. И. А. Лившиц . 370
Россыпные месторождения в отложениях речных долин. И. А. Лившиц . 377

Глава 13. **Подземные воды как поисковый критерий на полезные ископаемые.** Е. В. Пиннекер 380

Глава 14. **Осушение и орошение.** И. Н. Углаков 392

Глава 15. **Охрана подземных вод.** В. А. Малий, Н. В. Трошин 399

ЧАСТЬ VI

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Глава 16. **Формации и инженерно-геологические комплексы горных пород** . 406

Формации поверхностных отложений 407
Формации внеледниковых отложений Сибирской платформы и предгорных равнин. Р. Ф. Иванилова, И. Н. Углаков 407
Формации отложений горных склонов и впадин и горного оледенения. И. Н. Угланов, Р. Ф. Иванилова 421
Формации пород коренной основы 424
Терригенные формации. И. Н. Углаков, А. П. Вагина 424
Терригенно-карбонатная и карбонатная формации. И. Н. Угланов, З. А. Хлебникова 429
Эффузивная и эффузивно-осадочная формации. И. Н. Угланов . 431
Метаморфическая формация. И. Н. Угланов, А. П. Вагина . . 432
Интрузивная формация. И. Н. Углаков 435

Глава 17. **Физико-геологические явления и процессы** 438

Сейсмичность. В. П. Солоненко 438
Обвалы и осыпи, сели, оползни и отседания склонов, овраги, просадки, эоловые процессы, болота. П. И. Трофимук 444

Глава 18. **Инженерно-геологическое районирование.** И. Н. Угланов . . . 454

Глава 19. **Инженерно-геологические особенности условий строительства.** П. И. Трофимук 466

Заключение. В. Г. Ткачук 480

Литература 485

Графические приложения:

1. Гидрогеологическая карта масштаба 1 : 1 500 000
2. Разрезы (два)
3. Карта прогнозных эксплуатационных запасов пресных подземных вод для целей водоснабжения масштаба 1 : 2 500 000

ВВЕДЕНИЕ

Территория Иркутской области расположена в пределах двух крупных геологических регионов — Сибирской платформы и ее горно-складчатого обрамления. На ее обширной территории (767,9 тыс. *км*^{2}) находят свое проявление многие физико-геологические явления, в том числе карст и развитые на значительной части территории области многолетнемерзлые породы; на юго-востоке окраинные площади области отличаются повышенной сейсмичностью. Все это обусловило сложность и разнообразие гидрогеологических и инженерно-геологических особенностей области и необходимость дифференцированного подхода к их изучению и характеристике.

Планомерное систематическое изучение геологического строения и подземных вод, начатое в послереволюционные годы, особенно широко развернулось в последние 10—15 лет в связи с интенсивным развитием народного хозяйства, созданием здесь крупных водохранилищ, строительством мощных промышленных центров и т. п. В результате разнообразных исследований и обобщения накопленных фактических материалов о подземных водах и инженерно-геологических условиях появился ряд сводных работ. Однако эти работы носили характер региональных обобщений по отдельным районам (например, «Подземные воды Иркутского угленосного бассейна», 1961, под редакцией В. Г. Ткачук; «Братское водохранилище», 1963, под редакцией М. М. Одинцова) или освещали отдельные вопросы изучения и использования подземных вод. Такими были, например, монография «Минеральные воды Восточной Сибири» (1961—1962 гг.), само название которой уже определяет ее содержание, работа В. Г. Ткачук и Е. В. Пиннекера «Подземные воды Иркутской области и их народнохозяйственное значение» (1959) с описанием подземных вод отдельных районов области в основном в плане возможности их использования для водоснабжения и др.

Настоящий XIX том монографии «Гидрогеология СССР» (Иркутская область) является первой обобщающей работой, с всесторонней характеристикой подземных вод этой территории и ее инженерно-геологических особенностей.

В ней описываются природные условия формирования подземных вод — физико-географические условия, геологическое строение, геоморфологические особенности, карст и многолетнемерзлые породы.

Большое внимание в монографии уделено выявлению и описанию региональных гидрогеологических закономерностей — условиям залегания и движения подземных вод, приуроченных к различным стратиграфическим толщам, их качественной и количественной характеристике, включающей и оценку их эксплуатационных запасов.

На уровне современных знаний рассмотрено формирование подземных вод с учетом специфики процессов их формирования в платформенной части области и ее горноскладчатом обрамлении. Всесторонне оценены возможности использования подземных вод в народном хозяйстве — как источника водоснабжения и для лечебных целей.

Значительное место в монографии уделено описанию инженерно-геологических особенностей области. В ней даны характеристика инженерно-геологических формаций и комплексов горных пород области; физико-геологических явлений и сейсмичности отдельных районов; инженерно-геологическое районирование и характеристика особенностей строительства в пределах отдельных участков области.

Для написания монографии использованы и обобщены материалы опубликованной и фондовой литературы по состоянию на 1 января 1965 г., в том числе литература и материалы фондов Иркутского геологического управления, Института земной коры СО АН СССР, Восточно-Сибирского геологического управления по поискам и разведке нефти и газа, проектных институтов (Гидроэнергопроект, Желдорпроект, Востсибгипрошахт, Фундаментпроект) и производственных организаций. Большое значение для познания закономерностей размещения и формирования подземных вод имели гидрогеологические съемки различных масштабов и разведка месторождений подземных вод, проводившиеся в последние годы Иркутским геологическим управлением. В период составления XIX тома была проведена большая работа по региональной оценке эксплуатационных запасов пресных подземных вод, пригодных для водоснабжения, а также минеральных (лечебных и термальных) вод.

Несмотря на большое количество опубликованной и фондовой литературы и результаты гидрогеологических и инженерно-геологических съемок, территория Иркутской области изучена неравномерно и для отдельных ее районов — недостаточно. Это вызвало необходимость проведения при составлении XIX тома специальных дополнительных исследований в окраинных, почти неизученных районах. Иркутским геологическим управлением гидрогеологической съемкой были охвачены значительные площади на Восточном Саяне (А. А. Зайнулин, В. М. Колосницын, 1961—1962 гг.), на Чуно-Мурском междуречье (И. Н. Угланов, 1961 г.) и в бассейне р. Нижней Тунгуски (И. Н. Угланов, П. Н. Петров, 1962 г.); Институтом земной коры СО АН СССР аналогичные работы выполнены в бассейнах рек Киренги и Лены от Качуга до Киренска (Б. И. Писарский, 1962 г.; Е. В. Пиннекер, 1964 г.).

Изложение материалов в томе, расположение глав и картирование выполнены в соответствии с методическими указаниями ВСЕГИНГЕО по составлению томов монографии «Гидрогеология СССР». Это относится, в частности, к описанию водоносных горизонтов сверху вниз, начиная от приуроченных к наиболее молодым четвертичным отложениям. При наименовании вод по их химическому составу допущено отступление от упомянутых методических указаний: в сложных названиях (хлоридно-сульфатный, магниево-натриево-кальциевый) преобладающие компоненты ставятся в конце названия.

В составлении XIX тома принимал участие большой авторский коллектив в основном сотрудников Иркутского геологического управления Министерства геологии РСФСР (А. П. Вагина, Р. Ф. Иванилова, В. В. Куренной, И. А. Лившиц, В. А. Малий, М. В. Нечаева, П. И. Трофимук, Н. В. Трошин, З. А. Хлебникова) и Института земной коры Сибирского отделения АН СССР (Г. П. Вологодский, И. Н. Иванов, Ф. Н. Лещиков, И. С. Ломоносов, Е. В. Пиннекер, Б. И. Писарский, В. П. Солоненко). Некоторые главы написаны сотрудниками Иркут-

ского государственного университета им. А. А. Жданова Я. И. Зарубинским, А. Г. Золотаревым, И. Н. Углановым.

В состав редколлегии тома входят: ведущий редактор — В. Г. Ткачук, зам. редактора — Е. В. Пиннекер и П. И. Трофимук, ответственный секретарь Р. Ф. Иванилова, члены редколлегии: В. В. Куренной, В. Ф. Кауров, Л. М. Тумольский.

Текущая работа по подготовке материалов и их оформлению проводилась группой гидрогеологической партии комплексно-тематической экспедиции Иркутского геологического управления в составе старшего техника-гидрогеолога А. И. Анненковой, техников-картографов З. М. Волковой, М. А. Карповой, З. С. Недзельской, В. Н. Шабалиной и О. А. Ходыкиной под руководством Р. Ф. Иваниловой и П. И. Трофимука.

Следует отметить, что многие разделы предлагаемого XIX тома были доложены и подвергнуты полезному обсуждению на широких гидрогеологических совещаниях, в частности на Всесоюзном гидрогеологическом совещании в Ереване в 1963 г., на Четвертом совещании по подземным водам Сибири и Дальнего Востока во Владивостоке в 1964 г. Многие фактические данные и теоретические положения авторов некоторых разделов стали, таким образом, известными широким кругам гидрогеологов еще до окончания работы над XIX томом.

Редколлегия считает своим приятным долгом выразить благодарность Н. И. Толстихину за существенную помощь, оказанную коллективу авторов при разработке основных принципиальных положений гидрогеологии Иркутской области, А. И. Ефимову за сделанные им ценные замечания, которые помогли авторам улучшить содержание отдельных глав монографии, и Ф. К. Курьянову за содействие в проведении мероприятий, связанных с полевыми исследованиями и подготовкой тома к изданию.

Часть I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава 1

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ЭКОНОМИКЕ

Территория Иркутской области расположена между 51°8′—64°9′ с. ш. и 95°37′—119°10′ в. д., почти в центре азиатского материка, граничит с Красноярским краем, Якутской АССР, Читинской областью, Бурятской АССР и Тувинской АССР и имеет площадь 767,9 тыс. *км*^{2}.

Область занимает удобное экономико-географическое положение. Через нее проходят важнейшие транспортные магистрали, связывающие Дальний Восток, Забайкалье и Восточную Сибирь с другими экономическими районами страны и рядом стран зарубежной Азии.

В административном отношении область делится на 26 районов, из которых три входят в состав Усть-Ордынского Бурятского национального округа (рис. 1).

На 1 января 1965 г. общая численность населения области составляла 2226,6 тыс. человек. Около 80% населения проживает на территории, прилегающей к линии железной дороги. Свыше половины населения сосредоточено в Иркутско-Черемховском районе, в остальных районах оно размещается преимущественно по долинам рек и трактовым дорогам. Более или менее освоены лесостепные пространства в юго-восточной части области. Часть территории до сих пор не освоена. За последние годы население выросло в районах, где создается заново промышленность (Тайшетский, Братский, Чунский), и в районах растущей промышленности (Иркутский, Черемховский, Зиминский, Нижнеудинский). Наряду с русскими, в Иркутской области живут украинцы, белоруссы, татары. Коренное население — буряты, которые проживают главным образом в Усть-Ордынском Бурятском национальном округе, тофы — в Саянах, эвенки и якуты — на севере области.

Кроме Иркутска — крупного промышленного, транспортного, научного и культурного центра Восточной Сибири, в области имеется 14 городов, в том числе четыре областного подчинения (Черемхово, Ангарск, Усолье-Сибирское, Братск) и 40 поселков городского типа. За годы Советской власти города из торгово-административных превратились в промышленные и культурные центры, выросли промышленные центры — Ангарск, Братск, Шелехов и др. В Иркутске на 1 января 1965 г. проживало 400,7 тыс. человек, в Ангарске — 175,5 тыс. человек, а в Черемхово — 112,8 тыс. человек. По численности населения им уступают города Братск (106,8 тыс. чел.), Усолье-Сибирское (69 тыс. чел.), Шелехов (24,2 тыс. чел.) и др.

Основной транспортной магистралью является Транссибирская железная дорога, пересекающая юго-западную часть области. Дорога полностью электрифицирована. В последние годы построены железные дороги: Тайшет — Лена (721 *км*), Иркутск — Слюдянка (121 *км*) и

Тайшет — Абакан. Значительное развитие получил водный транспорт. Общая длина рек области, используемых для судоходства, составляет 4859 *км*. Основной объем перевозок приходится на Ангару, Лену и Байкал. Протяженность автомобильных дорог составляет 16 тыс. *км*, основными из них являются Московский, Култукский и Качугский

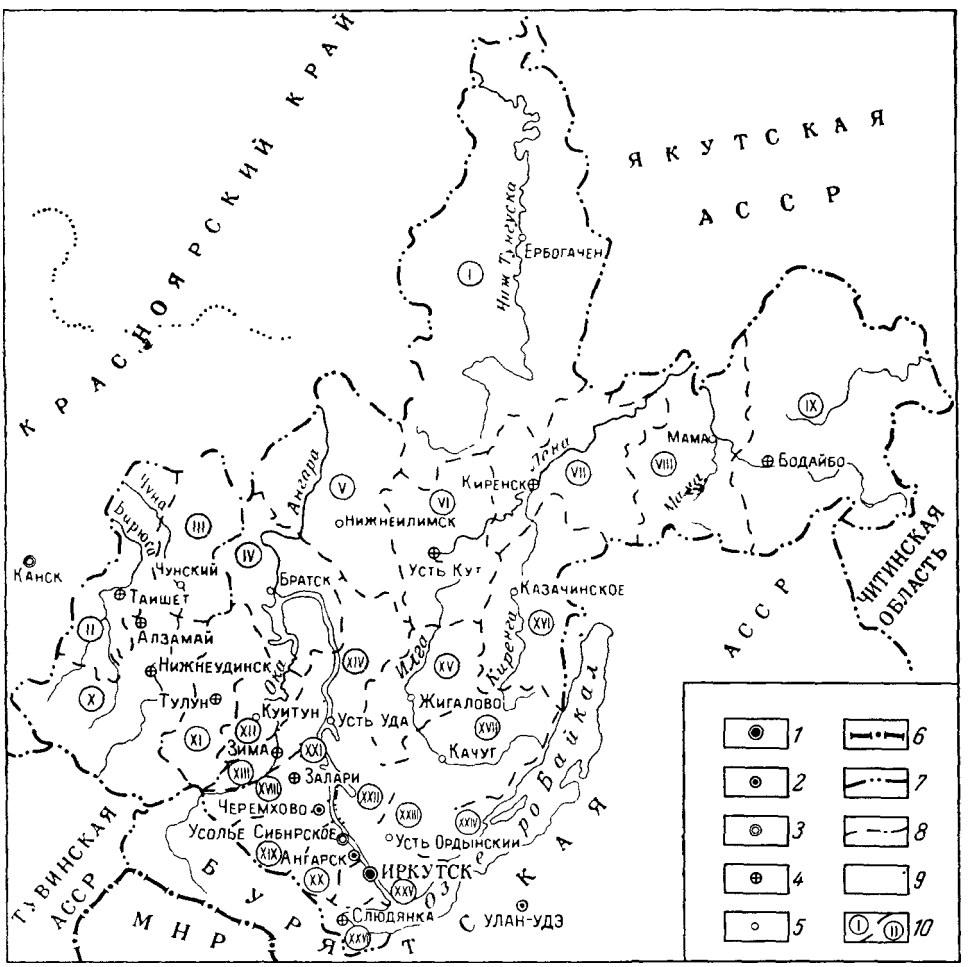


Рис. 1. Карта административного районирования Иркутской области, 1965 г.

Населенные пункты: *1* — более 300 000 жителей; *2* — более 100 000 жителей; *3* — от 50 000 до 100 000 жителей, *4* — от 10 000 до 50 000 жителей, *5* — менее 10 000 жителей. Границы *6* — государственная, *7* — областей и АССР, *8* — районов; *9* — национальных округов; *10* — номера районов на карте и их наименования I — Катангский, II — Тайшетский, III — Чуйский, IV — Братский, V — Нижнеилимский, VI — Усть-Кутский, VII — Киреиский, VIII — Мамско-Чуйский, IX — Бодайбинский, X — Нижнеудинский, XI — Тулунский, XII — Куйтунский, XIII — Зиминский, XIV — Усть-Удинский, XV — Жигаловский, XVI — Казачинско-Ленский, XVII — Качугский, XVIII — Заларинский, XIX — Черемховский, XX — Усольский, XXI — Аларский, XXII — Боханский, XXIII — Эхирит Булагатский, XXIV — Ольхонский, XXV — Иркутский, XXVI — Слюдянский

тракты. Через Иркутскую область проходят воздушные пути союзного и международного значения: от Москвы до Владивостока, Пекина, Улан-Батора и Пхеньяна. Воздушный транспорт связывает г. Иркутск со всеми отдаленными районами Севера.

Сельское хозяйство Иркутской области специализируется главным образом на производстве зерна и продуктов животноводства. Общая

сельскохозяйственная освоенность территории весьма незначительна. Площадь сельскохозяйственных угодий на 1 января 1965 г. составляла 3,4% общей площади области, на долю пахотных земель приходилось 1691 тыс. *га*. В течение семилетия (1958—1965 гг.) колхозами и совхозами освоено около 300 тыс. *га* новых земель.

На пахотных землях преобладают посевы зерновых, зернобобовых и кормовых культур. В последние годы увеличивается производство овощей, картофеля, молока и продукции птицеводства в районах Иркутско-Черемховского и Братско-Тайшетского промышленных узлов. В Катангском, Бодайбинском и на юге Нижнеудинского района развито оленеводство.

Важное место в экономике Иркутской области занимает охотничий промысел, дающий свыше 30 видов пушнины. Развит он по Лене, Витиму, Илиму, среднему течению Ангары и Чуны, по Нижней Тунгуске и в Восточном Саяне.

Иркутская область занимает видное место среди восточных промышленных районов РСФСР, специализируясь в народном хозяйстве СССР как поставщик слюды, золота, пушнины, а также имеет важное значение как район добычи каменного угля, соли и заготовок леса. Быстрыми темпами развивается ее машиностроительная, химическая, пищевая и легкая промышленность, область превращается в один из центров гидроэнергетики и железорудной промышленности. Быстрый рост энергетики начался в послевоенные годы. Сейчас в Иркутской области работают Братская и Иркутская ГЭС на р. Ангаре, Мамаканская ГЭС на р. Мамакане и свыше 10 тепловых электростанций. Начато строительство Усть-Илимской ГЭС на р. Ангаре. Иркутская энергетическая система по своей мощности самая крупная в Союзе.

Добыча слюды и золота является старой отраслью горнодобывающей промышленности общесоюзного значения. Лено-Витимский район один из ведущих в СССР по запасам золота. В Иркутской области расположены и богатейшие месторождения слюды — мусковита. Угледобывающая промышленность развита на площадях Черемховского, Азейского и других угольных месторождений. Уголь используется как в Иркутской области, так и за ее пределами в энергетике и химической промышленности. Широкие перспективы развития имеет железорудная промышленность (Коршуновское, Рудногорское, Татьянинское и другие месторождения). На Коршуновском месторождении строится крупный горнообогатительный комбинат, первая очередь которого уже вступила в строй.

Кроме этих полезных ископаемых, в области добывают тальк, гипс, известняк, каолин, кварцевый песок, кирпичные глины, магнезит, графит, флюсовые и химические известняки, кварциты и другое минеральное сырье. На Усольском месторождении вываривается соль из искусственных рассолов. В 1962 г. в бассейне р. Лены открыты первые промышленные месторождения газа и нефти в Иркутской области. Начинает развиваться химическая промышленность; в ближайшее время химия превратится в ведущую отрасль народного хозяйства области. Построен нефтепровод Туймазы — Ангарск.

Машиностроительная промышленность концентрируется в городах Иркутске, Усолье-Сибирском, Ангарске и Черемхово, где производится оборудование для металлургии, горнодобывающей и химической промышленности. Новая для области алюминиевая промышленность создана в г. Шелехове, промышленность стройматериалов — в городах Иркутске, Ангарске, Шелехове и др.

Область является крупным поставщиком леса. Запасы древесины составляют 7,9 млрд. $м^3$, значительная ее часть заготовляется в районах

Присаянья и Приангарья, где расположены крупные предприятия лесоперерабатывающей промышленности.

Значительна роль легкой и пищевой промышленности, удовлетворяющая потребности не только области, но также Якутии и Забайкалья.

В области формируются два крупных промышленных узла союзного значения — Иркутско-Черемховский и Братско-Тайшетский.

Иркутско-Черемховский промышленный узел, занимающий юго-восточную часть области, находится в пределах железнодорожных и водных путей, а также густой сети автомобильных дорог. В этом районе имеются крупные запасы разнообразного минерального сырья, сосредоточено $^3/_4$ всей промышленной продукции области и свыше 70% обработки слюды, производства стройматериалов, продукции пищевой и швейной промышленности. Здесь построены Иркутская ГЭС и несколько мощных тепловых электростанций. На Иркутско-Черемховский узел приходится $^2/_3$ всего населения области и большая часть городского населения. К нему примыкают основные сельскохозяйственные районы области, включая Усть-Ордынский Бурятский национальный округ.

Братско-Тайшетский промышленный узел объединяет группу северо-западных районов области, тяготеющих в своем экономическом развитии к Тайшету, Братску, Нижнеудинску и Тулуну. Здесь сосредоточены большие запасы железной руды (Коршуновское месторождение), каменных углей и других полезных ископаемых. В этих районах живет $^1/_4$ населения области; вырабатывается 20% промышленной продукции, производится 60% лесозаготовок области. Промышленное развитие узла связано с использованием колоссальных запасов электроэнергии Братской ГЭС.

В прошлом Иркутская область была практически поставщиком сырья для промышленности. За годы Советской власти роль области в системе народного хозяйства заметно изменилась, и в настоящее время она является крупнейшим производителем электроэнергии и разнообразной промышленной продукции.

Глава 2

СОСТОЯНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Подземные воды Иркутской области были известны местному населению с давних времен. Еще до прихода русских в Сибирь буряты, якуты и эвенки использовали естественные выходы минеральных соленых вод для выварки поваренной соли. Русскими «первооткрывателями» минеральных вод являются енисейские казаки, обнаружившие в середине XVII в. соленые источники в районе о. Варничного (близ современного г. Усолье-Сибирского). На Усть-Кутских соленых источниках начали вываривать соль в 1639 г., о чем сообщает основатель Усть-Кутского солеваренного завода, русский землепроходец Ерофей Хабаров.

В литературе впервые сведения о соленых источниках на территории Иркутской области появились в 1675 г. в дневнике русского посланника Н. М. Спафария, где приведены данные о соленых водах на острове р. Ангары выше устья р. Белой.

Первые попытки изучения и описания физических и химических свойств подземных вод относятся к концу XVIII — началу XIX в., к периоду русских академических экспедиций С. Г. Гмелина, И. Г. Георги, П. С. Палласа, Э. Лаксмана и др. С. Г. Гмелин описал Усольские и Усть-Кутские источники, Э. Лаксман — Усольские источники, П. С. Паллас — солончаки у пос. Тайтурки, связав образование их со скрытыми под землей солеными источниками.

В 1848 г. на базе соленых вод у г. Усолье-Сибирского открывается первый в области курорт.

Во второй половине XIX в. в литературе появляются сведения о сероводородных источниках (Львов, 1864); соленые источники в верховьях р. Лены описал Ф. Шперк (1870), по р. Бирюсе — Э. А. Кавер-ский (1893), по рекам Нижней Тунгуске и Непе — Р. Маак (1886). В 1885 г. А. Шамарин опубликовал результаты химических анализов соленых вод и вываривaемой из них соли всех известных к тому времени источников. В конце XIX в. описание некоторых источников по рекам Ангаре, Белой и Нижней Тунгуске сделано А. Л. Чекановским (1873, 1874, 1876).

Одним из первых систематическое изучение минеральных соленых вод и рассолов области начал В. А. Обручев (1890), который в работе «Геологический очерк, полезные ископаемые и горнозаводская промышленность» привел перечень всех известных в то время выходов на поверхность рассолов. Описание соленых источников сделано В. А. Обручевым (1892) во время его маршрута по р. Лене от Качуга до устья р. Витима.

В 1905 г. сводку по минеральным водам обширной территории, включающей и Иркутскую область, составил В. С. Реутовский.

В 90-х годах XIX в. в связи со строительством Сибирской железной дороги впервые на территории Иркутской области проводятся специальные гидрогеологические исследования с целью выявления источников водоснабжения. Результаты этих работ частично сведены в кадастре подземных вод области, хранящемся в фондах Территориального геологического управления, и освещены в работах К. И. Богдановича (1895, 1896), Н. Л. Ижицкого (1898, 1899) и И. О. Синцова.

На перечисленных выше немногочисленных и разрозненных исследованиях завершается первый этап изучения гидрогеологии Иркутской области.

Практически гидрогеологическая служба в Иркутской области была создана в начале 20-х годов нашего столетия, в первые годы Советской власти, когда заложились основные направления гидрогеологических исследований — изучение гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых, гидрогеологическое картирование, изучение минеральных вод и гидрогеологические исследования для целей водоснабжения.

Изученность гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых

Первым объектом изучения гидрогеологов было Черемховское каменноугольное месторождение, на котором под руководством М. К. Коровина в 1921 г. Н. Е. Габуния, а в 1927 г. Л. П. Гюнтер изучали водопритоки в горные выработки и шахты. В 1938 г. М. И. Тешлер составил для всего месторождения гидрогеологическую карту.

В 40-х годах гидрогеологические исследования проводятся также на Азейском, Будаговском и некоторых других месторождениях угля Иркутского угленосного бассейна. Особенно широко изучаются месторождения полезных ископаемых после 1950 г. Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых в этот период изучаются на отдельных угольных месторождениях центральной и северо-западной частей Иркутского угленосного бассейна, на Слюдянском месторождении флогопита, Заларинском месторождении гипса, Безымянском графитовом месторождении, Бодайбинском месторождении золота, Савинском месторождении магнезитов и Марковском месторождении нефти.

Общие гидрогеологические условия Черемховского месторождения угля и прилегающих к нему угленосных площадей рассмотрены в ряде работ Е. В Пиннекера (1958 и др.), отметившего, что среднегодовые водопритоки к разрезам и шахтам месторождения при упорядоченном водоотливе составляют от 3—5 до 100 $м^3/час$. Е. В. Пиннекер и Е. М. Бондаренко отмечают перспективность использования на месторождении метода сброса шахтных вод в закарстованные отложения нижнего кембрия.

На Азейском месторождении бурого угля, разработка которого ведется открытым способом, расчетный водоприток в проектируемую разрезную траншею по данным А. Ф. Рындина и Г. В. Белова определяется в 1000 $м^3/час$.

В 1963 г. вышла сводная работа Я. И. Зарубинского «Гидрогеология угольных месторождений южной части Восточной Сибири», в которой рассмотрены гидрогеологические условия и дан прогноз возможных притоков воды в горные выработки Черемховского, Азейского, Каранцайского, Новометелкинского и Кармагайского месторождений угля.

На Заларинском месторождении гипса В. В. Куренным (1962 б) возможные притоки в карьер на Центральном участке определены в 920 $м^3/час$, а на Северном — в 120 $м^3/час$.

Изучением гидрогеологии Слюдянского флогопитового и Безымянского графитового месторождений с 1959 г. начали заниматься Иркутское геологическое управление и Институт земной коры СО АН СССР. Исследованиями И. А. Лившица и Б. И. Писарского было установлено, что причиной обводнения месторождений являются трещинные и трещинно-жильные воды тектонических зон, которые связаны с трещинно-карстовыми коллекторами подземных вод мраморов. Для отвода подземных вод была рекомендована и проходится в настоящее время дренажная штольня. Расчетный максимальный приток в нее составляет 9000 $м^3/час$, а максимальные возможные водопритоки в горные выработки месторождения, по данным И. А. Лившица и Б. И. Писарского, составляют 6500 $м^3/час$.

Гидрогеологические условия и характер обводнения горных выработок Ленского золотоносного района освещены в работах Е. В. Пиннекера (1962 а), Д. А. Анучина (1960), А. С. Шахновского и др.

На Савинском месторождении магнезитов в результате гидрогеологических работ установлена незначительная обводненность месторождения.

Изучением гидрогеологии Марковского месторождения нефти с 1963 г. начал заниматься Институт земной коры СО АН СССР совместно с трестом Востсибнефтегеология.

Первая сводка по обводненности месторождений полезных ископаемых Иркутской области и их классификация в зависимости от геолого-гидрогеологических условий выполнена П. И. Трофимуком в 1963 г.

Гидрогеологическое картирование

Составление первых гидрогеологических карт и региональных очерков по территории области относится к началу 30-х годов. В 1931 г. Н. С. Ильина составила гидрогеологический очерк среднего течения р. Унги, в том же году гидрогеологические съемочные работы проводились в районе нижнего течения р. Белой Е. Е. Осиповой.

Интересные материалы о подземных водах были получены в 30-х годах при исследованиях под проектировавшиеся в то время гидротехнические сооружения каскада ангарских гидроэлектростанций. Результаты этих исследований освещены в работах 1933 г. Н. И. Толстихина, А. И. Ефимова, Е. Н. Щукиной и М. Н. Бондаренко, а также Н. И. Соколова. Общие гидрогеологические условия проектировавшейся Бархатовской гидроустановки на р. Ангаре приведены в статье Н. И. Толстихина (1933), М. Н. Бондаренко составил гидрогеологическую карту этого района; наиболее полная гидрогеологическая характеристика участка Бархатовской ГЭС дана в ряде работ Н. И. Соколова (1955, 1957 а, б, в). Гидрогеологические и инженерно-геологические условия проектировавшейся Ангаро-Байкальской гидроустановки рассмотрены в работах А. И. Ефимова.

И. Я. Баранов осветил некоторые свойства подземных вод в районе устойчивой мерзлоты спорадического типа у с. Братска.

Перед Великой Отечественной войной изучением гидрогеологии отдельных участков территории области попутно с инженерно-геологическими и геологопоисковыми работами занимались П. Ф. Кварцхава, В. С. Карпышев, И. А. Савари, А. С. Червонцев и др.

В результате обобщения накопленного к этому времени материала по подземным водам Н. С. Токаревым (1936), И. М. Васильевским и др. (1939) впервые дано гидрогеологическое районирование Иркутской области.

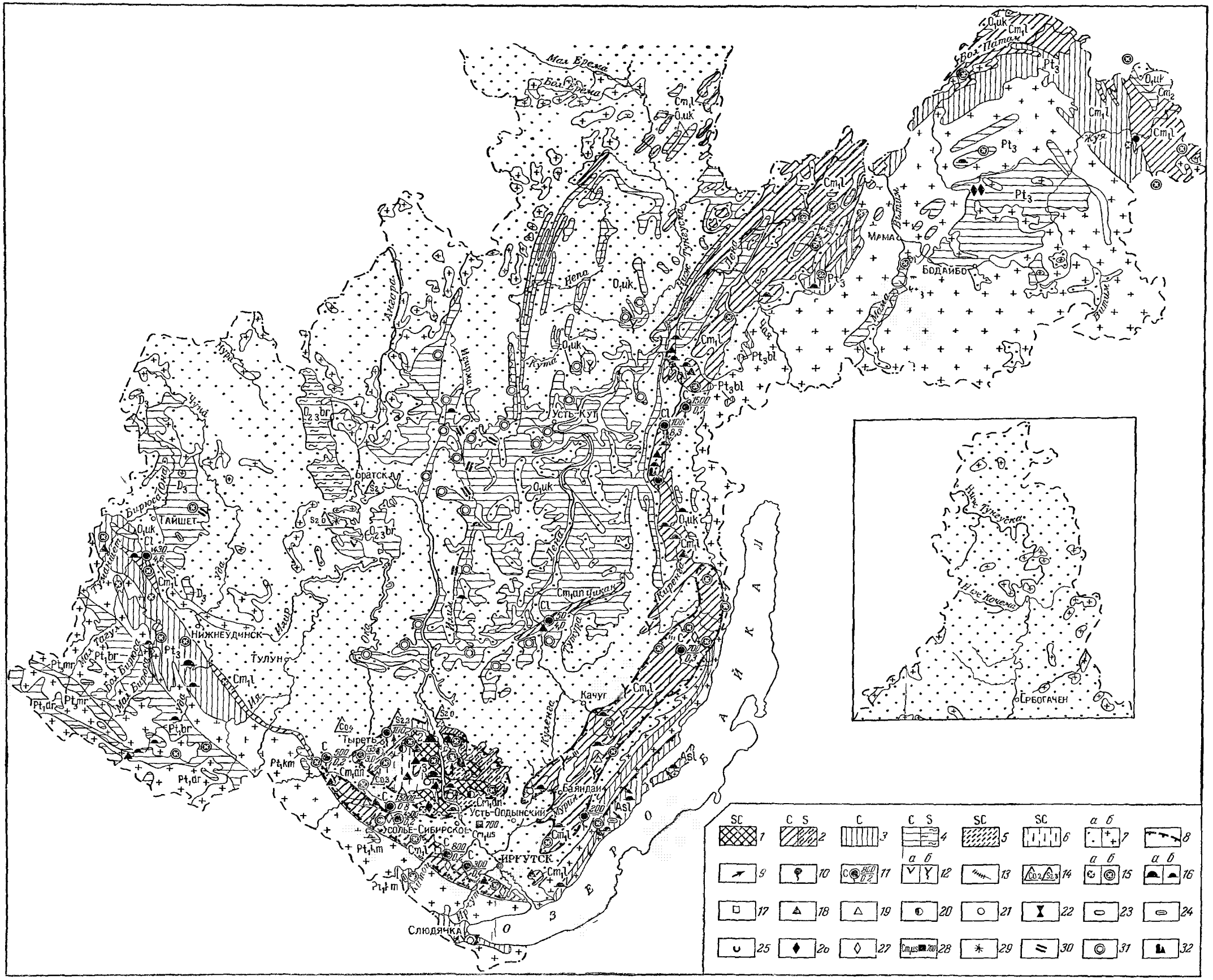


Рис 19 Карта карста Иркутской области (интенсивность и формы проявления) Составили Г П Вологодский, М В Нечаева, 1965 г

Площади с проявлением современного карста (С — карбонатного S — сульфатного SC — сульфатно карбонатного) *1* — весьма сильного, *2* — сильного, *3* — слабого, *4* — спорадического, *5* — площади с сильным проявлением современного карста залегающие под нерастворимыми породами, *6* — площади со слабым проявлением современного карста, залегающего под нерастворимыми породами, *7* — площади распространения некарстующихся пород (*а* — терригенные отложения различного возраста *б* — изверженные эффузивные и метаморфические породы), *8* — границы площадей преимущественно с глубоким (свыше 50 *м*) залеганием основного карстового водоносного горизонта в карбонатных породах *9* — направление движения карстовых вод, *10* — карстовые родники с дебитом более 50 *л/сек*, *11* — крупные очаги разгрузки карстовых вод цифра в числителе — дебит родников, *л/сек*, цифра в знаменателе — минерализация, *г/л*, буква около водопункта — тип подземных вод (С — гидрокарбонатный S — сульфатный Cl — хлоридный) *12* — места утечки речных вод (*а* — частичная *б* — полная), *13* — сухие русла, *14* — тип речных вод (С — гидрокарбонатный кальциевый S — сульфатно гидрокарбонатный кальциевый) цифра — минерализация *г/л*

Формы проявления карста *15* — воронки (*а* — единичные *б* — групповые) *16* — пещеры *а* — крупные (*1* — Нижнеудинская, *2* — Балаганская *3* — Худугунская), *б* — мелкие *17* — шахты, колодцы, *18* — брекчированные породы выщелачивания, *19* — кавернозные породы *20* — брекчия и доломитовая мука, вскрытые скважинами, *21* — полости, вскрытые скважинами, *22* — карстовые проявления по зонам тектонических разломов *23* — котловины западины *24* — озера, *25* — бугристо западинный рельеф карстового происхождения, *26* — участки со следами проявления доюрского карста, *27* — участки со следами проявления третичного карста (брекчии воронки и красноцветная кора выветривания), *28* — закарстованные породы второго этажа (соляной карст), индекс свиты возраст закарстованных пород цифра справа — глубина залегания закарстованных пород *29* — туфовые холмы, *30* — рвы смешанного происхождения, *31* — группы воронок смешанного происхождения в поле развития рвов, *32* — останец обтекания

На площади с проявленнем карста возраст пород показан индексами D_3 — верхний девон, D_2 — средний девон, $O_{2-3}br$ — средний и верхний ордовик нерасчлененные, братская свита, O_1uk — нижний ордовик, усть-кутская свита, Cm_{2-3} — средний и верхний кембрий нерасчлененные, Cm_1an — нижний кембрий, ангарская свита, Cm_1l — нижний кембрий, ленский ярус, Pt_3 — верхний протерозой свиты os — оселковая mr — мирчунская, kr — карагасская, Pt_3 — верхний протерозой серии bk — байкальская pt — нерюмская, Pt_1 — нижний протерозой свиты *lm* — кимчинская *dr* — дербинская, *br* — бирюсинская, A — архей, Sn — слюдянская серия святоносский гнейс, Asl *ll* — китойская свита шарыжалгайской серии

В период 1941—1945 гг. и в первые послевоенные годы гидрогеологические исследования проводятся в основном попутно с геологопоисковыми и геологосъемочными работами (Г. А. Покатилов, В. Н. Щербаков, Н. И. Фомин, Е. М. Румянцева, Т. Б. Богрецова, Н. В. Суханова, М. С. Бабкова и др.). В военный период закончен кадастр подземных вод (Н. И. Толстихин, Л. М. Орлова, И. А. Лившиц, В. Я. Карасюк), начатый составляться в 1932 г., а в 1948 г.— Л. М. Орловой гидрогеологическая карта Присаянья.

В 1953 г. при Территориальном геологическом управлении были созданы специализированная Заларинская гидрогеологическая и Братская инженерно-геологическая экспедиции, а в 1954 г. в изучение гидрогеологических условий области включилась гидрогеологическая группа Института земной коры СО АН СССР, руководимая В. Г. Ткачук. Этой группой, совместно с Заларинской гидрогеологической экспедицией Иркутского геологического управления, началось составление государственных кондиционных гидрогеологических карт для территории юга Иркутской области.

Совместные работы Института земной коры СО АН СССР с производственными геологическими организациями, проводившиеся под научным руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора В. Г. Ткачук, положили начало систематическому изучению подземных вод Иркутской области.

В этих работах активное участие принимал старейший исследователь подземных вод Сибири доктор геолого-минералогических наук, профессор Н. И. Толстихин. Это время можно считать началом создания Иркутской школы гидрогеологов.

На материале гидрогеологических съемочных работ 1954—1955 гг. в пределах Ангаро-Окинского междуречья впервые произведен опыт составления схемы стратиграфии подземных вод палеозойских отложений Иркутского амфитеатра (Ткачук, 1957 б). Государственная кондиционная гидрогеологическая съемка на территории Иркутской области была проведена в 1955 г. на Ангаро-Окинском междуречье в бассейне р. Унги. Вслед за первой гидрогеологической съемкой в период с 1956 по 1963 г. были проведены съемочные работы в пределах Иркутского угленосного бассейна, вдоль линии Восточно-Сибирской железной дороги, силами Иркутского геологического управления и Института земной коры СО АН СССР (В. Ф. Кауров, Е. В. Пиннекер, И. С. Ломоносов, Р. Ф. Иванилова, З. А. Хлебникова, В. А. Малий, Б. И. Писарский, Б. М. Шенькман, В. П. Качура, Н. Л. Журавель, В. М. Жадан, Г. А. Еремченко, П. М. Исаченко, Ю. И. Блохин и др.).

В результате этих работ выяснена общая гидрогеологическая обстановка и охарактеризованы условия залегания и распространения подземных вод в четвертичных, юрских, девонских, ордовикских, кембрийских породах и траппах юга Иркутского амфитеатра.

Кроме гидрогеологических съемок, в период с 1955 по 1958 г. на юге Иркутской области Институтом земной коры СО АН СССР и Иркутским государственным университетом проводились площадные гидрогеологические исследования, охватившие всю территорию Иркутского угленосного бассейна. Подземные воды Иркутско-Черемховского промышленного района изучал Е. В. Пиннекер, Прибайкальскую часть угленосного бассейна — И. Н. Угланов, северо-западную часть впадины угленосного бассейна и прилегающую часть Присаянья — И. С. Ломоносов. Материалы этих трех монографий легли в основу сводки «Подземные воды Иркутского угленосного бассейна» (1961), написанной коллективом авторов под редакцией В. Г. Ткачук.

В Иркутском угленосном бассейне авторами выделены следующие

основные типы подземных вод: а) порово-пластовые воды рыхлых отложений четвертичного и третичного возраста; б) трещинно-пластовые воды юрских отложений; в) трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды палеозойских отложений; г) трещинные воды метаморфических и изверженных пород.

Условия залегания и движения подземных вод определяются в значительной степени тектоникой впадины Иркутского бассейна. Моноклинальное падение толщи нижнепалеозойских осадков от горно-складчатого обрамления в сторону платформы обусловливает быстрое погружение водоносных горизонтов и направление движения подземных вод в основном с юго-запада на северо-восток. Более сложные условия залегания подземных вод наблюдаются на территории Кудинской синеклизы, где породы палеозоя смяты в антиклинальные и синклинальные складки.

Подземные воды палеозойских отложений, являясь свободными в области питания, при погружении водоносных горизонтов приобретают напор, достигающий в отдельных случаях нескольких сотен метров.

Гидрогеологическая съемка в 1958 г. проведена Л. В. Муравьевой и Д. А. Анучиным на территории западной части Братско-Тайшетского промышленного комплекса.

На севере и северо-востоке Иркутской области в 1955—1956 гг. и в 1959 г. маршрутные гидрогеологические исследования проведены сотрудниками ВСЕГЕИ Е. А. Басковым и Л. Г. Заварзиным по долинам рек Лены, Пеледуя и Ичеры, А. И. Кукуевым и Т. К. Божовской в бассейне верхнего течения р. Лены.

В 1961 г. Иркутским геологическим управлением составлена сводная гидрогеологическая карта для юго-восточной части Иркутской области. Изучением условий залегания, распространения и формирования подземных вод Чуно-Мурского междуречья и Восточных Саян в бассейне саянского течения рек Ии, Уды, Бирюсы и Агула в течение 1961—1962 гг. занимались И. Н. Угланов, А. А. Зайнулин и В. М. Колосницын — сотрудники Иркутского геологического управления, проводившие попутно с гидрогеологической съемкой гидрохимические поиски. Аналогичные гидрогеологические съемочные работы в последние годы проведены на значительной по размеру территории в районе городов Нижнеудинска и Тулуна (Г. А. Еремченко, В. П. Качура, В. В. Куренной и др.). Для этой территории, кроме общей характеристики гидрогеологических условий, приведено гидрогеологическое районирование и освещены вопросы инженерно-геологического строения.

С целью выявления возможных источников водоснабжения Иркутским геологическим управлением проведены гидрогеологические исследования в районе г. Тулуна (В. М. Жадан), на северном склоне хребта Хамар-Дабан и в его предгорьях, вдоль берега оз. Байкал полосой, ширина которой 8—10 *км* (Э. А. Аликин, Ю. А. Бачин), в окрестностях городов Братска (М. С. Захаров), Тайшета (Н. А. Журавель) и Иркутска (Б. М. Шенькман).

На основании опыта работ Бодайбинской экспедиции МГУ (1962—1963 гг.) при проведении мерзлотно-гидрогеологической съемки на трех россыпных месторождениях Ленского золотоносного района, в 1965 г. разработаны методические положения по мерзлотно-гидрогеологической съемке дражных полигонов Ленского золотоносного района.

По мере накопления материала по результатам гидрогеологических исследований появилась возможность составления обзорных работ.

В. Г. Ткачук и Е. В. Пиннекер (1959) составили и издали сводку «Подземные воды Иркутской области и их народнохозяйственное значе-

ние», а в 1961 г. вышла «Пояснительная записка к гидрогеологической карте СССР (Иркутская область)» и гидрогеологическая карта этой территории масштаба 1 : 2 500 000, составленная Е. В. Пиннекером, И. Н. Углановым и Н. Н. Шурановой (1962).

Значительные достижения в изучении подземных вод Сибири и, в частности, Иркутской области нашли отражение в создании в 1959 г. в г. Иркутске Сибирским отделением АН СССР Комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Комиссия координирует гидрогеологические исследования, выполняемые различными ведомствами на этой территории. Организатором и первым председателем Комиссии была проф. В. Г. Ткачук.

В состав Комиссии входят представители основных научно-исследовательских и производственных организаций, изучающих подземные воды Сибири и Дальнего Востока. Непосредственное руководство деятельностью Комиссии возложено на ее бюро, находящееся при лаборатории формирования и геохимии подземных вод Института земной коры СО АН СССР.

Основными задачами Комиссии являются: а) координация и составление общего плана исследований подземных вод Сибири и Дальнего Востока; б) заслушивание результатов этих исследований, в) созыв периодических научных совещаний по подземным водам Сибири и Дальнего Востока; г) представление законченных исследований к печати в изданиях Сибирского отделения АН СССР.

В 1955 г. в г. Иркутске, в 1958 г. в г. Чите, в 1961 г. в г. Красноярске, а в октябре 1964 г. в г. Владивостоке состоялись совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, на которых с докладами выступили гидрогеологи всех сибирских и дальневосточных геологических управлений, научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений и других организаций, занимающихся изучением подземных вод Сибири и Дальнего Востока.

Наиболее интересные доклады совещаний, переработанные в виде статей, вошли в тематические сборники, труды совещаний, а также в два выпуска «Материалов Комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока» (вып. I «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока» и вып. II «Региональная гидрогеология Сибири и Дальнего Востока»). Оба выпуска представляют тематические сборники, которые подводят некоторые итоги гидрогеологическим исследованиям последних лет на территории Сибири и, в частности, Иркутской области. В 1967 г. вышел III том «Материалов Комиссии», посвященный мерзлотно-гидротермическим и гидрогеологическим исследованиям. Доклады Владивостокского совещания опубликованы в виде гидрогеологических сборников.

Изученность минеральных вод

Изучением минеральных, в основном соленых, вод, приуроченных к кембрийским соленосным отложениям, в первые годы после Октябрьской революции на территории области занимались Н. И. Толстихин, М. Г. Курлов (1921), М. К. Коровин (1927), Е. А. Пресняков (1931), А. Г. Франк-Каменецкий (1936), А. И. Дзенс-Литовский (1938), И. Ф. Щепетунин (1937), И. С. Шарапов (1936, 1938) и др. Так, Н. И. Толстихин с 1917 по 1955 г. посетил и описал многие минеральные источники, а в 1946 г. совместно с иркутским врачом, профессором П. М. Михайловым, подвел итог исследованию лечебных вод края в работе «Минеральные источники и грязевые озера Восточной Сибири, их гидрогеология, бальнеохимия и курортологическое значение».

В 30-е годы с целью изучения соленосной толщи кембрия проходятся глубокие скважины в Усолье-Сибирском, Нижнем Булае, близ ст. Половина (Бондаренко, 1934; Маслов, 1935; Герман и Орсоев, 1937 и др.).

В результате глубокого бурения были получены сведения об условиях залегания, производительности и химическом составе рассолов. В 1935—1936 гг. в связи с реконструкцией солеваренного завода в г. Усолье-Сибирском были пробурены четыре скважины, вскрывшие крепкие рассолы. По данным этих скважин М. Н. Бондаренко подтвердил наличие здесь тектонических нарушений, по которым рассолы поднимаются к поверхности. Изучением химического состава глубинных вод усольских скважин, а также скважины на ст. Половина занимался И. Ф. Щепетунин; он впервые указал на высокое содержание в рассолах этих скважин брома.

Более широкий размах гидрогеологические исследования минеральных вод приняли после Великой Отечественной войны. Большой вклад в дело изучения соленых и рассольных вод был сделан в этот период работами треста Востсибнефтегеология, который с 1948 г. приступил к глубокому бурению на территории южной части области. Притоки рассолов, часто содержащих в больших количествах сероводород, были получены из глубоких скважин в Большой Разводной, Бельске, Жигалово и в других местах.

На основании изучения минеральных вод В. Г. Ткачук (1957 а), Е. А. Барс и В. Г. Глезер (1951), Н. А. Грибовой и др. (1954) составлены сводные работы по всей территории Иркутской области.

Сводная работа В. Г. Ткачук по минеральным водам области была представлена в виде доклада на первом совещании по подземным водам Восточной Сибири, состоявшемся в 1955 г. в г. Иркутске. В работе вся территория области в зависимости от характера минеральных вод отнесена к трем провинциям, установленным в 1946 г. Н. И. Толстихиным и А. И. Дзенс-Литовским для территории СССР:

а) провинция холодных хлоридных натриевых и сульфатных вод, газирующих метаном и азотом;

б) провинция углекислых гидрокарбонатных щелочноземельных и щелочных вод;

в) провинция азотных термальных натриевых вод переменного анионного состава.

Далее в работе приводится характеристика каждой из выделенных провинций и выдвигаются задачи дальнейшего изучения и использования минеральных вод.

Сводные работы В. Г. Глезер и др., А. Н. Золотова, а также Н. А. Грибовой посвящены гидрохимической характеристике подземных вод, содержащихся в различных стратиграфических толщах. Анализируя химический состав подземных вод на основании генетической классификации В. А. Сулина, авторы выделяют глубинные высокоминерализованные воды хлормагниевого и хлоркальциевого состава. Учитывая, что высокоминерализованные воды содержат также нафтеновые кислоты и редкие элементы, авторы приходят к выводу о том, что этот тип вод является благоприятным показателем нефтеносности недр.

Общие гидрогеологические закономерности залегания и гидрохимическая характеристика подземных вод области освещены также в работах Н. И. Толстихина (1957) и И. К. Зайцева (1956).

В середине 50-х годов Институтом земной коры СО АН СССР проведено обследование некоторых минеральных источников в южной (Восточный Саян) и северной (Киренский район) частях Иркутской области (Ткачук, Пиннекер, 1959).

Результаты маршрутных гидрогеологических исследований минеральных источников, проведенных Иркутским геологическим управлением в 1951—1956 гг., были обобщены в 1956 г. Г. А. Анкудиновой. Кроме того, Иркутским геологическим управлением в 1956 и 1958 гг. на территории Иркутского физиотерапевтического санатория двумя буровыми скважинами с глубины 655—750,8 и 591—956,5 *м* выведены на поверхность земли самоизливающиеся сероводородные, содержащие бром рассолы с минерализацией 48—61 *г/л* и температурой 18—24°. Сходные рассолы вскрыты в 1958 г. также на территории городской больницы г. Иркутска на глубине 550—765 *м*.

Глубокое бурение привело еще и к другим весьма интересным результатам — обнаружению на ряде участков подземных вод с высоким содержанием сероводорода.

Значительные работы по изучению минеральных лечебных вод на территории Иркутской области провел Государственный научно-исследовательский институт курортологии Министерства здравоохранения СССР. Сотрудниками этого института были произведены изыскания гидроминеральной базы курортов «Новое Усолье» и «Усть-Кут».

Большой фактический материал по минеральным водам, накопленный в результате многочисленных исследований, требовал регионального обобщения. В 1956 г. публикуется сводка «Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока» масштаба 1 : 5 000 000 с объяснительной запиской (Зайцев и др.).

В 1961 г. большим коллективом авторов под редакцией В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина издана монография «Минеральные воды южной части Восточной Сибири». В этой работе всесторонне рассмотрены поверхностные и подземные минеральные воды обширной территории юга Восточной Сибири и, в частности, Иркутской области, особое внимание уделено условиям распространения, формирования, а также состоянию современного и перспективам дальнейшего их использования. Ко времени написания работы на территории Иркутской области было выявлено и обследовано 74 минеральных источника. В 60 пунктах минеральные воды были вскрыты скважинами. По этим точкам имелись данные о химическом и газовом составах воды, температуре и дебите.

В монографии минеральные воды области рассмотрены во всем их многообразии и впервые дана их типизация. Были детально охарактеризованы хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые рассолы, хлоридные соленые воды, сульфатные (гипсовые) солоноватые воды, а также известные, хотя и в немногочисленных пунктах, выходы горячих, углекислых, радиоактивных и сероводородных вод.

В последние годы большое внимание при изучении минеральных вод Иркутской области уделяется изучению промышленных рассолов и условиям их формирования. В решении этих вопросов принимают участие как местные геологические организации (трест «Востсибнефтегеология, Институт земной коры СО АН СССР, Иркутское геологическое управление, Химико-металлургический институт СО АН СССР), так и центральные научно-исследовательские институты (Центральный институт курортологии и физиотерапии, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ) и высшие учебные заведения (МГРИ, МГУ).

Одним из первых вопрос о формировании рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна поставил И. К. Зайцев (1956, 1958), который рассматривал эти рассолы как результат растворения каменной соли или незначительно измененную и разбавленную рапу. В дальнейшем этим вопросом стали заниматься В. А. Кротова (1958, 1962), Н. Я. Тычино (1958) и Е. В. Пиннекер (1958). Два последних автора незави-

симо друг от друга пришли к выводу о различном генезисе хлоридных натриевых и хлоридных кальциевых рассолов.

В 1962 г. вышла сводка Е. В. Ильиной, Б. И. Любомирова и Н. Я. Тычино, в которой авторы рассматривают химический состав подземных вод и газов Сибирской платформы с точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности этой территории.

Закономерности накопления в подземных водах Иркутского амфитеатра K, Br, Mg и других микрокомпонентов изучает в последние годы коллектив работников МГУ под руководством М. Г. Валяшко. Кроме отмеченных выше работ, посвященных изучению формирования уникальных рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна, в последние годы этот вопрос разбирался и другими исследователями, а именно И. К. Зайцевым (1960), Е. В. Посоховым (1960, 1962), М. С. Гуревичем (1964) и др.; особенно большое внимание уделяет изучению рассолов и условиям их образования Е. В. Пиннекер (1961 а, 1962 а, 1963, 1965). В результате работ треста Востсибнефтегеология в 1962—1963 гг. дана оценка ресурсов и качества промышленных рассолов Балыхтинского, Тыретского и Шелонинского месторождений (Цахновский, Садыков, 1962).

В последние годы в результате комплексного изучения минеральных вод и особенно рассолов значительно расширились наши знания об условиях залегания, распространения, формирования, динамике, гидрогеохимической и гидротермической зональности подземных минеральных вод платформенной части Иркутской области. О большой и плодотворной работе, проделанной в этом направлении, красноречиво свидетельствуют результаты исследований, частично опубликованные в период с 1961 по 1964 г. (Грушко, 1961; Малий, 1963; Пиннекер, Яснитская, 1963; Борисов, Кустов, 1963; Тычино, 1962; Басков, 1962; Цахновский, Садыков, 1962; Щепетунин, 1962; Ткачук, Толстихин, 1963; Крутикова, Кауров, 1963; Лысак, 1963; Белозерова, 1963; Пиннекер, 1962 а, б, 1963, 1964; Пиннекер, Шуранова, 1963; Пиннекер, Ломоносов, 1964).

Исследование для целей водоснабжения и изучение режима подземных вод

Гидрогеологические исследования для целей водоснабжения на территории области начали проводиться с середины 30-х годов (И. А. Лившиц и др.), но основной объем их приходится на период после 1955 г. В 1958—1960 гг. вышли отчеты Братской, Баяндаевской, Алзамайской и Ново-Зиминской партий Иркутского геологического управления о бурении разведочно-эксплуатационных на воду скважин. Обобщение материалов по использованию пресных вод в целях водоснабжения сделано В. В. Куренным.

Для выяснения условий водоснабжения населенных пунктов и железнодорожных станций, расположенных в районе затопления водохранилищем Братской ГЭС, специальные исследования провели экспедиция МОСГИДЭПа, Томжелдорпроект, Гипрокоммунстрой и др.

Условия водоснабжения в зоне Братского водохранилища рассмотрены Е. В. Пиннекером, И. С. Ломоносовым и З. А. Хлебниковой в работе «Братское водохранилище» в разделе «Инженерная геология» (1963).

Изучением эксплуатационных ресурсов подземных вод области начали заниматься в начале 60-х годов. Первая карта масштаба 1 : 2 500 000 и пояснительная записка «Эксплуатационные ресурсы подземных вод Иркутской области» были составлены П. И. Трофимуком и

др. (Иркутское геологическое управление), продолжением этой работы явилась сводка этого же автора, вышедшая в 1963 г.

В связи с широким промышленным и гидротехническим строительством, развернувшимся на территории области, возникла необходимость изучения режима подземных вод. Этим вопросом с 1954 г. занималась экспедиция МОСГИДЭПа, поставив в районе г. Ангарска и Иркутской ГЭС специальные работы. Позднее к изучению режима подземных вод при гидрогеологических съемочных работах приступило Иркутское геологическое управление, создав в 1958 г. Иркутскую гидрогеологическую режимную станцию. Иркутской гидрогеологической станцией выпущены гидрогеологические ежегодники за период с 1960 по 1964 г., в которых нашли отражение результаты наблюдений за режимом подземных вод в зоне влияния Иркутского и Братского водохранилищ, за естественным режимом и балансом подземных вод, за эксплуатирующимися водозаборами, минеральными водами и за подземными водами на месторождениях полезных ископаемых.

Приведенный обзор изученности подземных вод территории Иркутской области показывает, что период времени с 1955 по 1964 г. выгодно отличается от предыдущих как по масштабам, так и по качеству гидрогеологических исследований. В эти годы появляется значительное количество работ, обобщающих громадный фактический материал по гидрогеологическим условиям отдельных территорий области. Однако до настоящего времени не было полной сводки, отражающей на уровне современных знаний закономерности размещения и формирования подземных вод всей Иркутской области Данная монография и является таким обобщающим трудом.

Краткий обзор инженерно-геологической изученности территории Иркутской области дается в главе 16.

Часть II

ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 3

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Орография

Преобладающая часть территории Иркутской области расположена на юго-востоке Средне-Сибирского плоскогорья. В пределы области входит также часть его горного обрамления: северный склон Восточного Саяна, Прибайкалье, Северо-Байкальское и Витимо-Патомское нагорья. Более $^2/_3$ территории области находится на высоте свыше 500 *м* над уровнем моря, на остальной площади преобладают высоты 200—500 *м*.

На общем равнинном фоне широких междуречий Средне-Сибирского плоскогорья выделяются приподнятые плато, кряжи, узкие водораздельные гребни и наиболее пониженные впадины и равнины. Наибольшую высоту имеет Ангаро-Ленское плато, охватывающее Ангаро-Ленское и Лено-Киренгское междуречья (рис. 2). Преобладающие высоты плато составляют около 1000 *м*, а наибольшая отметка (1464 *м*) находится на водоразделе рек Орленги и Ханды. Столовые плоскогорья разделены сравнительно узкими и глубокими речными долинами, отметки дна которых понижаются до 400—300 *м*. Севернее Ангаро-Ленского плато выделяется Приленское, или Непа-Тунгусское, плато. Оно охватывает междуречья Непы, Нижней Тунгуски и Лены, с отметками до 500—600 *м*.

Ангаро-Ленское и Приленское плато отделены от хребтов Прибайкалья, Байкальского и Витимо-Патомского нагорий системой впадин, образующих орографически четко выраженный прогиб, вытянутый в северном и северо-восточном направлениях. Днища впадин (Муринско-Хоготская, Шона-Киренгская, Ульканская и др.) обычно усложнены речными долинами. Глубина впадин по отношению к ближайшим междуречьям достигает нескольких сотен метров, а ширина — от нескольких километров (Муринско-Хоготская) до десятков километров (Ульканская).

На северо-западе и севере Ангаро-Ленское и Приленское плато переходят в сравнительно низкую равнинную поверхность, на фоне которой четко выступают многочисленные одиночные массивы с абсолютными отметками до 800 *м* и более, сливающиеся иногда в непрерывные цепи кряжей и представляющие собой отпрепарированные тела сибирских траппов. Протяженность кряжей измеряется сотнями километров. Так, например, Ангарский кряж прослеживается от г. Нижнеудинска в направлении г. Братска, устья р. Илима, бассейна р. Нижней Тунгуски. Между кряжами простираются довольно обширные равнины—сочетание невысоких слабо оконтуренных междуречий, пологих склонов и широких, обычно заболоченных, днищ речных долин (Канско-Рыбинская, Мурская и Ербогаченская равнины).

Между Ангаро-Ленским плато, Ангарским кряжем и Восточным Саяном выделяется Иркутско-Черемховская равнина. От вышеописанных равнин она отличается более четко выраженной всхолмленностью междуречий и бо́льшей густотой эрозионного расчленения; наряду с широкими заболоченными долинами здесь развиты сухие лога и неглубокие пади.

Восточный Саян, хребты Прибайкалья (Хамар-Дабан, Приморский, Прибайкальский) и Северо-Байкальское нагорье представляют типичные горные образования (рис. 3, 4). Горы Восточного Саяна состоят из ряда хребтов, разделенных и расчлененных глубокими речными долинами. В пределах области располагается северный склон Восточного Саяна с его предгорьями.



Рис 2 «Монгольские степи», в бассейне р Киренги на заднем плане Байкальский хребет Фото Г. П Воло годского, 1963 г

Самая высокая ступень нагорья (хребты Ергак-Таргак-Тайга и Удинский высотой более 2500 *м* над уровнем моря) находится в истоках рек Уды и Бирюсы. Максимальная высота достигает 2924 *м*. Превышения водоразделов над руслами рек составляют более 1000 *м*. К северу нагорье несколько понижается и переходит в сильно расчлененное плоскогорье с высотами 1800—1500 *м*. Глубины вреза речных долин здесь уменьшаются до 600—300 *м*. На юго-восток от междуречья Бирюсы и Уды до оз. Байкал тянется предгорная ступень Восточного Саяна высотой 1500—1000 *м*

Продолжением Восточного Саяна на южном берегу оз. Байкал является хребет Хамар-Дабан с абсолютными отметками вершин 1200—1800 *м*; отдельные из них превышают этот предел (гора Хан-Ула 2374 *м*). Приморский хребет, простирающийся от истока р. Ангары вдоль оз. Байкал, имеет высоту 1000—1500 *м* и характеризуется менее резкими, типичными для низкогорий, формами рельефа. Севернее он переходит в Байкальский хребет, обладающий ярко выраженными альпинотипными формами и значительной высотой (хребет Черского 2572 *м*). Преобладающие превышения водоразделов над руслами рек составляют 600—1000 *м*.

Витимо-Патомское и Северо-Байкальское нагорья занимают значительную площадь севернее оз Байкал, в бассейнах рек Чаи, Витима,

Жуи. Они представляют поднятую на 1000—1500 *м* относительно равнинную поверхность, на фоне которой выделяются выступы хребтов. Отдельные куполовидные гольцы на востоке нагорья поднимаются до высоты 1771 *м* (г. Лонгдор) и 1924 *м* (голец в истоке р. Ченчи). Глу-

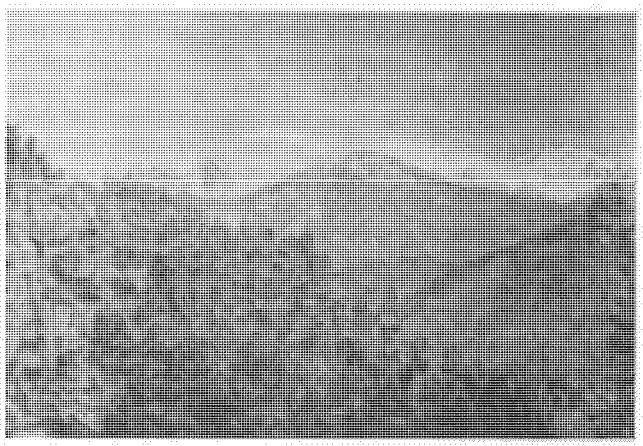


Рис. 3 Отроги Северо-Муйского хребта Фото Е. В Пиннекера, 1959 г.

бины вреза речных долин здесь значительно меньшие, чем в горных областях Восточного Саяна и Прибайкалья, и составляют 300—400 *м*, и только на юге нагорья достигают 1000 *м*.



Рис 4 Горы Восточного Саяна
На переднем плане россыпи по склонам Фото В М Колосницына, 1962 г

Орографические особенности территории Иркутской области, характеризующиеся наличием трех основных орографических единиц (Восточный Саян, Северо-Байкальское и Витимо-Патомское нагорья, Средне-Сибирская плоская возвышенность), определяют основные закономерности распределения атмосферных осадков, а также поверхностного и подземного стока. Наиболее увлажнены горные сооружения, являющиеся основными районами зарождения крупных речных систем и областями питания подземных вод. В пределах плоскогорной части области в значительной мере осуществляется транзитный поверхностный сток и происходит частичная разгрузка подземных вод.

Климат *

Атмосферная циркуляция и ветровой режим

Климат Иркутской области, расположенной на значительном удалении от морей и океанов, отличается резкой континентальностью, проявляющейся в больших величинах годовых амплитуд температур воздуха. Преобладающая часть территории находится в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, открытого к северу и обрамленного горами с юго-запада, юга и юго-востока. На территорию области почти не поступают ни атлантические, ни тихоокеанские воздушные массы. Открытость территории с севера способствует проникновению масс арктического воздуха. Большая протяженность территории области с запада на восток (около 1500 *км*) и с севера на юг (около 1400 *км*) и различия в рельефе определяют заметные изменения климата по территории.

Зимой основным барическим образованием у поверхности земли является мощный Сибирский антициклон, центр которого располагается над Тувинской автономной областью и Северной Монголией. От центра антициклона в направлении Лено-Колымского района отходит обширный отрог, охватывающий в октябре всю территорию области. Сибирскому антициклону свойствен малоподвижный воздух с очень низкими температурами в приземном слое, мощными приземными инверсиями и малой влажностью. Циклоническая деятельность зимой незначительна. Весной начинается постепенное разрушение Сибирского антициклона и наиболее четко проявляется зональная циркуляция с большими скоростями перемещения циклонов.

Летом над территорией устанавливается область пониженного давления и преобладают циклоны. Вторжение масс воздуха на территорию области происходит обычно с запада. Циклоны приносят изменения погоды, облачность, осадки. При затоках арктического воздуха временами наступает прояснение и похолодание.

Направление и скорость преобладающих в году ветров зависят в основном от распределения атмосферного давления в различные сезоны года. Зимой на территории области преобладают юго-западные или юго-восточные ветры; летом в связи с приходом западных циклонов — северо-западные и западные.

В зависимости от рельефа нередко изменяется направление воздушного потока. В долинах крупных рек направление ветра, как правило, определяется направлением долины, в горных районах отмечаются местные ветры. Так, например, в г. Иркутске, расположенном в долине р Ангары, имеющей северо-западное направление, в течение всего года преобладают почти исключительно юго-восточные и северо-западные ветры. В г. Братске преобладают западные, а в г. Киренске — юго-западные ветры. С Восточного Саяна на равнину зимой часто опускаются феновые воздушные потоки, обусловливающие повышение зимних температур воздуха. Большое распространение в горных районах имеют также горно-долинные ветры. Местные ветры иногда большой силы формируются в прибрежной полосе оз. Байкал. Весной и летом ветры дуют с озера на сушу, зимой — с суши на озеро.

Средние скорости ветров на территории области в большинстве случаев не превышают 2 *м/сек*. Ветры с малыми скоростями наблюдаются зимой. С ноября по февраль повторяемость ветров со скоростью 1 *м/сек*

---

* Дополнительные сведения по климату можно найти в литературе «Агроклиматический справочник по Иркутской области», Гидрометиздат, 1959, «Климатический справочник СССР», вып 22

составляет 55—60%. Наибольшие скорости ветров приходятся на месяцы с усиленной циклонической деятельностью (апрель, май, октябрь), когда даже средние месячные скорости ветров составляют 2,5—3,5 *м/сек*.

Температурный режим

В течение года территория получает прямой солнечной радиации около 60 *ккал/см²*, а радиационный баланс составляет в среднем 20 *ккал/см²*. Средние годовые температуры воздуха составляют —6° в северной части области и от —1 до —2° в южной (рис. 3), и только на побережье оз. Байкал, в бухте Песчаной, отмечается плюсовая температура. В горных районах Восточного Саяна, Прибайкалья и Витимо-Патома средние годовые температуры воздуха обычно колеблются от —4 до —6°. Наиболее высокая средняя годовая температура воздуха (+0,4°) наблюдается на западном берегу оз. Байкал, в бухте Песчаной. Самым холодным месяцем является январь (см. рис 6), средняя температура которого составляет около —25° в пониженных местах и —20° в горных районах На севере области она приближается к —30°, а на юге к —18° (побережье оз. Байкал). В отдельных пунктах области абсолютные минимумы январских температур воздуха составляют —60° (Ербогачен, Жигалово и др). Зимой и в переходные периоды наблюдаются инверсии с большими вертикальными градиентами температур, достигающие в горных районах десятков градусов на 100 *м*. Самым теплым месяцем является июль. Средняя месячная температура воздуха в июле почти всюду достигает +18°, за исключением горных районов, где она не превышает +15°. Максимальная температура июля достигает +36° (Тайшет), +37° (Мама). Предельная разница между максимальными и минимальными температурами воздуха, как правило, превышает 70°, достигая в отдельных пунктах 80—95°. Внутригодовой ход температур воздуха по отдельным пунктам показан на рис 6. Длительность безморозного периода на большей части территории области составляет менее 100 дней. Максимальная продолжительность безморозного периода, равная 120 дням, отмечается на оз. Байкал (с. Лиственичное).

Средняя месячная температура почвы на большей части территории области бывает положительной с мая по октябрь. В остальное время под снежным покровом почвенный слой до глубины 1,5—2,0 *м* имеет отрицательную температуру В холодные и малоснежные зимы почва может промерзать на глубину до 2,5—3,5 *м*.

Атмосферные осадки, влажность воздуха

Годовое количество осадков на территории области (рис. 5, табл. 1) составляет 300—400 *мм*, а дней с осадками в среднем бывает 140—150. Хорошо увлажнены северные склоны Северо-Байкальского нагорья и Восточного Саяна с годовым количеством осадков 600—700 *мм*. Наибольшее количество осадков выпадает на северо-западных склонах Байкальского хребта (около 1000 *мм*). В отдельных пунктах хребта Хамар-Дабан годовое количество осадков превышает 1000 *мм* (метеостанция Хамар-Дабан, 1309 *мм*) и является максимальным в Восточной Сибири.

Внутригодовое распределение осадков (рис. 6) характеризуется крайней неравномерностью. В холодный период года выпадает всего 10—15% годового количества осадков, в теплый — около 85% годовой суммы, из них больше половины приходится на летние месяцы (июнь — август).

По химическому составу атмосферные осадки (дождевые воды) преимущественно относятся к гидрокарбонатным кальциевым водам с минерализацией 30—40 *мг/л*. В отдельных пунктах они мотут иметь также гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав с минерализацией

30—40 *мг/л* (Хамар-Дабан) и сульфатный натриевый с минерализацией 30 *мг/л* (с Ермаки на р Киренге)

Мощность снежного покрова на территории области в среднем составляет 35—50 *см* Она уменьшается в лесостепных районах и в восточной части Ангаро-Ленского междуречья до 15—25 *см* и увеличивается в горных районах до 1,5 *м* (хребет Хамар-Дабан) Устойчивый снежный покров образуется в третьей декаде октября Снежный покров сходит в конце апреля или начале мая Общее число дней в году со снежным

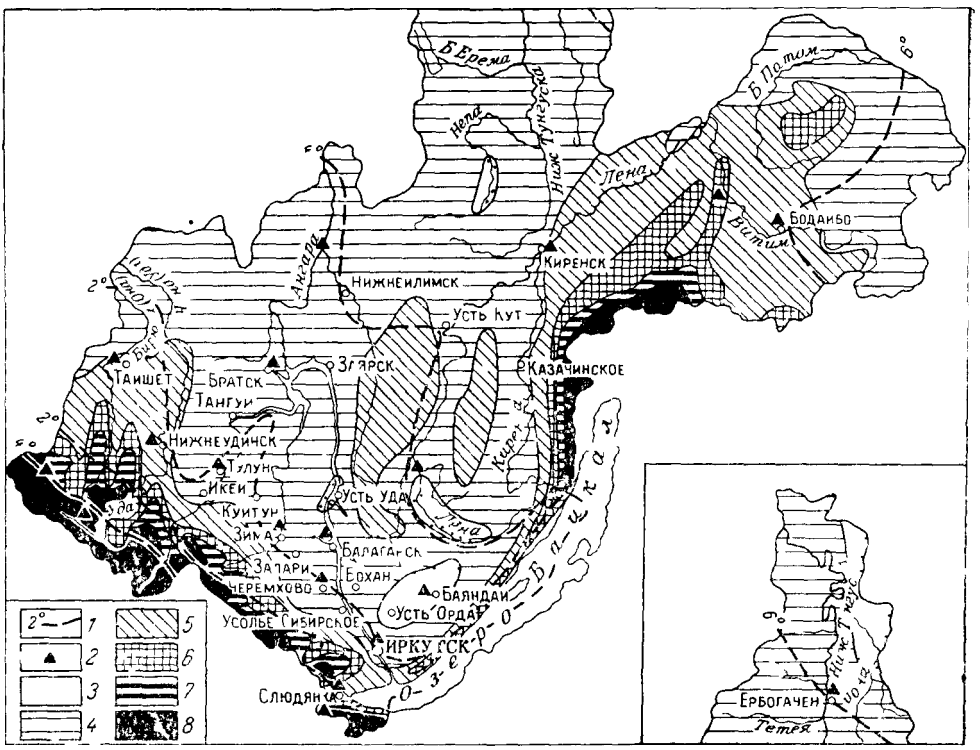


Рис 5 Схематическая карта среднегодовых сумм осадков и средиегодовых изотерм (по Н С Брекену, 1962 г)

1 — линии средних годовых изотерм *2* — опорные метеостанции Годовые суммы осадков *мм*: *3* — менее 300 *4* — 300—400 *5* — 400—500 *6* — 500—600 *7* — 600—700 *8* — более 700

покровом в среднем составляет 170—180 В северных районах снежный покров сохраняется около 200 дней в году, а в горных районах — около 250 дней (табл 2)

Абсолютная влажность воздуха изменяется в течение года в соответствии с ходом температур воздуха, самые низкие ее значения (около 1 *мб*) наблюдаются в январе, самые высокие (14—15 *мб*) — в июле, а в отдельных пунктах (побережье оз Байкал) — в августе Относительная влажность воздуха наибольших значений (70—80% в 13 часов) достигает в период с ноября по февраль В марте и апреле она уменьшается, достигая минимальных значений (40—45% в 13 часов) в мае Это обусловливает значительное испарение снежного покрова В сухие и холодные зимы большая часть снежного покрова сходит не в результате таяния, а за счет испарения

Влияние водных масс оз Байкал на режим относительной влажности проявляется лишь в прибрежной полосе, где почти в течение всего года относительная влажность выше, чем на суше в удалении от озера

Таблица 1

Среднее месячное и годовое количество осадков (в *мм*)
(по данным „Климатического справочника СССР", вып. 22)

Пункты наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Верхняя Гутара	4	5	8	25	49	84	142	112	61	19	14	6	529
Тайшет	12	9	10	18	31	51	69	64	40	26	28	16	374
Алыгджер	3	4	9	19	44	93	139	104	64	16	9	4	508
Червянка	6	7	9	9	19	64	45	80	26	24	16	9	314
Тулун	10	8	5	11	28	47	78	71	40	21	15	13	347
Братск	10	7	6	10	25	46	61	61	30	17	16	12	301
Невон	12	7	7	12	27	47	56	61	33	24	20	14	320
Черемхово	8	7	6	11	24	60	79	60	38	14	12	10	329
Усть-Уда	8	5	4	11	20	42	55	51	29	13	12	12	262
Хамар-Дабан	30	26	30	35	107	215	350	280	130	42	43	21	1309
Иркутск	10	8	7	14	39	63	83	80	48	19	17	15	403
Баяндай	6	3	3	10	14	59	79	67	32	9	7	6	295
Бухта Песчаная	4	2	3	7	25	47	72	62	36	8	5	6	277
Орлинга	12	9	6	14	25	45	73	78	34	29	19	14	358
Качуг	7	4	3	10	28	54	51	61	36	15	11	9	289
Ербогачен	15	10	8	11	24	46	51	53	36	21	18	16	309
Киренск	20	13	10	13	28	53	58	60	42	25	24	22	368
Мама	14	11	8	24	30	52	68	63	40	42	20	26	398
Кунерма	76	33	50	33	50	108	166	160	106	150	101	45	1078

Таблица 2

Основные характеристики снежного покрова

Пункты наблюдений	Средние даты образования устойчивого снежного покрова	Средняя из наибольших декадных высот за зиму, *см*	Средние даты разрушения устойчивого снежного покрова	Средние даты схода снежного покрова	Число дней в году со снежным покровом
Верхняя Гутара	28/X	20	11/IV	19/V	182
Тайшет	27/X	42	12/IV	28/IV	174
Тулун	27/X	39	16/IV	22/IV	174
Братск	25/X	40	16/IV	28/IV	177
Хамар-Дабан	1/X	118	29/V	5/VI	248
Иркутск	31/X	28	2/IV	1/V	162
Баяндай	29/X	24	13/IV	30/IV	177
Ербогачен	11/X	57	3/V	7/V	205
Киренск	19/X	48	28/IV	1/V	195
Мама	18/X	58	25/IV	28/IV	193
Бухта Песчаная (оз. Байкал)	9/XI	16	10/IV	25/IV	162
Качуг	26/X	24	16/IV	19/IV	175

Почвы и растительность

На территории области широко распространены различные типы подзолистых почв. Они, как правило, приурочены к наиболее увлажненным возвышенным участкам Средне-Сибирского плоскогорья (Ангарский кряж, Ангаро-Ленское плато и др.), а также встречаются на северных склонах Восточного Саяна, на Байкальском хребте и Патомском нагорье. В самой северной части области подзолистые почвы переходят в мерзлотные подзолисто-болотные и мерзлотно-болотные почвы. В центральной части области большие площади занимают дерново-карбонат-

ные почвы на элювии известняков и доломитов или известковистых песчаников и мергелей. По своему механическому составу почвы обычно тяжело- или среднесуглинистые. В Тулуно-Иркутской лесостепи распространены главным образом серые лесные почвы и различные типы черноземов По долинам рек и на плоских водоразделах встречаются почвы болотного типа.

В высокогорных районах области среди каменных россыпей отдельными пятнами встречаются горно-тундровые и гольцово-тундровые

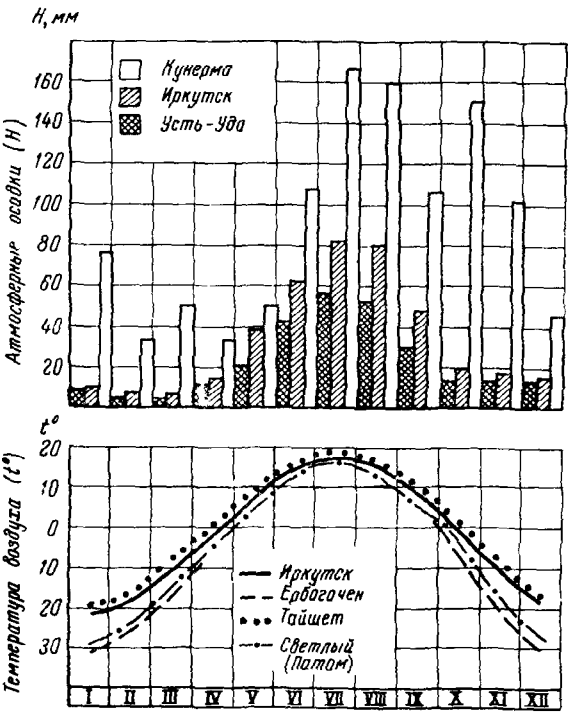


Рис 6 Средние месячные температуры воздуха и суммы осадков по характерным пунктам Составил И Н Иванов, 1965 г

почвы. В Восточном Саяне в пределах распространения лесной растительности на плоских возвышенностях и на пологих склонах развиты горно-лесные мерзлотно-болотные почвы. Горно-подзолистые и гольцово-дерновые почвы широко распространены на Патомском нагорье. Особенностью горно-таежных районов является значительный смыв подзолистых и дерново-подзолистых почв, расположенных на крутых склонах.

Основным типом растительного покрова на территории области являются хвойные леса, занимающие до $^3/_4$ всей площади области: темнохвойные (кедровые, еловые, пихтовые) и светлохвойные (лиственничные и сосновые). Темнохвойные леса с примесью лиственницы распространены на Ангаро-Ленском водоразделе на высотах более 700 *м*, на междуречьях Ангары, Чуны и Бирюсы к северу от Тайшета и Братска, а также в районах, примыкающих к Патомскому нагорью.

Наиболее широко развиты светлые сосново-лиственничные леса. В бассейне Нижней Тунгуски и в верхних частях бассейнов рек Лены и Киренги большие площади заняты лиственничными лесами. Сосновые и сосново-лиственничные леса расположены в верхней части бассейна р. Ангары и вдоль рек Лены и Киренги. Частые насаждения сосны при-

урочены, как правило, к песчаным террасам рек и склонам южной экспозиции. Значительное место среди тайги занимают вторичные осиново-березовые леса на местах бывших гарей и вырубок.

В южном Приангарье вдоль р. Ангары от Иркутска до Усть-Уды, а также в нижних частях междуречий Иркута, Китоя, Белой на черноземных почвах отдельными участками развиты лесостепные и степные ландшафты.

В горных районах области в растительном покрове преобладает темнохвойная горная тайга. В Восточном Саяне на вершинах хребтов и высоких плоскогорьях располагается мохово-лишайниковая горная тундра, ниже которой наблюдаются редкостойные кедровые лишайниковые и моховые леса. Верхняя граница леса проходит на высоте 1800—2000 *м*. В Прибайкалье и на Патомском нагорье вершины хребтов и высоких плоскогорий покрыты мохово-лишайниковой горной тундрой с подгольцовыми зарослями кедрового стланика в сочетании с ерниками и лишайниковыми тундрами. В лесном поясе преобладают редкостойные кедровые лишайниковые и лиственничные ольхово-ерниковые леса с кедровым стлаником и мхами. Граница леса здесь понижается до 1100—1200 *м*.

Поверхностные воды

По территории Иркутской области протекает более 67 тыс. поверхностных водотоков общей протяженностью 310 тыс. *км*. Из них около 90% имеют длину менее 10 *км* и около 8% — от 10 до 100 *км*. Основные речные системы принадлежат к водосборам Енисея (Карское море) и Лены (море Лаптевых). Система Енисея представлена двумя крупными реками: Нижней Тунгуской и Ангарой. Первая из них берет начало на юго-восточном склоне Приленского плато, а вторая — вытекает из оз. Байкал. В пределах области располагаются верхние участки этих рек протяженностью 1360 *км* (Нижняя Тунгуска) и 1107 *км* (Ангара).

Нарастание площади водосборов и увеличение водоносности Нижней Тунгуски и Ангары происходят главным образом за счет бассейнов левых притоков. Река Ангара со стороны Восточного Саяна последовательно принимает реки: Иркут, Китой, Белую, Оку и Уду с Бирюсой; единственный крупный правобережный приток Ангары — р. Илим. Река Нижняя Тунгуска принимает свой наиболее крупный приток — р Непу со стороны Ангарского кряжа. К системе р. Лены относится верхний участок самой Лены протяженностью 1931 *км* и ее правые притоки: Киренга и Витим.

Густота речной сети на территории Иркутской области в среднем составляет 0,4 *км* на 1 *км*^{2} площади. Речная сеть наиболее развита в горных районах Восточного Саяна, Прибайкалья и Патома, где зарождаются основные речные системы. Густота речной сети здесь превышает 1 *км* на 1 *км*^{2}. Слабо развита речная сеть в лесостепных недостаточно увлажненных районах Приангарья, а также в районах распространения сплошной многолетней мерзлоты (бассейн р. Нижней Тунгуски). Общая протяженность водотоков на 1 *км*^{2} площади здесь не превышает 0,1—0,3 *км*.

Большинство рек области в своем верхнем и среднем течении представляют собой типичные горные водотоки с глубокими и узкими долинами, большими уклонами русел с наличием порогов и водопадов. Порожистые участки рек наблюдаются и в платформенной части Средне-Сибирского плоскогорья (реки Ангара, Киренга, Витим, Чуя и др.). Густая речная сеть и большая расчлененность рельефа обусловливают дренирование верхних водоносных горизонтов подземных вод.

В поймах и долинах рек Средне-Сибирского плоскогорья сравнительно широко распространены озера-старицы. В горных районах Восточного Саяна, Прибайкалья встречаются ледниково-эрозионные, в Ленско-Киренгском районе — карстово-суффозионные, в межгорных понижениях Восточного Саяна — термокарстовые озера. Болота распространены в основном на севере и северо-востоке, а также по нижним течениям рек Китоя, Белой, Оки. Общая площадь болот составляет около 4% территории области.

В пределы области входит часть акватории оз. Байкал с о. Ольхон. Озеро Байкал — крупнейший водоем Восточной Сибири с объемом водной массы 23 тыс. $км^3$. Котловина озера протягивается с юго-запада на северо-восток на 636 *км* при средней ширине 50 *км*. Площадь зеркала озера составляет 31 500 $км^2$, а наибольшая глубина — 1620 *м*. В оз. Байкал впадает около 330 рек и речек. Наиболее значительными притоками являются: Селенга, Баргузин, Верхняя Ангара и Турка. Средний годовой расход всех рек, сбрасывающих свои воды в озеро, составляет около 1920 $м^3/сек$. Внутригодовое распределение притока в озеро характеризуется большой неравномерностью. На теплый период года (апрель—октябрь) приходится около 90% годового притока, в том числе на период июнь — сентябрь 65%. Вытекает из озера единственная р. Ангара со средним многолетним расходом воды в истоке 1912 $м^3/сек$.

В приходной части водного баланса озера за многолетний период (Цейтлин, 1958) поверхностный приток составляет около 85%, а атмосферные осадки на площадь зеркала — 15%. В расходной части баланса преобладают сток из озера (85%) и испарение (13%).

В области имеются крупные искусственные водоемы. Водохранилище Иркутской ГЭС состоит из Ангарского участка (затопленная долина р. Ангары длиной 62 *км*) площадью 154 $км^2$ с объемом воды 2,1 $км^3$ и оз. Байкал. От истока к плотине ширина водохранилища увеличивается от 0,5 до 3,5—4,2 *км*. Водохранилище Братской ГЭС при наполнении до отметки нормального подпорного горизонта (НПГ) 402 *м* абс. будет иметь площадь 5470 $км^2$, а объем водной массы 169,4 $км^3$ в двух основных плесах: по р. Ангаре (длиной 570 *км*) и по р. Оке (длиной 370 *км*). Ширина водохранилища у г. Братска и на р. Оке у с. Шаманово достигнет 15—20 *км*.

Основные закономерности географического распределения стока по территории определяются наличием трех крупных орографических областей: Восточного Саяна, Северо-Байкальского и Патомского нагорий и Средне-Сибирского плоскогорья, которым присущи свои климатические особенности. Дополнительное влияние оказывают геологические и гидрогеологические условия (карст, тектонические разломы, многолетняя мерзлота и т. д.). Наибольшая удельная водоносность (рис. 7) характерна для водосборов, расположенных в Восточном Саяне и в южной части Байкальского нагорья; их модули стока изменяются от 25—30 $л/сек$ с 1 $км^2$ в высокогорной области до 5—10 $л/сек$ с 1 $км^2$ в предгорных районах. Наименьшей удельной водоносностью отличаются водосборы Средне-Сибирского плоскогорья. Модули стока здесь обычно составляют 1—2 $л/сек$ с 1 $км^2$, уменьшаясь в степных районах Приангарья до 1—0,5 $л/сек$ с 1 $км^2$. Приподнятые участки плоскогорья (Илимский и Березовский хребты, междуречье Лены и Киренги, верховья бассейна Нижней Тунгуски) характеризуются более высоким стоком — 2,5—5—10 $л/сек$ с 1 $км^2$.

Основным источником питания рек Иркутской области являются атмосферные осадки. Подземные воды как источники питания играют подчиненную роль (табл. 3) и только в некоторых случаях (р. Большая Иреть) приобретают бо́льшее значение. Доля участия в питании рек

каждого из названных источников определяется физико-географическими условиями речных бассейнов. В соответствии с источниками питания находится и внутригодовое распределение стока рек (рис 8, табл 3) На реках Лене, Киренге, Илиме и Нижней Тунгуске, с преобладанием снегового питания, годовой ход уровней характеризуется высоким весенним подъемом, повышенным летним положением и низкой зимней меженью Максимальных значений уровни достигают в конце

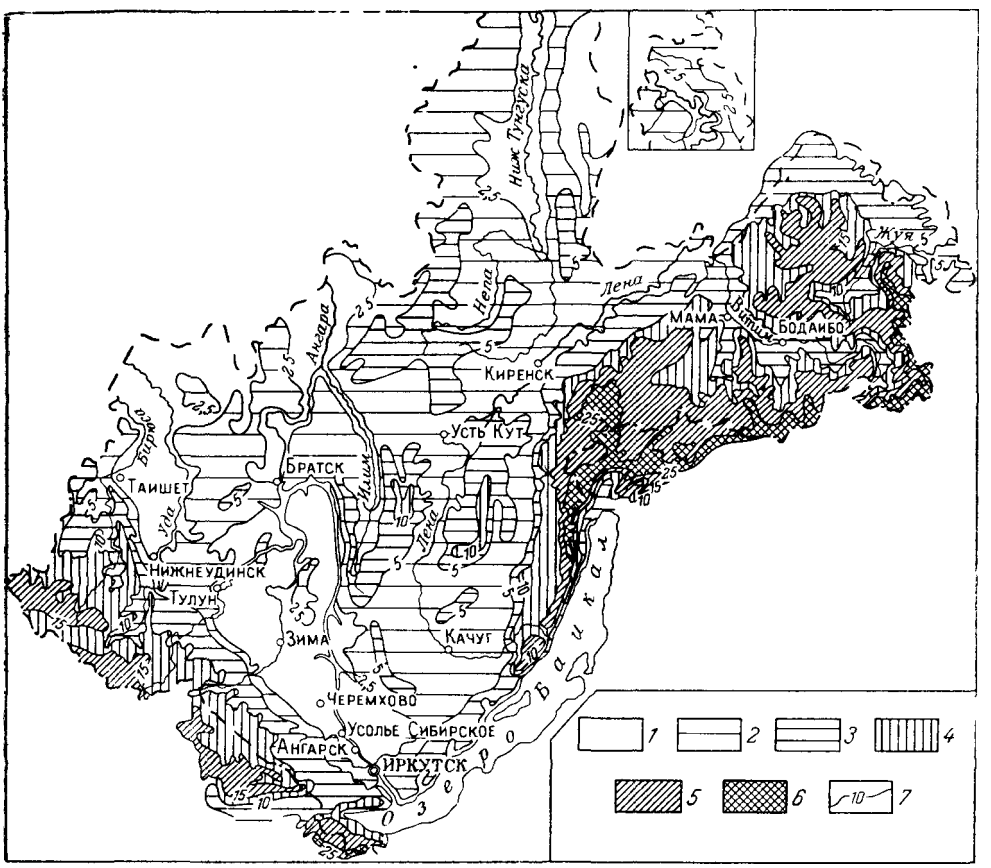


Рис 7 Карта среднегодового стока рек Иркутской области (по А Н Афанасьеву, 1962 г)

Среднегодовой сток рек *л/сек* с 1 *км*² *1* — менее 2 5 *2* — 2 5—5 *3* — 5—10 *4* — 10—15, *5* — 15—25 *6* — более 25 *7* — изолинии стока

мая или в начале июня Превышение максимальных уровней над меженью составляет 5—10 *м* Спад сначала происходит быстро, а затем под влиянием дождевого стока замедляется (рис 8, *а*, *б*). В течение лета отмечается ряд дождевых пиков Минимальные уровни чаще всего наблюдаются в предледоставный период Большое влияние на ход уровня оказывают заторные явления при вскрытии в период весеннего половодья, нередко вызывающие наивысшие годовые уровни, превышающие нормальные максимумы на 3—4 *м* (р Лена)

На р Витиме, с преобладанием дождевого питания, максимальные уровни наблюдаются в период от мая до августа Летняя межень отсутствует Минимальные уровни наблюдаются в конце зимы — перед вскрытием Амплитуда колебаний уровня в нижнем течении реки у г Бодайбо достигает 13 *м*

Таблица 3

Источники питания и распределение стока рек по сезонам

Наименование рек	Источники питания (в %)			Сток (в %)			
	дождевое	снеговое	подземное	весна (IV—V)	лето (VI—VIII)	осень (IX—XI)	зима (XII—III)
Иркут, Китой, Белая, Ока, верховья Уды и Бирюсы	Более 50	—	15 - 30	15	50—60	20—25	5—10
Бассейны Бирюсы и Уды (в пределах Средне-Сибирского плоскогорья)	—	—	—	30	45	20	5
Малые реки бассейна р. Ангары (в пределах Средне-Сибирского плоскогорья)	—	—	—	40—50	30	15—20	5
Реки бассейна Лены (кроме р. Витима)	35	40	25	30	40	20—35	5
Витим	50	40	10	—	—	—	—
Реки бассейна Нижней Тунгуски	20	65	15	60	20—25	10	5—10

Годовой ход уровня р. Ангары определяется режимом оз. Байкал. Весной с повышением уровня воды в озере начинается постепенный подъем его и в реке, продолжающийся все лето с максимумом в августе или в сентябре Ниже по течению характер уровенного режима становится неравномерным, отражая влияние крупных притоков р Ангары В период установления ледостава уровни испытывают резкие кратковременные подъемы на 2—4 *м*. Самая низкая вода отмечается сразу после вскрытия Ангары, при установлении весенней межени. Годовая амплитуда колебаний уровня составляет в среднем 3—5 *м*. После сооружений Иркутской и Братской ГЭС уровенный режим Ангары в зонах подпора существенно изменился: зимние зажорные подъемы резко уменьшились (при наполнении Братского водохранилища до проектных отметок они исчезнут совсем); годовой ход уровня стал более сглаженным, величины подъема уровня воды теперь зависят не только от водности данного года, но и от величины попусков воды через плотины ГЭС.

Сооружение Иркутской ГЭС обусловило изменение и режима оз. Байкал. Уровень воды в озере повысился примерно на 1,5 *м*; в многоводные годы это превышение может достигать 2 *м*. Годовая величина колебаний уровня озера в связи с эксплуатацией Иркутской ГЭС достигает 2 *м* (в водохранилище до 3 *м*).

Режим уровня левых притоков Ангары — Иркута, Китоя, Белой и Оки, с преобладанием дождевого питания, характеризуется поздним весенним подъемом, высоким летним положением и низкой осенне-зимней меженью. Подъем уровня воды на реках начинается в мае, наивысшие уровни наблюдаются от мая до августа. Годовые амплитуды уровней составляют 3—5 *м*.

Ледовый режим рек Иркутской области характеризуется продолжительным ледоставным периодом (5—7 месяцев) и мощными ледовыми образованиями. Реки замерзают в конце октября и в первой половине ноября. Толщина льда на реках в среднем составляет 70—100 *см* Вскрытие рек происходит в конце апреля и в первой половине мая. Оно сопровождается заторами льда и непродолжительным, но интенсивным

ледоходом. В ледоставный период отдельные малые реки и верхние участки средних рек перемерзают до дна, образуя в отдельных случаях мощные наледи.

Твердый сток рек Иркутской области изучен слабо. На карте средней мутности рек СССР Г. И. Шамова (1949) реки области входят в три зоны мутности. Первая зона с величиной мутности менее 25 *г/м*³ включает бассейн р. Оки, среднюю часть бассейна р. Чуны, высокогорные участки

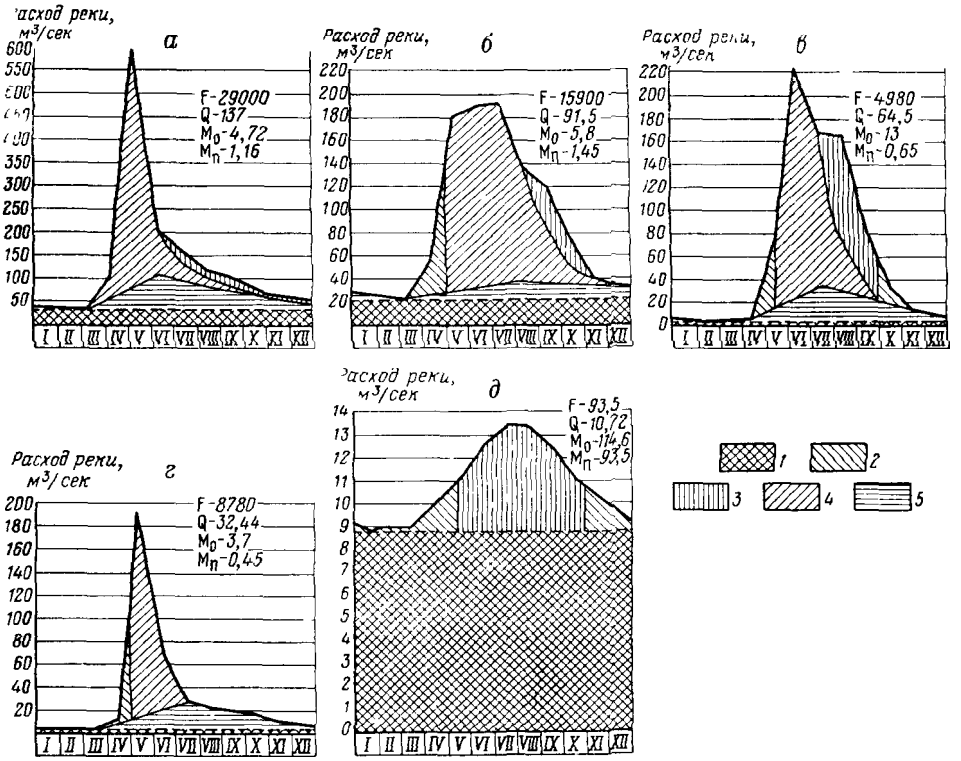


Рис. 8. Расчленение гидрографов стока некоторых рек по источникам питания (по П. И. Трофимуку, А. И. Анненковой, 1964 г.)

Гидрографы рек *а* — Илима (дер. Сотниково, 1930—1960); *б* — Лены (с Качуг, 1911—1950); *в* — Уды (с. Алыгджер, 1951—1960); *г* — Нижней Тунгуски (с. Подволошино, 1926—1959), *д* — Большой Ирети (с. Нижняя Ирель, 1955—1959). Питание: *1* — подземное, *2* — снеговое, *3* — дождевое, *4* — смешанное, *5* — верховодка. Размерности *F* — площадь водосбора, *км*²; *Q* — расход воды, *м*³/*сек*; *Mo* — поверхностный сток, *л/сек* с 1 *км*²; *Mп* — подземный сток, *л/сек* с 1 *км*²

бассейнов рек Белой и Китоя и бассейн р. Нижней Тунгуски. Ко второй зоне с мутностью 25—50 *г/м*³ относятся большинство рек бассейна Лены, а также р. Ангара к северу от г. Балаганска. Третья зона (мутность 100—250 *г/м*³) является самой малой по площади. Она включает часть бассейна р. Ангары выше г. Балаганска. В работе Г. И. Шамова приводятся средние многолетние величины годового стока взвешенных наносов р. Ангары в створах у с. Бурети и у г. Братска, где они соответственно составляют 1,9 и 2,5 млн. *т* в год.

Большое разнообразие физико-географических условий определяет заметные различия в гидрологическом режиме рек отдельных районов области. Многими авторами (Семенов-Тяньшанский, 1933; Троицкий, 1948; Астраханцев, 1958; Кузин, 1960; Астраханцев, 1962 и др.) были предложены схемы гидрологического районирования для территории области. П. С. Кузиным в основу районирования положены лишь главнейшие режимные особенности рек. В. И. Астраханцевым и К. Г. Тихоц-

Таблица 4

Основные географо-гидрологические показатели районов

Номер района	Название района	Средняя высота района, м	Преобладающий тип почвенно-растительного покрова	Продолжительность периода со средней суточной температурой выше 0°	Годовое количество осадков, мм	Высота снежного покрова, см / Число дней со снежным покровом	Преобладающие источники питания рек	Средний годовой сток, л/сек с 1 км²	Тип режима
I	Нижне-Тунгусский таежный, средней водоносности	400–500	Лиственничная тайга на подзолисто-болотных глинистых почвах	150–160	300–400	50–60 / 200–210	Снеговое	3,5	Реки с весенним половодьем и преимущественно весенним выносом наносов
II	Непа-Тунгусский таежный, средней водоносности	550–700	Лиственнично-сосновая тайга на дерново-подзолистых глинистых почвах	160	350–400	40–50 / 190–200	То же	4,0	То же
III	Ангаро-Удинский таежный, малой водоносности	400–500	Сосново-еловые и осиново-березовые леса на глинистых почвах	170–180	300–500	40–50 / 165–180	Снеговое и дождевое	2,0–2,5	Реки с весенним половодьем и летними паводками
IV	Ангарский лесостепной, малой водоносности	400–600	Сосновые и осиново-березовые леса с участками степей на серых суглинистых почвах	175–185	250–400	30 / 160–170	То же	1,5–2,0	То же
V	Ленский таежный, средней водоносности	700–800	Лиственнично-кедровые и осиново-березовые леса на глинистых почвах	170	300–500	50–60 / 175–190	Снеговое	3,5	» »
VI	Витимо-Патомский горно-таежный, повышенной водоносности	1200	Горная темнохвойная тайга на горно-подзолистых и щебнистых почвах	155–170	300–700	50–100 / 180–195	Дождевое	10	Реки с летними паводками и преимущественно летним выносом наносов
VII	Прибайкальский горный, средней водоносности	800–1000	Сосново-лиственничные леса на горно-лесных почвах	170	350–600	40–60 / 150–170	Дождевое и снеговое	7,0	Реки с весенним половодьем и летними паводками
VIII	Восточно-Саянский горно-таежный, повышенной водоносности	1200	Лиственнично-кедровые леса, горная тундра на горных щебнистых почвах	155–175	500–1000	60–100 / 180	Дождевое	12	Реки с паводками в летний период и преимущественно летним выносом наносов

ким районирование произведено на основе гидрологических признаков с увязкой отдельных районов с гидрографической схемой.

Предлагаемое в данной монографии гидрологическое районирование учитывает комплекс признаков как ландшафтных (высотное положение территории, рельеф, количество выпадающих осадков, характер почвенно-растительного покрова), так и различий в водном режиме (преобладающие источники питания рек, величина среднего стока, соотношение размеров весеннего половодья и летних паводков, режим

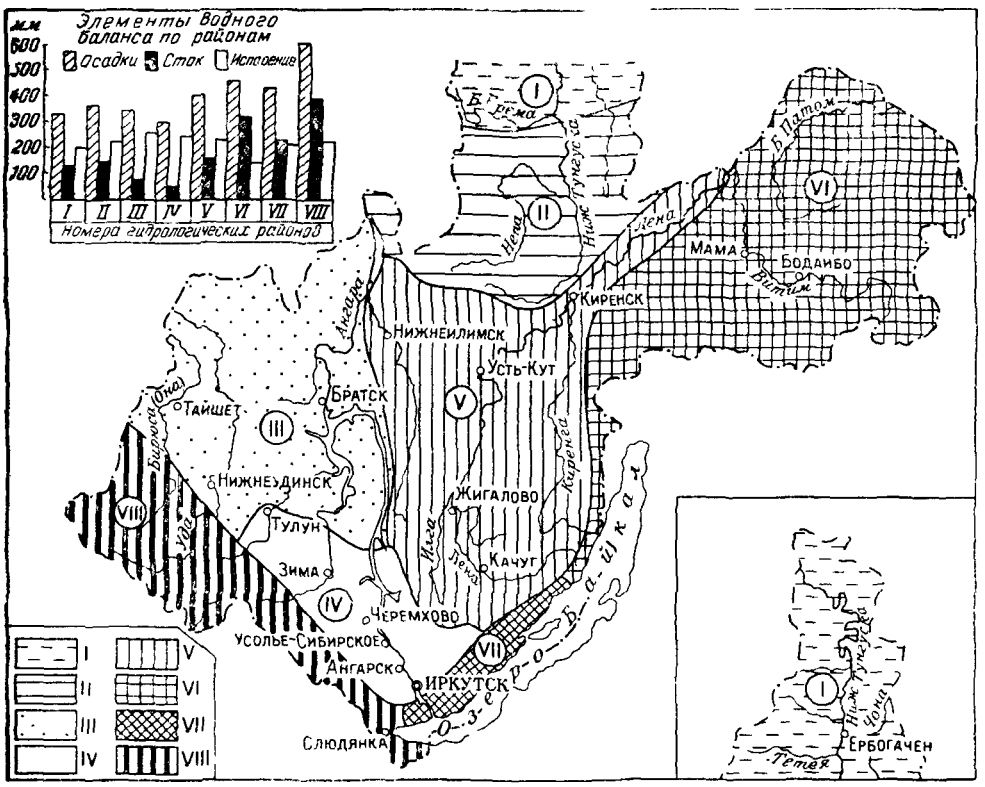


Рис. 9. Карта гидрологических районов. Составил И. Н. Иванов, 1965 г.

Районы I — Нижне-Тунгусский, II — Непа-Тунгусский, III — Ангаро-Удинский, IV — Ангарский, V — Ленский, VI — Витимо-Патомский, VII — Прибайкальский, VIII — Восточно-Саянский

наносов и т. д.). На территории области выделяется восемь гидрологических районов (рис. 9), основные их характеристики приводятся в табл. 4.

Материалы по изучению химического состава воды рек Восточной Сибири приведены в ряде опубликованных работ (Алекин, 1949; Ткачук, 1958 и др.). Обобщающей работой по гидрохимии рек является работа П. Ф. Бочкарева (1958) «Гидрохимия рек Восточной Сибири». В ней дана характеристика химического состава и ионного стока рек с выделением районов различной минерализации и преобладающих типов вод (рис. 10).

Формирование химического состава речных вод в горноскладчатых районах области происходит главным образом на площадях развития изверженных, метаморфических и карбонатных пород за счет выщелачивания продуктов их выветривания. Воды рек здесь относятся преимущественно к гидрокарбонатному кальциевому типу с малой минерализацией.

Река Ангара, основной объем питания которой в пределах области обеспечивает оз Байкал, отличается наименьшей минерализацией Средняя минерализация воды по долине реки изменяется от 96 *мг/л* в истоке до 122 *мг/л* у г Братска, ионный сток составляет 10,6 млн *т* в год Вода относится к гидрокарбонатному кальциевому типу, харак-

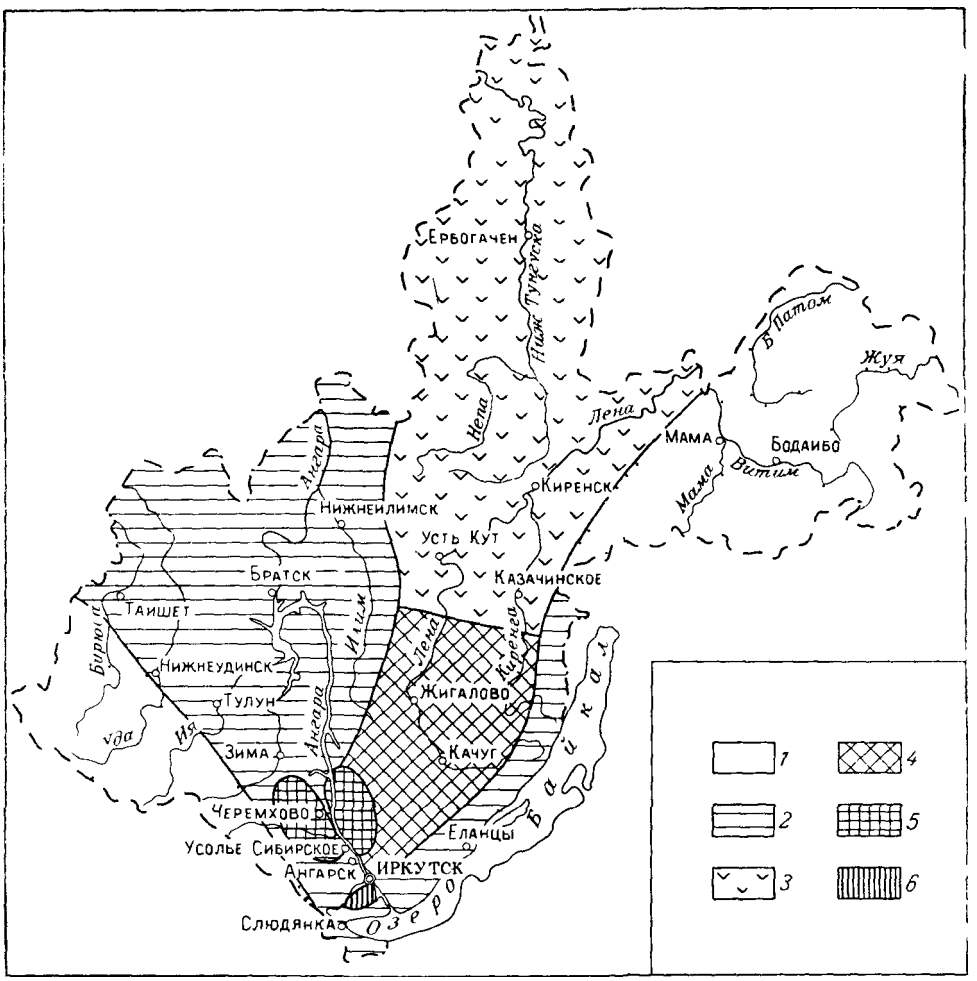


Рис 10 Схема гидрохимического районирования рек области (по П Ф Бочкареву, 1959 г)

Воды различного химического состава со среднегодовыми суммами ионов (*мг/л*) *1* — гидрокарбонатные кальциевые до 100 *2* — то же 100—200 *3* — то же 200—300 *4* — гидрокарбонатные кальциевые гидрокарбонатно сульфатные 300—400 *5* — сульфатные кальциевые 700—1600 *6* — гидрокарбонатные кальциевые хлоридные натриевые 200—500

терно весьма малое содержание в ней органических веществ и большое содержание растворенного кислорода Вода обладает углекислотной агрессивностью

Химический состав воды крупных притоков р Ангары — Иркута, Китоя, Белой, Оки и др также характеризуется малой минерализацией, не превышающей обычно 200 *мг/л* Речные воды относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу К группе сульфатных вод в бассейне р Ангары относятся лишь речные воды отдельных малых притоков — Унги, Иды, Залари, Куды и др Речной сток их формируется в усло-

виях недостаточного увлажнения на площадях развития кембрийских отложений, содержащих на отдельных участках прослои гипса. Воды этих рек отличаются высокой минерализацией (р. Залари до 2 *г/л*). Все реки бассейна Лены, за исключением р. Витима, отличаются от рек бассейна Ангары более высокой минерализацией и большим разнообразием химического состава. Средняя минерализация воды р. Лены у г. Киренска составляет 320 *мг/л*. В течение года она колеблется от 60 *мг/л* во время паводков снеготаяния до 740 *мг/л* в конце ледостава. По типу вода гидрокарбонатная кальциевая, но в некоторые периоды ледостава она становится гидрокарбонатно-сульфатной. Ряд мелких притоков р. Лены характеризуются сульфатным составом воды и более высокой минерализацией; так, вода р. Киренги в устьевой части имеет общую минерализацию около 500 *мг/л* и гидрокарбонатно-хлоридный состав. Вода другого крупного притока р. Лены — р. Витима имеет очень малую минерализацию (25—100 *мг/л*) и гидрокарбонатный кальциевый состав.

Химический состав вод рек бассейна Нижней Тунгуски формируется в условиях широкого распространения многолетнемерзлых грунтов. Питание рек грунтовыми водами, обладающими более высокой, чем атмосферные осадки, минерализацией, в этих условиях затруднено. Однако местами минерализованные хлоридные подземные воды кембрийских отложений выходят на поверхность в виде источников, засоляя поверхностные водотоки. Общая минерализация воды отдельных рек бассейна изменяется в широких пределах — от 600—700 *мг/л* (реки Нижняя Тунгуска, Гаженка) до 38 *г/л* (р. Непа вблизи выхода группы родников). В водах некоторых рек бассейна Нижней Тунгуски отмечается присутствие солей брома и калия.

Взаимосвязь речных и подземных вод на территории Иркутской области в настоящее время выявлена слабо. Большинство долин и русел рек области, дренируя различные водоносные горизонты, получают в течение года подземное питание, размеры которого для отдельных рек зависят от глубины вреза речных долин, гидрогеологической обстановки района и колеблются в значительных пределах. По гидрохимическим данным П. Ф. Бочкарева (1958), доля подземных вод в годовом объеме речного стока составляет: для Иркута 21%, для Китоя 30%, для Белой 23%, для Оки 16%, для Уды 15%, для Киренги 40% и для Осы 59%. Мощные выходы подземных (карстовых) вод в Присаянье иногда дают начало небольшим рекам, а в пределах Средне-Сибирской плоской возвышенности в районах развития карста наблюдается обратное явление — уменьшение стока малых рек с последующим его восстановлением или полным исчезновением (см. главу 5).

Глава 4

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ*

Геологическое строение Иркутской области определяется положением ее на юге Сибирской платформы, в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра и его горноскладчатого обрамления (рис. 11).



Рис 11 Выход мраморов дербинской свиты протерозоя в Восточном Саяне. Дендритообразные эрозионные формы Фото В М Колосницына, 1963 г

Внутреннее поле Иркутского амфитеатра, занимающее большую часть Иркутской области, сложено толщей осадочных пород палеозойского и мезозойского возраста. Под осадочным покровом, на глубине нескольких тысяч метров залегает докембрийский цоколь платформы.

Горные сооружения Восточного Саяна, Байкальской горной страны и Витимо-Патомского нагорья являются сводовыми поднятиями докембрийского фундамента Сибирской платформы. Лишь на западе области в строении Восточных Саян участвуют каледонские складчатые структуры.

---

* Раздел «Стратиграфия и литология» написан с использованием материалов объяснительной записки к геологической карте Иркутской области, составленной в 1965 г. С. В Черемисиным и др. под редакцией Н. И Фомина

На территории Иркутской области развиты осадочные, метаморфические и изверженные породы самого разнообразного возраста. начиная от древних архейских и кончая современными четвертичными образованиями.

Архейская группа

Породы архея на поверхность выходят только в горном обрамлении Иркутского амфитеатра. Наиболее широко архейский метаморфический комплекс развит в Восточном Саяне и Прибайкалье и несколько меньше — на Витимо-Патомском и Северо-Байкальском нагорьях (Северо-Муйская глыба).

Почти сплошной полосой породы архейского возраста обнажаются на западном, юго-западном и южном побережье Байкала и протягиваются далее на северо-запад по осевой части Восточного Саяна до р. Оки. Здесь метаморфический комплекс архейских пород представлен разнообразными пара- и ортопородами (табл. 5) общей мощностью до 5000—6000 *м*.

Во внутренней зоне Восточного Саяна и в Юго-Западном Прибайкалье значительным развитием пользуются нерасчлененные метаморфические образования архея и нижнего протерозоя. В Восточном Саяне они распространены в верхнем течении рек Агула, Тагула, Бирюсы, Уды и Ии, а в Юго-Западном Прибайкалье — в пределах хребта Хамар-Дабан и представлены разнообразными метаморфическими породами (см. табл. 5). Суммарная мощность их определяется в 4500—7000 *м*.

Протерозойская группа

На отложениях архея несогласно залегают метаморфические породы протерозойского возраста, подразделяющиеся на три разновозрастных комплекса — нижний, средний и верхний (см. табл. 5).

В Восточном Саяне *нижнепротерозойские* преимущественно терригенные осадочно-метаморфические образования обнажаются на поверхности в бассейнах рек Белой, Онота, Оки, Зимы, Уды и Бирюсино-Тагульском междуречье, а в Западном Прибайкалье они развиты в бассейне р. Сармы, в верховьях р. Лены и по западному побережью оз. Байкал. Общая мощность пород нижнего протерозоя в Восточном Саяне и Прибайкалье достигает 9500—11 000 *м*. На Витимо-Патомском и Северо-Байкальском нагорьях (см. табл. 5) нижнепротерозойский комплекс пород характеризуется сильной фациальной изменчивостью. Мощность отложений достигает 8 500—11 000 *м* (см. рис. 11).

Отложения среднего протерозоя распространены в Саяно-Байкальской горной стране и Витимо-Патомском нагорье, где эта толща подразделяется на ряд свит (см. табл. 5) общей мощностью 2 000—14 500 *м*. В Западном Прибайкалье к отложениям среднего протерозоя отнесена толща осадочных пород (конгломераты, песчаники, сланцы) с преобладанием в верхней части разреза кварцевых порфиров и их производных, мощность которой достигает 8 000 *м* и более.

Образования верхнего протерозоя в Прибайкалье и Байкало-Патомском нагорье развиты вдоль западного берега оз. Байкал от пос. Голоустного до р. Мини, а также в бассейнах рек Мамы, Большого Патома и Чаянгро. В Восточном Саяне они обнажаются по рекам Ии, Кирею, Белой и Олхе. Верхнепротерозойские отложения представлены терригенно-карбонатной метаморфической толщей (см. табл. 5) мощностью от 2500 до 4200 *м* в Прибайкалье и внутренней зоне Восточных Саян (бассейн р. Уды), 12 000—14 000 *м* в Байкало-Патомском нагорье и Присаянье.

Таблица 5

Сопоставление стратиграфических схем докембрия складчатого обрамления внутреннего поля Иркутского амфитеатра

Возраст	Восточный Саян		Западное Прибайкалье	Байкало-Патомское нагорье
	Присаянская зона	Внутренняя зона		
Верхний протерозой	Оселковая свита (Pt_3 os) Песчаники, алевролиты, аргиллиты Карагасская свита (Pt_3 *kr*) Конгломераты, гравелиты Колбазыкская свита (Pt_3 *kl*). Песчаники, сланцы, конгломераты, алевролиты Ингашинская свита (Pt_3 *in*). Песчаники, сланцы, аргиллиты, кварциты Аршанская свита (Pt_3 *ar*) Сланцы, песчаники с прослоями известняков, доломитов и конгломератов Ермасохинская свита (Pt_3 *er*) Песчаники, конгломераты, алевролиты, реже сланцы	Миричунская свита (Pt_3 *mr*) Известняки, доломиты, алевролиты, туффиты Кувайская серия (Pt_3 *kv*) Ортоамфиболиты, гнейсы, микросланцы, эффузивы, известняки	Ушаковская свита (Pt_3 *us*). Песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев Байкальская серия Байкальская серия нерасчлененная (Pt_3 *bk*). Качергатская свита (Pt_3 *kc*). Частое переслаивание песчаников и глинистых сланцев Улунтуйская свита (Pt_3 *ul*). Известняки, доломиты с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев Голоустинская свита (Pt_3 *gl*). Филлиты, филлитизированные сланцы, кварциты, доломиты, известняки	Патомская серия Бодайбинская подсерия нерасчлененная (Pt_3 *bd*). Метаморфизованные песчаники, глинистые сланцы, гравелиты Кадаликанская подсерия (Pt_3 *kd*). Метаморфизованные известняки, песчаники, глинистые сланцы Мамская (Pt_3 *mm*), баллаганахская (Pt_3 *bl*) и делюн-уранская (Pt_3 *du*) подсерии. Песчаники, гравелиты, слаицы, филлиты, конгломераты, кристаллические сланцы, гнейсы
Средний протерозой	Урикская свита (Pt_2 *ur*). Филлитовидные сланцы, кварциты, эффузивы с прослоями конгломератов Сублукская свита (Pt_2 *sb*) Песчаники, слаицы, гравелиты, конгломераты, туфы, эффузивы Далдарминская свита (Pt_2 *dl*). Песчаники, разнообразные сланцы, туфопесчаники и туфы Большереченская свита (Pt_2 *br*) Песчаники, сланцы, гнейсы, кварцигы, алевролиты, филлиты с линзами конгломератов и гравелитов	Жайминская свита (Pt_2 *gm*). Гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кварциты	Акитканская серия Чайская свита (Pt_2 *cj*). Песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов, туфов и порфиров Хотская свита (Pt_2 *ht*). Орто- и парасланцы с прослоями метаморфизованных гравелитов, песчаников и конгломератов Хибеленская свита (Pt_2 *hb*). Фельзитовые и кварцевые порфиры, фельзиты, туфы, туффиты с подчиненными песчаниками, алевролитами и конгломератами Малокосинская свита (Pt_2 *mk*)	Тепторгинская серия нерасчлененная (Pt_2 *tp*). Кварциты, кварцито-песчаники, сланцы, конгломераты, реже кварцито-гнейсы, амфиболиты
Нижний протерозой	Свита Соснового Байца (Pt_1 *sb*) Амфиболиты, кварциты, сланцы, слюдяные гнейсы Камчадальская свита (Pt_1 *km*) Мраморы, магнезиты, талькиты, амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы Мангатгольская толща (Pt_1 *mm*) Биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и амфиболитов	Дербинская свита (Pt_1 *dr*) Мраморы с подчиненными прослоями кварцитов и гнейсов Шутхулайская свита (Pt_1 *st*) Гнейсы, кристаллические слаицы, мраморы, кварциты	Сарминская серия (Pt_1 *sr*). Метаморфизованные песчаники и сланцы с подчиненными прослоями карбонатных пород. В зонах контакта с изверженными породами отмечаются кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты	Муйская серия нерасчлененная (Pt_1 *ms*). Гнейсы, амфиболиты, метаморфизованные песчаники, конгломераты, кристаллические известняки и эффузивы
Нерасчлененный нижний протерозой и архей	Бирюсинская (A/Pt_1 *br*) и хангарульская (A/Pt *ch*) свиты. Биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболиты и мигматизированные породы			
Архей	Слюдяиская серия (A *sl*) Мраморы с прослоями гнейсов, кристаллических сланцев и кальцифиров Шарыжалгайская серия (A *sr*) Гнейсы с прослоями амфиболитов, кристаллических сланцев и мигматитов		Святоносская толща нерасчлененная (A *sn*)	Архей нерасчлененный (A)

Следует отметить, что отнесение выделенного в Прибайкалье трехчленного байкальского комплекса и его аналогов (олхинская свита в бассейне р Иркута и т д) в других районах к верхнему протерозою достаточно условно С такой стратификацией многие геологи не согласны и считают их синийскими или позднедокембрийскими образованиями

Отложения в пределах Иркутского амфитеатра, занимающие промежуточное положение между палеозоем и протерозоем и ранее считавшиеся синийскими или нижнекембрийскими, на геологической карте под редакцией Н И Фомина, составленной в 1965 г , отнесены также к верхнепротерозойскому комплексу (карагасская Pt_3kr и оселковая Pt_3os свиты Присаянской зоны, миричунская свита Pt_3mr внутренней зоны Восточного Саяна и ушаковская свита Pt_3us Западного Прибайкалья)

Карагасская свита представлена конгломератами и гравелитами В верхней части разреза существенную, а иногда и превалирующую роль играют доломиты Мощность свиты в разрезах по р Ие достигает 700 *м*, а по р Бирюсе — 2000 *м*

Оселковая свита развита в Присаянье и сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями гравелитов и битуминозных известняков Местами в основании свиты отмечаются конгломераты Мощность свиты изменяется от 1400 до 2800 *м*

В бассеинах рек Гутары, Малого Тагула и Агула распространена миричунская свита, представленная известняками, доломитами, алевролитами и туффитами общей мощностью до 2600—3000 *м*

Ушаковская свита хорошо изучена в Западном Прибайкалье, где выходы ее прослеживаются узкой полосой от р Ангары на юго-западе до р Лены на северо-востоке Свита представлена зеленовато-серыми песчаниками типа граувакк с прослоями алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев и в нижней части разреза грубых конгломератов Мощность свиты в Прибайкалье колеблется от 40 до 1200 *м* В пределах внутреннего поля амфитеатра породы ушаковской свиты вскрыты рядом глубоких скважин Мощность свиты в опорных скважинах изменяется от 43 *м* (Атовская площадь) до 323 *м* (Осинская площадь)

Палеозойская группа

Кембрийская система Отложения кембрийского возраста подразделяются на три отдела нижний, средний и верхний

Отложения нижнего кембрия хорошо изучены в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра и в меньшей степени в обрамляющих его горных системах

В нижнем кембрии на юге внутреннего поля Иркутского амфитеатра выделяется ряд свит (табл 6), которые вскрываются глубокими скважинами в Бельске, Еловке, Усолье, Половине, Бохане, Осе, Тырети, Тулуне и т д Разрез нижнего кембрия начинается отложениями терригенной мотской свиты, в основании которой в предгорьях Западного Прибайкалья залегают конгломераты Специфической особенностью литологического состава залегающей выше усольской свиты является наличие в ее разрезе пластов каменной соли, суммарная мощность которых по отношению к карбонатным породам составляет 40—50% Выше по разрезу находится соленосная сульфатно карбонатная толща бельской и булайской свит Далее следуют карбонатные (местами соленосные) породы ангарской свиты

Иной разрез алданского яруса нижнекембрийских отложений наблюдается в Приленской зоне Северного Прибайкалья и Байкало-Патомском нагорье (табл 6)

Отложения нерасчлененного нижнего и среднего кембрия имеют незначительное распространение на рассматриваемой территории и развиты лишь в северной части Иркутской области (табл. 6).

На больших площадях в пределах Иркутского амфитеатра развиты отложения так называемой верхоленской свиты средне-верхнекембрийского возраста (рис. 12). Они обнажаются в верхнем течении рек Ангары, Лены и Киренги, а на севере амфитеатра в бассейнах рек Непы, Нижней Тунгуски, Чоны и Нюи. В составе верхоленской свиты выделяются три подсвиты: нижняя, средняя и верхняя. Нижняя под-



Рис 12 Выход доломитов ленского яруса в ядре Бубновской антиклинальной структуры на р Лене Фото Е. В. Пиннекера, 1963 г

свита, подразделяющаяся на осинскую и балаганскую пачки, сложена мергелями с прослоями песчаников, алевролитов, реже гипса и ангидрита. В средней подсвите (устьталькинская и михайловская пачки) преобладают песчаники, переслаивающиеся с мергелями Верхняя подсвита (рютинская и кардинская пачки) представлена мергелями и песчаниками с прослоями известняков. Мощность верхоленской свиты на юге амфитеатра местами достигает 700—1200 *м*. В северных районах мощность свиты снижается до 200—500 *м*.

Во внутренних частях Иркутского амфитеатра развит комплекс красноцветных терригенных пород, отнесенных к илгинской свите верхнего кембрия. Мощность свиты изменяется от нескольких до 220 *м*.

К нерасчлененным отложениям кембрийской и ордовикской систем условно отнесены терригенно-карбонатные отложения, развитые в виде отдельных узких тектонических блоков во внутренней зоне Восточного Саяна (киченская свита).

Ордовикская система. Отложения ордовикского возраста развиты на большей части внутреннего поля Иркутского амфитеатра и подразделяются так же, как и кембрийские породы, на три отдела: нижний, средний и верхний (табл. 7).

Породы нижнего ордовика, за исключением нижней терригенно-карбонатной устькутской свиты, представлены толщей терригенных пород общей мощностью до 2000 *м* и развиты в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра, за исключением юго-восточной его части.

Сопоставление стратиграфических схем кембрия Иркутского амфитеатра

Возраст	Внутреннее поле амфитеатра		Байкало-Патомское нагорье	
	Юг амфитеатра	Прибрежная зона Северного Прибайкалья		
Верхний кембрий	Илгинская свита ($Cm_3 il$). Красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с редкими прослоями известняков и известковистых доломитов. Мощность до 230 м		–	
Нерасчлененный средний и верхний кембрий	Верхоленская свита ($Cm_{2-3} vl$). Красноцветные мергели и песчаники с прослоями алевролитов, реже известняков, гипса и ангидрита. Мощность от 200 до 1200 м		–	
Нерасчлененный нижний и средний кембрий	Литвинцевская ($Cm_{1-2} lt$) и кружалинская ($Cm_{1-2} kr$) свиты. Известняки и доломиты с пропластками мергелей. Мощность 92–148 м		Янгудская толща ($Cm_{1-2} j$). Известняки и доломиты. Мощность 3500 м	
кембрий	*Ленский ярус* ($Cm_1 l$). Ангарская свита ($Cm_1 an$). Доломиты, ангидрито-доломиты и доломито-ангидриты с прослоями глинистых сланцев, мергелей и песчаников, реже пластами каменной соли. Мощность 190–705 м Булайская свита ($Cm_1 bl$). Битуминозные доломиты с прослоями мергелей, песчаников, ангидритов и гипсов. Мощность 68–167 м Бельская свита ($Cm_1 bl_3$). Доломиты и известняки с пропластками ангидритов и мергелей. Мощность 330–550 м	*Ленский ярус* ($Cm_1 l$). Чечуйская свита ($Cm_1 cc$). Аналог верхней части булайской и ангарской свиты Водорослевые доломиты и доломитизированные известняки. Мощность 220 м Личпейская свита ($Cm_1 lm$). Аналог бельской и нижней части булайской свит. Известняки с прослоями доломитов. Мощность 650–700 м	*Платформенные отложения прилеской зоны Патомского нагорья* *Ленский ярус* ($Cm_1 l$) Нерасчлененные отложения, представленные однообразным комплексом карбонатных пород-доломитов, известняков, кремней, реже мергелей эльгянской, толбачинской, олекминской и чарской свит	*Геосинклинальные отложения Средне-Витимской горной страны*

Алданский ярус (Cm_1 *al*)	Алданский ярус (Cm_1 *al*)	Алданский ярус (Cm_1 *al*)	Алданский ярус (Cm_1 *al*)
Усольская свита (Cm_1 *us*) Доломиты, доломито-ангидриты, каменная соль, известняки, ангидриты, мергели. Мощность 180—1539 *м* Мотская свита (Cm_1 *mt*) Песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков, доломито-ангидритов и гипса. Мощность 100—585 *м*	Усатовская свита (Cm_1 *ust*) Аналог усольской свиты. Доломиты, доломитовые брекчии, известняки и пестроцветные мергели Мощность 600—650 *м* Миньская свита (Cm_1 *mn*) Аналог мотской свиты Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с прослатками известняков Мощность 110—130 *м*	Нахтуйская свита (Cm_1 *nh*). Алевролиты, аргиллиты, мергели, доломиты и известняки Мощность 450—500 *м* Жербинская свита (Cm_1 *gr*) Кварцевые и глауконитовые песчаники Мощность 350—800 *м* Тиновская свита (Cm_1 *tn* Песчаники, углистые сланцы, известняки и доломиты Мощность 450—500 *м*	

Средний ордовик представлен терригенной мамырской и криволуцкой свитами, имеющими также широкое распространение во внутреннем поле Иркутского амфитеатра

К нерасчлененным отложениям среднего и верхнего ордовика относится песчано-глинистая братская свита, распространенная в центральной и северо-восточной частях Иркутской области Макаровская свита среднего и верхнего ордовика, выделенная в Приленской зоне Северо-Западного Прибайкалья, является аналогом братской свиты и очень близка к ней по литологическому составу Отличительной особенностью свиты является наличие в ее разрезе мергелей и органогенных известняков

Силурийская система К отложениям нижнесилурийского возраста относится кежемская и ярская свиты, которые распространены на западе Иркутской области Микская свита имеет небольшое распространение в Приленской зоне Патомского нагорья Кежемская свита представлена слабо сцементированными кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями мергелей и известняков Мощность свиты изменяется от 40 до 300 *м* Ярская свита по литологическому составу очень близка братской свите ордовика, мощность ее варьирует от 40 до 200 *м*

К нерасчлененным отложениям верхнего силура и нижнего девона в Восточном Саяне относится верхненерхинская свита (S_2—D *vn*) эффузивов, общей мощностью от 400 до 1500 *м*

Девонская система Отложения девонского возраста распространены во внутренней зоне Восточных Саян и юго-западной части внутреннего поля Иркутского амфитеатра

Нижний девон (сайлыгская свита D_1*sl*) развит лишь в Восточном Саяне и представлен преимущественно плагиопорфирами, туфами и крупновалунными конгломератами с прослоями в верхней части порфиритов и туфобрекчий Мощность его 1500—3000 *м*

К нерасчлененным отложениям нижнего и среднего девона в Восточном Саяне относится хальтинская свита (D_{1-2} *hl*) конгломератов, порфиритов, песчаников, алевролитов и известняков общей мощностью не менее 200 *м*

В предгорьях Восточного Саяна по р Туманшету развита саранчетская свита (D_2*sr*) среднего девона мощностью 180 *м*. Свита сло-

Нижний

жена конгломератами, выше которых последовательно залегают известняки, песчаники, гравелиты, алевролиты и мергели.

Верхний девон представлен терригенно-карбонатной баероновской свитой (D_3br) мощностью около 220 *м* и согласно перекрывающей ее топорокской свитой (D_3tp) алевролитов, аргиллитов, известняков и известковистых песчаников мощностью 90 *м*. Обе свиты развиты в пределах внутреннего поля амфитеатра на междуречье Бирюсы и Уды.

Каменноугольная система. Отложения карбона развиты только на северо-северо-западе Иркутской области (Тунгусский бассейн) в среднем течении р. Ангары. Отложения нижнего карбона (тушамская свита C_1ts) представлены преимущественно полимиктовыми песчаниками с глинисто-карбонатным цементом. Мощность их меняется в широких пределах. Так, в районе устья р. Илима она равна 50—60 *м*, а на севере достигает 300 *м* (бассейн р. Едармы).

Терригенные угленосные породы среднего и верхнего карбона (катская свита $C_{2+3}kt$) развиты в среднем течении р. Ангары и имеют мощность до 150—200 *м*.

Пермская система. Так же как и каменноугольные отложения, породы пермской системы распространены лишь на северо-западе Иркутской области (Тунгусский бассейн).

В бассейнах среднего течения р. Ангары, а также рек Илима, Катанги и Нижней Тунгуски развиты отложения нижней перми (бургуклинская свита P_1br), представленные слабо сцементированными песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев, углей. Мощность свиты 100—200 *м*. В бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски распространены верхнепермские отложения (пеляткинская свита P_2pt), залегающие местами на отложениях нижней перми, местами на более древних породах палеозоя. Литологически это ритмично чередующиеся песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы с прослоями и линзами аргиллитов, углистых сланцев и угля. Мощность отложений около 100 *м*.

Мезозойская группа

Триасовая система. Отложения триаса известны в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски, на Тунгусско-Катангском и Тунгусско-Вилюйском междуречьях. Они представлены преимущественно туфогенными пирокластическими образованиями мощностью от 200 до 550 *м*, фациально не выдержанными как по простиранию, так и в вертикальном разрезе (корвунчанская свита T_1kr).

Юрская система. Отложения юрской системы развиты на юге центрального поля Иркутского амфитеатра, где они выполняют Иркутский и Канский угленосные бассейны, и на северо-северо-западе амфитеатра, в пределах Мурской впадины и юго-восточной окраины Тунгусского бассейна.

Наиболее детально изучены континентальные озерно-болотные и речные песчано-глинистые юрские отложения Иркутского угленосного бассейна, где выделяются две геотектонические зоны седиментации — платформенная и субгеосинклинальная. В платформенную зону накопления входят северо-западная и центральная части Иркутского угленосного бассейна. Здесь породы юры характеризуются незначительными мощностями (100—200 *м*) и практически горизонтальным залеганием. Субгеосинклинальная зона располагается вдоль горного обрамления угленосного бассейна и включает Кудинскую депрессию в Прибайкалье, а также Прииркутскую впадину и Присаянский прогиб (подножье Восточного Саяна). Для этой зоны, в которой накопление осадков проис-

Таблица 7

Схема стратиграфии ордовикских отложений Иркутского амфитеатра

Возраст	Название свиты	Литологический состав	Мощность, м	Площадь распространения
Нерасчленённый средний и верхний ордовик	Братская ($O_{2-3}br$)	Красноцветные аргиллиты, алевролиты, реже песчаники и мергели. В небольшом количестве присутствуют карбонатные породы и гипс	40–310	Внутреннее поле амфитеатра, за исключением южной и юго-восточной его частей
	Макаровская и чертовская свиты ($O_{2-3}mk$)		До 160	Прибрежная зона Северо-Западного Прибайкалья
Средний ордовик	Мамырская (O_2mm)	Песчаники грубозернистые косослоистые, алевролиты, глинистые сланцы, органогенные известняки и пачки железистых песчаников	30–95	Внутреннее поле амфитеатра, за исключением юго-восточной части
	Криволукская (O_2kr)		250–260	То же
Нерасчленённый нижний и средний ордовик	Нарьянгинская ($O_{1-2}nr$)	Песчаники, граувакки и конгломераты с прослоями алевролитов и аргиллитов	305	Прибайкалье, бассейн р. Киренги
Нижний ордовик	Сурнинская (O_1sr)	Красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты	350–600	Прибайкалье
	Балаганская (O_1bl)	Переслаивание пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов	10–15 до 400	Западная часть Центрального поля амфитеатра
	Ийская (O_1i)	Кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов	400–650	Внутреннее поле амфитеатра, за исключением юго-восточной части
	Устькутская (O_1uk)	Переслаивание песчаников, алевролитов, реже аргиллитов с однотипными водорослевыми и ракушняковыми известняками и глинистыми сланцами	До 570	То же

ходило в условиях тектонически мобильного доюрского ложа, характерны большие мощности осадков (500—750 *м*) и значительные углы падения пород (рис. 13).

Толща юрских осадков бассейна делится на три свиты (табл. 8). Породы базальной заларинской и черемховской свит юры распространены на большей части площади развития юрских отложений. На некоторых участках угленосного бассейна (район г. Черемхово) в основании юрских отложений залегают образования, представленные кремнисто-глинистой «брекчией» и каолиновыми глинами, являющимися переотложенной доюрской корой выветривания.

В субгеосинклинальной зоне (район Присаянья) черемховская свита повсеместно перекрыта песчаниками присаянской свиты, в то время

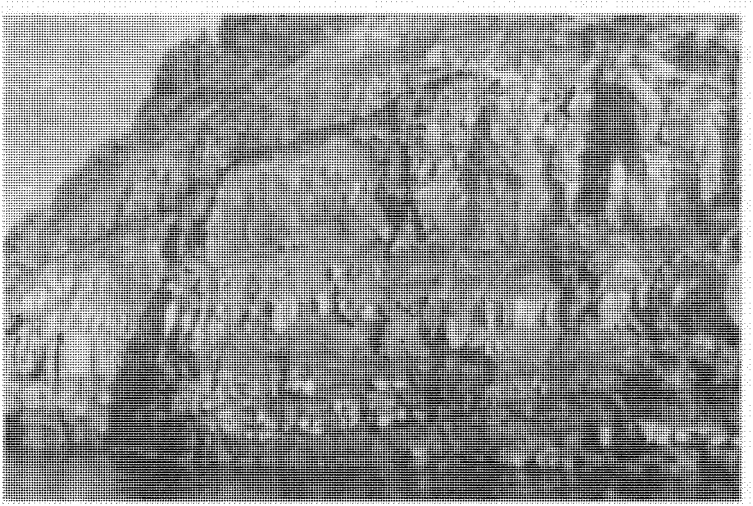


Рис 13 Обнажение юрских пород на берегу Иркутского водохранилища. Фото Е В Пиннекера, 1960 г.

как в платформенной зоне присаянская свита залегает лишь на отдельных небольших участках, приуроченных к водоразделам.

Специфический разрез юрских отложений наблюдается на юго-западе Прибайкалья. Здесь согласно на заларинской свите залегает дабатская толща нерасчлененной нижней и средней юры, а в истоке р. Ангары — байкальская толща, которую считают фацией всего разреза юры центральной части Иркутского угленосного бассейна.

В других районах Иркутской области континентальные юрские породы представлены озерно-болотными отложениями (см. табл. 8) и лишь на севере области в бассейне р. Чоны имеется незначительное поле морских осадков нижней юры. Породы представлены перемежающимися прослоями алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов и глин общей мощностью 50—70 *м* и отличаются фациальной невыдержанностью состава как по простиранию, так и по вертикали.

Меловая система. К меловым отложениям относится толща тонкозернистых глинисто-карбонатных пород незначительной мощности, возможно, озерного происхождения, развитая на Октябрьском железорудном месторождении в бассейне р. Чукши (возраст определен условно).

Сопоставление стратиграфических схем юрских отложений Иркутской области

Возраст	Иркутский угленосный бассейн	Юго-Западное Прибайкалье	Район истока р. Ангара	Каменский угленосный бассейн	Мурская впадина	Юго-восточная окраина Тунгусского бассейна
Средняя юра (J_2)	Присаянская свита (J_2ps). Песчаники с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. Мощность 300–350 *м*	–	–	Камалинская свита (J_2km). Песчаники с прослоями алевролитов. Мощность 70–80 *м*	–	–
Нерасчлененные отложения нижней и средней юры (J_{1-2})	Черемховская свита ($J_{1-2}cr$). Песчаники с прослоями и линзами алевролитов, аргиллитов и пластами бурого и каменного угля промышленной мощности. Мощность до 350 *м*	Дабатская толща ($J_{1-2}db$). Песчаники, алевролиты и конгломераты с прослоями глинисто-углистых сланцев и *гумусовых углей*. Мощность до 300 *м*	Байкальская толща ($J_{1-2}bk$). Конгломераты с прослоями и *линзами песчаников*. Мощность 250–500 *м*	Галечники, суглинки, глины и суглинки с прослоями песчаников, конгломератов, аргиллитов и алевролитов, развитые на водоразделах рек Бирюсы–Тайшетки и Тумашета–Бирюсы	Песчаники, алевролиты, конгломераты с пластами сидеритов, *каолинов* и углей. Мощность 120–150 *м*	–
Нижняя юра (J_1)	Заларинская свита (J_1zl). Песчаники, гравелиты, конгломераты, местами присутствуют кремнисто-глинистые брекчии и каолиновые глины. Мощность от 15 до 150 *м*	Заларинская свита (J_1zl). Песчаники, гравелиты, конгломераты. Мощность до 150 *м*	–	Переяславская свита (J_1pr). Аргиллиты, алевролиты с маломощными прослоями глин, песчаников и углей. Мощность до 100 *м*	–	Морская свита (J_1m) Чайдинская свита ($J_1čj$). Песчаники, пески, галечники, глины, алевролиты с прослоями и линзами углей и конгломератов. Мощность 50–75 *м*

Кайнозойская группа

Палеогеновая и неогеновая системы. Отложения этого возраста на территории Иркутской области имеют незначительное распространение и развиты на отдельных, ограниченных по площади, участках в Приольхонье и по юго-восточной окраине внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

В Прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья эти отложения распространены в бассейнах рек Куды, Манзурки и др., где выполняют древние эрозионно-тектонические впадины и в плане имеют вид узких полос протяженностью 50—70 *км*, образующих в совокупности обширную зону, вытянутую вдоль Байкальских гор на расстояние более 200 *км* и шириной до 40 *км*. По возрасту отложения относятся к палеогену (Pg) и неогену (N_1—N_2) и имеют весьма непостоянный литологический состав и мощность. Палеогеновые и неогеновые континентально-озерные отложения Прибайкалья представлены глинами, алевролитами, слабо сцементированными песчаниками с прослоями и линзами углей и известняков, а также песчано-галечной толщей древних долин. Мощность отложений в Прибайкалье достигает 400 *м*.

Четвертичная система. Отложения четвертичного возраста широко распространены на территории области, покрывая всю площадь сплошным более или менее мощным чехлом. Отложения нижнего отдела четвертичной системы выполняют древние долины и впадины и представлены аллювиально-пролювиальными отложениями манзурской свиты и аллювиальными отложениями комплекса высоких речных террас.

Отложения нижнего плейстоцена (Q_1) (суглинки, пески, глины с галькой и валунами) известны в долине р. Ангары, где ими сложены террасы с высотой уровня от 40 до 100 *м* и более. Озерные отложения этого возраста известны на побережье оз. Байкал и на междуречных плато во внутреннем поле амфитеатра.

К отложениям среднего плейстоцена (Q_2) относятся суглинки, супеси, пески и галечники структурно-аккумулятивных террас с высотой уровня 18—25 и 50—60 *м*, развитых в долинах рек Ангары, Илима, Нижней Тунгуски, Лены, а также на широких участках долин Оки, Ии и некоторых других. В Байкало-Патомском нагорье к отложениям этого возраста относятся флювиогляциальные образования.

Верхнеплейстоценовые отложения (Q_3) представлены аллювием террас (10—20 *м*) в долинах рек Ангары, Чуны, Илима, Лены и др. Террасовые отложения сложены в основном песками и суглинками мощностью от 4 до 30 *м*. В Присаянье и Прибайкальском прогибе верхнеплейстоценовый возраст имеют аллювиальные отложения и более низких (6—8 *м*) террас, а также моренные образования.

К объединенным среднему и верхнему отделам четвертичной системы (Q_{2-3}) относятся аллювиальные отложения террас высотой 16—25 *м*, а по побережью Байкала — 25—35 *м*, представленные кварцевыми песками, галечниками, реже суглинками и глинами. Пролювиальные, делювиально-аллювиальные (покровные суглинки) отложения среднего и верхнего отделов распространены во внутренних частях Иркутского амфитеатра, а ледниковые отложения — в Прибайкалье.

Отложения голоцена (Q_1) представлены русловым и пойменным аллювием рек (песчано-галечные и суглинистые осадки мощностью до 30 *м*), а также элювием, делювием и пролювием.

Магматизм

На территории Иркутской области, особенно в горных сооружениях Восточного Саяна, Байкальской горной страны и Витимо-Патомского нагорья, развиты разновозрастные комплексы магматических пород, начиная от раннеархейских и кончая кайнозойскими.

К архейскому магматическому комплексу относятся перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-диабазы, диабазы и разнообразные кристаллические породы, представленные ортогнейсами и ортоамфиболитами — метаморфизованными породами кислых, основных и ультраосновных интрузий; реже встречаются гранитоиды (ольхонский и китойский комплексы).

В пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра архейские интрузивные образования совместно с метаморфическими породами протерозоя образуют кристаллический фундамент Сибирской платформы.

Магматические комплексы протерозоя, развитые в Западном Прибайкалье и Витимо-Патомском нагорье, представлены габброидами, эффузивными породами спилито-кератофировой формации, а также широко развитыми комплексами гранитоидов. В Восточном Саяне и Юго-Западном Прибайкалье изверженные породы протерозойского возраста представлены основными и ультраосновными породами, а породы кислой магмы (граниты, гранодиориты) в виде отдельных массивов широко распространены в центральной части Восточного Саяна. В Северо-Западном Присаянье аналогичные породы имеют верхнепротерозойский возраст. К палеозойскому магматическому комплексу в Западном Прибайкалье и Витимо-Патомском нагорье относятся разновозрастные формации габброидов, габбро-диабазов, гранит-порфиров, диоритов, граносиенитов и гранитоидов, в Восточном Саяне — ультраосновные, основные и кислые породы.

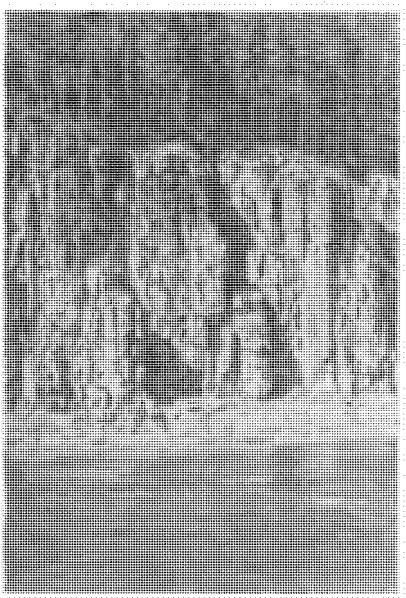


Рис 14 Столбчатые отдельности в траппах на правом берегу р Бирюсы Фото Н. Н. Шурановой, 1963 г.

Породы мезо-кайнозойского магматического комплекса широко распространены не только в горном обрамлении, но и на платформенной части Иркутской области. Среди них выделяются следующие магматические формации: трапповая, формация щелочных, основных и ультраосновных пород, формация субщелочных гранитоидов и сиенитов и формация оливиновых базальтов.

Траппы — изверженные породы основного состава распространены в северной и северо-западной частях Иркутской области, где они занимают около 10—15% площади. Пологое залегание терригенно-карбонатных осадочных отложений палеозоя, к которым приурочены интрузии траппов, обусловило преимущественное развитие пластовых лакколито- и силлообразных и лишь в отдельных случаях секущих тел (рис. 14).

Своеобразные формы трапповых интрузий встречены на Кежемском, Краснояровском и других железорудных месторождениях, где

внутри трубок взрыва диаметром от 20—30 до 860—1300 *м* наблюдаются жильные трапповые тела секущего типа

Формация щелочных основных и ультраосновных пород мезо-кайнозоя с карбонатными и слюдяными кимберлитами развита в Восточном Саяне на сочленении его с южной окраиной Сибирской платформы В Восточном Саяне и на восточной окраине Патомского нагорья распространены субщелочные гранитоиды и сиениты мезо-кайнозоя

Наиболее молодой (кайнозойской) формацией является формация оливиновых базальтов, развитая в Прибайкалье (Слюдянский район) и в виде покровов в Восточном Саяне по долинам рек Оки, Ии, Уды и др

ТЕКТОНИКА

Платформенная часть Иркутской области почти полностью располагается в пределах крупной тектонической структуры Иркутского амфитеатра и лишь на севере и крайнем северо-востоке захватывает краевые части Тунгусской и Лено-Вилюйской синеклиз (рис 15)

Центральная часть Иркутского амфитеатра выполнена мощной толщей осадочных отложений палеозойского возраста, моноклинально погружающейся от горноскладчатых сооружений на север, северо-восток и северо-запад в глубь Сибирской платформы и перекрывающей древний докембрийский фундамент Формирование докембрийского кристаллического фундамента происходило на протяжении двух геотектонических этапов, в соответствии с которыми в его толщах намечаются два структурных яруса архейский и протерозойский (Одинцов и др , 1962)

В результате послеархейской складчатости образовались отдельные консолидированные участки — глыбы (Байкальская, Северо-Муйская и Чарская). Архейские глубокометаморфизованные породы, слагающие глыбы, смяты в относительно простые складки северо-северо-восточного (байкальское) и северо-западного (саянское) простираний с углами падения 60—80° Складчатые структуры сопровождаются продольными зонами разломов В протерозое складчатая система архея претерпела значительное преобразование

В результате протерозойской складчатости было завершено формирование основы современной тектонической структуры Иркутского амфитеатра В состав сформировавшейся платформы вошли части Байкальской горной страны и Восточного Саяна, расположенные в настоящее время между зонами краевых разломов платформы и внутренним полем амфитеатра

Тектонический план, заложенный при формировании кристаллического фундамента, впервые претерпел изменения в палеозое и в дальнейшем получил развитие в движениях мезо-кайнозоя

Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра в пределах Иркутской области выделяются следующие основные структурные формы нижнепалеозойского структурного яруса, выраженные в рельефе фундамента (Одинцов и др , 1962) Прибайкальское валообразное поднятие, Прибайкальский краевой прогиб, Центральное поле амфитеатра, Нукутский выступ, Ийское поднятие, моноклиналь северного склона Восточного Саяна, Приангарская зона смятия, Мурская впадина, Присаяно-Тасеевский прогиб и Чуно-Бирюсинское поднятие (см рис 15)

Прибайкальское валообразное поднятие начинается на севере Пеледуйским поднятием и имеет северо-восточное простирание, южнее простирание меняется на субмеридиональное, и поднятие повторяет контур Байкальского нагорья, на юге оно сливается с моноклиналью

подземного склона Восточного Саяна. Глубина залегания кристаллического фундамента в сводовой части поднятия определяется в 2—3 *км*, а на крыльях — в 3,5—4 *км*. В пределах Прибайкальского поднятия располагаются мощные зоны дробления пород фундамента, сопровождающиеся дислокациями осадочного чехла (Ново-Удинская зона дробления севернее пос. Усть-Кут и др.). Прибайкальское валообразное поднятие прослеживается лишь ниже кровли отложений мотской свиты нижнего кембрия, выше которой осадочные отложения нижнего палео-

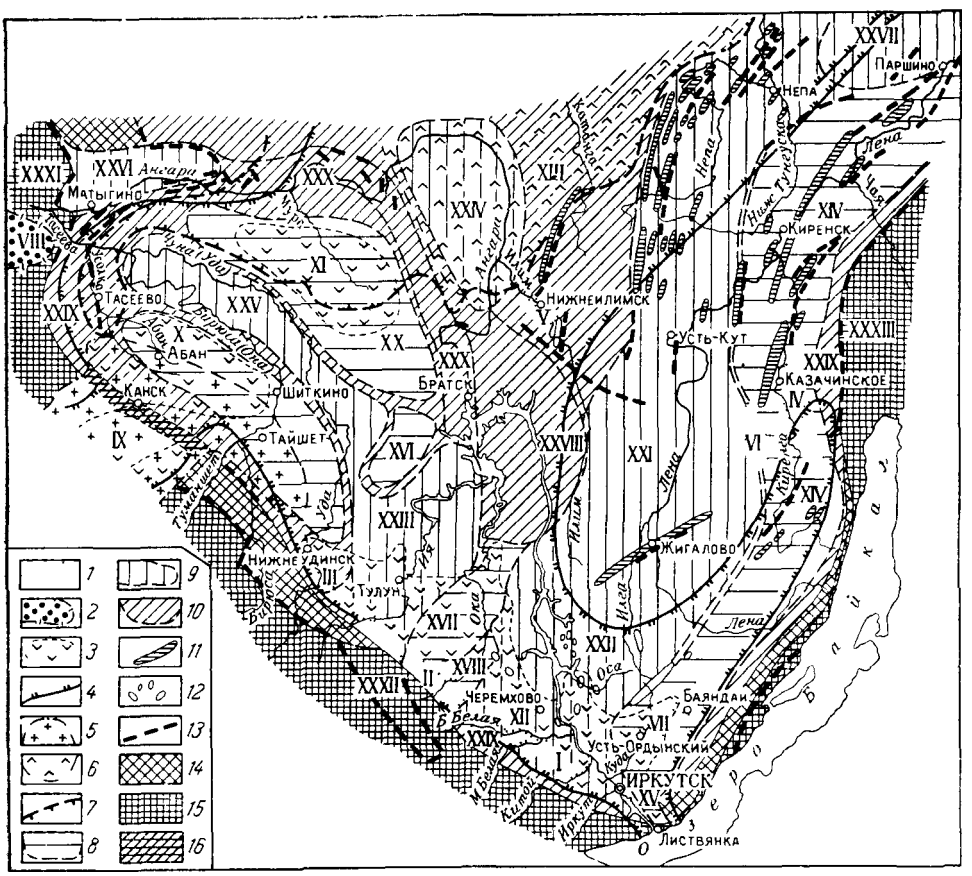


Рис 15. Тектоническая схема Иркутского амфитеатра (по В. А. Твердохлебову с дополнениями и изменениями Е. В. Пиннекера, 1965 г)

1 — новейшие предгорные и внутриплатформенные впадины (I — Китойско-Бельская депрессия, II — Ийско Окинский прогиб, III — Удинская впадина, IV — Окунайская депрессия, V — Илимская впадина, VI — Хандинская впадина, VII — Кудинская депрессия); *2* — депрессии мезо-кайнозойского структурного яруса (VIII — Казачинская впадина). Структурные формы среднемезозойского структурного яруса: *3* — впадины (IX — Рыбинская, X — Каиско-Тасеевская, XI — Мурская, XII — Иркутская); *4* — контур Ангаро-Вилюйского прогиба

Структурные формы средиепалеозойского структурного яруса *5* — Каиско-Тайшетский прогиб

Структурные формы верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса: *6* — крупные депрессии (XIII — Туигусская наложенная синеклиза); *7* — контур Тунгусского прогиба.

Структурные формы нижнепалеозойского структурного яруса и погруженного кристаллического фундамента *8* — депрессии (XIV — Прибайкальский краевой прогиб, XV — Ушаковская впадина XVI — Чукшинская мульда, XVII — Окинская впадина, XVIII — Тагнинская впадина, XIX — Присаяно-Тасеевская впадина, XX — Мурская впадина), *9* — поднятия и выступы (XXI — Прибайкальское сводовое поднятие, XXII — Иркутский выступ, XXIII — Ийский выступ, XXIV — Ангаро Тушамское поднятие, XXV — Чуно-Бирюсинское поднятие, XXVI — Иркинеевский выступ, XXVII — Пеледуйское поднятие), *10* — прочие структурные формы (XXVIII — Центральное поле амфитеатра XXIX — подземные склоны краевых антеклиз, XXX — Приангарская зона смятия); *11* — антиклинальные складки ленского и ленского типов; *12* — некоторые куполовидные и валообразные поднятия; *13* — предполагаемые глубинные разломы и структурные швы. Основные структуры краевых выступов кристаллического фундамента *14* — позднедокембрийское складчатое поле, *15* — краевые антеклизы амфитеатра (XXXI — Енисейская, XXXII — Восточно-Саянская, XXXIII — Байкальская); *16* — Саяно-Енисейский мост

зоя образуют пологую моноклиналь с падением пород от окраин Байкальского нагорья на запад, к центру амфитеатра Углы падения палеозойских пород во внутреннем поле амфитеатра пологие (менее 1°), а вдоль краевых антеклиз достигают 5—20°. Моноклиналь осложнена мелкими складчатыми и разрывными дислокациями Для верхнего структурного подъяруса в пределах поднятия характерно наличие гребневидных складок — зона Непских складок, Жигаловская антиклиналь и др.

На востоке Прибайкальское поднятие постепенно переходит в Прибайкальский краевой прогиб, протягивающийся в виде узкой полосы вдоль Байкальской горной страны На севере он резко расширяется и разделяется на две депрессии северо-восточного направления, а на юге он замыкается в бассейнах рек Куды и Каменки В поперечном разрезе прогиб асимметричен Нижнепалеозойские осадочные отложения, выполняющие прогиб, довольно интенсивно смяты в простые линейные складки

Продолжением Прнбайкальского валообразного поднятия на западе является Центральное поле амфитеатра, граница между которыми проходит по крупному Илимскому разлому фундамента На юге Центральное полє ограничено Ийским поднятием и Нукутским выступом, на севере — флексурным уступом и Тубинской складкой

В целом структурные формы нижнепалеозойского яруса — Прибайкальский краевой прогиб, Прибайкальское валообразное поднятие и Центральное поле — образуют крупную структуру — Прибайкальскую впадину фундамента платформы

На юге и западе Иркутского амфитеатра выделяется Присаянская впадина, включающая ряд структурных форм нижнепалеозойского структурного яруса. На юге выделяется моноклиналь северного склона Восточного Саяна Слагающие эту структуру осадочные породы постепенно погружаются на север и северо-восток под углом до 1—1,5° На этой структуре расположена наложенная юрская Иркутская впадина. На западе хорошо прослеживается Чуно-Бирюсинское поднятие, которое отделяет Канскую впадину, выполненную юрскими отложениями, от Мурской, также выполненную юрскими осадками К юго-западу от поднятия расположен юрский Канско-Тасеевский прогиб, унаследованный от нижнепалеозойского Присаяно-Тасеевского прогиба Юрская депрессия охватывает лишь западную часть этого прогиба

К частным структурам, развитым во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, относятся многочисленные куполовидные поднятия и гребневидные складки Наиболее четко эти структуры выражены по верхним горизонтам нижнего кембрия, а также по породам среднего и верхнего кембрия и ордовика В нижних, подсолеиосных свитах нижнего кембрия эти структуры выражены слабо или совершенно не выражены

Гребневидные складки представляют линейно вытянутые положительные структуры, встречающиеся группами (бассейн р Непы, Нижней Тунгуски) или в виде обособленных антиклиналей (Литвинцевская, Турукская, Тубинская и др) Часто гребневидные складки осложнены разрывными нарушениями

Разрывные нарушения имеют большое значение в тектонике Иркутской области Палеозойские породы внутреннего поля Иркутского амфитеатра, так же как и докембрийские породы фундамента, на отдельных участках разбиты тектоническими нарушениями типа разломов, нередко связанными с соляной тектоникой Часто разломы характеризуются большой протяженностью и глубоким заложением Наиболее

значительными разломами на рассматриваемой территории являются Байкальский и Саянский, отделяющие Сибирскую платформу от Саяно-Байкальскои складчатой области С этими разломами в Присаянье и Прибаикалье сопряжены крупные разрывные нарушения, отделяющие краевые выступы фундамента платформы от внутреннего поля амфитеатра В Присаянье к таким крупным разломам относится, например, разлом, который протягивается от истока р Ангары по предгорьям Восточных Саян и отделяет осадочный чехол платформы от выступов ее фундамента и складчатой области (Ансимов, Замараев, 1962) К разломам подобного типа относятся также Чуно-Бирюсинский, Ийский, Братский и др Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра хорошо прослеживаются Окинский, Ангарский и Иркутско-Непский субмеридиональные разломы С перечисленными разломами связаны более мелкие нарушения, сопровождающие их, а также приуроченные к антиклинальным структурам, особенно широко развитым в северной и северо-восточной частях внутреннего поля Иркутского амфитеатра (Непско-Тунгусский район, Пеледуйское поднятие, зона Ангарских дислокаций, Марковская антиклинальная структура и т д) Соляная тектоника и связанные с нею дизъюнктивные деформации проявили себя на ряде структур внутреннего поля амфитеатра — Жигаловской, Литвинцевской, Турукской Сользаводской (в устье р Куты), Марковской и др

С юго-запада внутреннее поле Иркутского амфитеатра ограничивается горными сооружениями Восточного Саяна, представляющими собой сложнодислоцированную систему архейских пород, которые залегают среди метаморфических образований протерозоя и палеозоя Породы смяты в многочисленные складки различных порядков с углами падения, нередко достигающими 80—90°, и интенсивно раздроблены разрывными нарушениями Основное направление как складчатых структур, так и разрывных нарушений северо-западное

С конца мезозоя Байкальская горная страна, так же как и Восточный Саян, начала испытывать поднятие Образование молодых аркогенетических структур сопровождалось формированием или обновлением гигантских разрывных нарушений, разломов типа сбросов, амплитуда смещения по которым иногда измеряется несколькими километрами (Приморский сброс, Обручевский сброс и др) Как правило, разломы подобного типа сопровождаются целой системой разрывных нарушений более мелкого порядка Основное направление структурно-тектонических форм в Байкальской горной стране северо-восточное

Структура Витимо-Патомского нагорья характеризуется унаследованностью крупных структурных элементов Архейский фундамент здесь представлен Байкальской и Муйской глыбами, при этом простирание первой северо-восточное, второй — субмеридиональное Внутреннюю часть нагорья занимает протерозойская геосинклиналь, для которой характерно северо-восточное субмеридиональное простирание линейных складок, сложенных эффузивно-осадочными образованиями

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В формировании рельефа на описываемой территории принимали участие эндогенные и экзогенные процессы, что учтено при составлении схемы геоморфологического районирования Иркутской области (рис 16) Так, провинции и подпровинции выделены на основании различий тектонического рельефа, созданного новейшими движениями земной коры, выделение районов и подрайонов основано на учете особенностей как

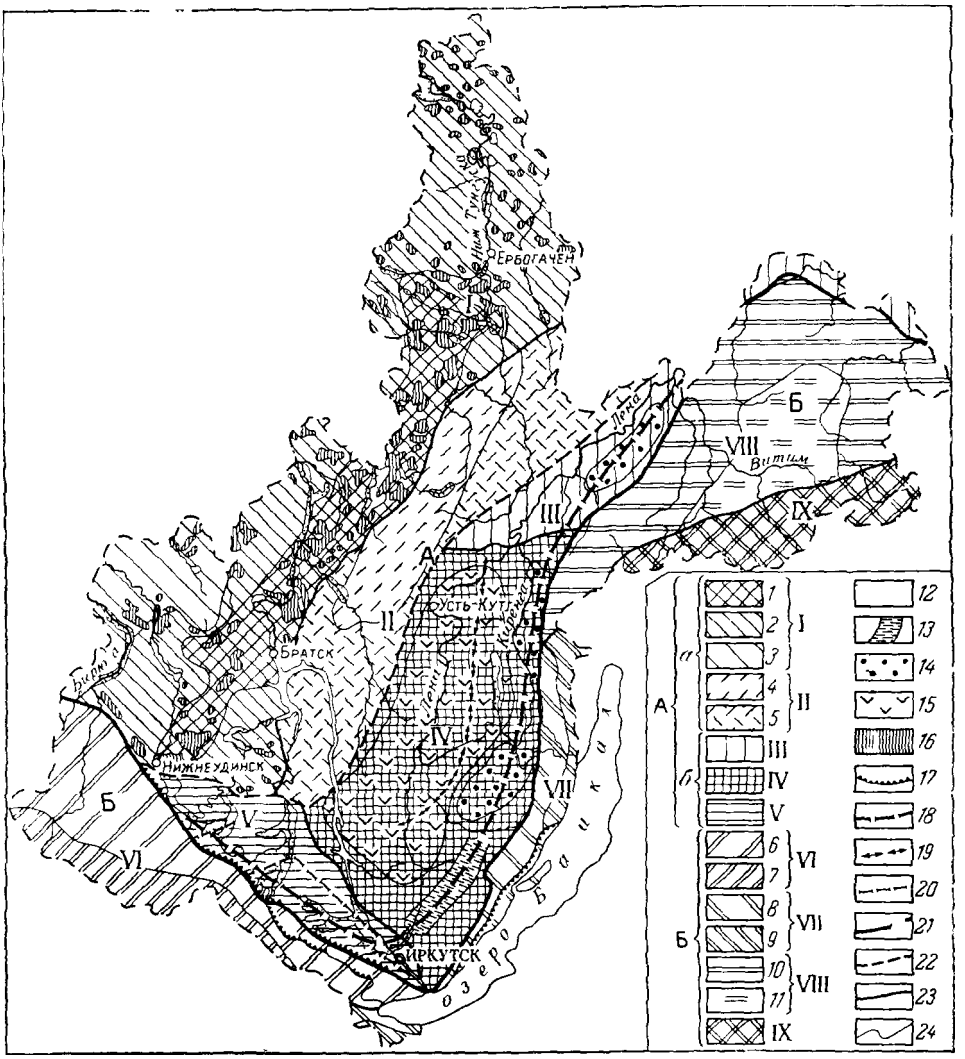


Рис 16 Схема геоморфологического районирования Иркутской области Составил А Г Золотарев, 1963 г

Геоморфологические провинции А Средне Сибирское плоскогорье Б Саяно Байкальская горная область Геоморфологические подпровинции а) Ангаро-Тунгусская подпровинция скульптурного рельефа, б) Присаяно Ленская подпровинция скульптурно тектонического рельефа

Геоморфологические районы I — район траппового структурно денудационного рельефа II — Ангаро Непское расчлененное плато III — Прилеиское расчлененное плато, IV — Приленский район крупных тектонических форм, V — район Присаянских кайнозойских депрессий, *VI — горы* Восточного Саяна преимущественно глыбового происхождения VII — глыбово складчатые горы Прибайкалья и юго-восточной части Восточного Саяна, VIII — Витимо Патомское нагорье, IX — горы северной части Средне Витимской горной системы (Станового нагорье) с широко распространенными глыбовыми морфоструктурами Геоморфологические подрайоны *1* — подрайон широкого распространения крупных траповых форм, *2* — подрайон сравнительно мелких траповых форм *3* — подрайон редко встречающихся траповых форм, *4* — подрайон структурно денудационного линейно грядового рельефа северо-восточного простирания, *5* — подрайон холмисто грядового рельефа *6* — низкогорный и среднегорный рельеф низких тектонических ступеней Восточного Саяна (до 2000 *м*), *7* — альпинотипный рельеф высоких тектонических ступеней Восточного Саяна (2000—2800 *м*), *8* — низкогорный и среднегорный рельеф нижней тектонической ступени Прибайкалья и юго восточной части Восточного Саяна (до 1600 *м*), *9* — альпинотипный рельеф верхней тектонической ступени Прибайкалья (2000—2500 *м*), *10* — краевое поднятие Витимо Патомского нагорья (до 2000 *м*), *11* — *Мамско Бодайбинская* депрессия Типы и наиболее крупные формы рельефа *12* — широкие аллювиальные участки долин, *13* — Кудинская депрессия с древними эрозионно тектоническими долинами *14* — эрозионно аккумулятивный рельеф депрессий зоны наиболее крупных неотектонических погружений Присаяно Ленской подпровинции *15* — Приленская возвышенность (сложная морфоструктура), *16* — траповый структурно денудационный рельеф *17* — денудационно-тектонические уступы, *18* — ось наиболее крупных тектонических погружений Присаяно Ленской подпровинции *19* — оси наиболее крупных тектонических поднятий Приленского района *20* — оси сравнительно узких зон тектонических погружений в районе Присаянских кайнозойских депрессий, границы *21* — провинций, *22* — подпровинций; *23* — районов *24* — подрайонов

тектонического, так и скульптурного, т. е. наложенного рельефа, созданного экзогенными процессами на различном структурно-литологическом субстрате.

На территории Иркутской области выделяются две крупные геоморфологические провинции: Средне-Сибирское плоскогорье и Саяно-Байкальская горная провинция.

Саяно-Байкальская горная провинция расположена в пределах сравнительно подвижного участка земной коры — байкалид, где на дневную поверхность выходят интенсивно дислоцированные кристаллические породы преимущественно докембрийского возраста. Это обусловило широкое развитие в провинции тектонических форм и сложность скульптурного рельефа, созданного экзогенными процессами. Поверхность Средне-Сибирского плоскогорья развивалась в пределах древней и малоподвижной Сибирской платформы; субстратом здесь являлись сравнительно спокойно залегающие осадочные породы мощного платформенного чехла. В этих условиях тектонический рельеф получил весьма слабое развитие, а экзогенный характеризуется широким распространением платообразных поверхностей, простотой и однообразием форм. Граница между геоморфологическими провинциями выражена в рельефе довольно отчетливо в виде денудационно-тектонического уступа. Только в Южном Прибайкалье она проводится на карте несколько условно ввиду постепенных изменений в рельефе, наблюдающихся при переходе от Приленской возвышенности к Приморскому хребту.

Средне-Сибирское плоскогорье делится на две подпровинции (см. рис. 16): Присаяно-Ленскую и Ангаро-Тунгусскую.

Присаяно-Ленская подпровинция скульптурно-тектонического рельефа в отличие от Ангаро-Тунгусской подпровинции скульптурного рельефа характеризуется довольно широким развитием тектонических форм рельефа кайнозойского возраста, представленных депрессиями с мощными толщами рыхлых отложений и валообразными поднятиями. Абсолютные отметки в бассейне р. Лены достигают 1460 *м*, так что местами поверхность приобретает облик горного рельефа. По границе с Саяно-Байкальской горной провинцией прослеживаются самые большие депрессии, образующие зону наиболее крупных неотектонических погружений (см. рис. 16). Тектонический рельеф Присаяно-Ленской подпровинции тесно связан в возрастном и генетическом отношении с рельефом Саяно-Байкальской горной провинции (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; Одинцов, 1953 и др.); по существу она является переходной от Саяно-Байкальской горной провинции с ее разнообразным тектоническим рельефом к Ангаро-Тунгусской подпровинции с весьма слабым развитием тектонических форм.

Присаяно-Ленская подпровинция делится на три геоморфологических района. Первый из них — район Присаянских кайнозойских депрессий характеризуется двумя системами линейно вытянутых депрессий и валообразных поднятий: северо-западного простирания и восток-северо-восточного, близкого местами к субширотному. Депрессии и валообразные поднятия выражены слабо и устанавливаются в процессе геоморфологического анализа долинного рельефа. Однако на пересечении осей депрессий различного простирания образовались довольно обширные котловины, хорошо выраженные в рельефе с выровненными аккумулятивными поверхностями и мощными (более 100 *м*) толщами аллювиально-озерных отложений. К таким участкам обычно приурочены внутренние дельты крупных рек, берущих начало в Восточном Саяне. Для района Присаянских кайнозойских депрессий характерны мягкие очертания рельефа, что обусловлено господством здесь сравнительно неу-

стойчивых пород юрского возраста. Исключение представляют отдельные участки с выходами карбонатных пород кембрия.

Второй район — это Приленский район крупных тектонических форм, в пределах которого наиболее хорошо представлены морфоструктуры Средне-Сибирского плоскогорья, в том числе Приленская возвышенность (абс. отметки свыше 1000 *м*), и Киренгско-Ульканская депрессия шириной в несколько десятков километров с абсолютными отметками водоразделов в среднем около 400—500 *м*. Причина столь интенсивного развития тектонического рельефа в пределах данного района заключается в том, что он примыкает к горам и впадинам Прибайкалья, т. е. в неотектоническом отношении — к наиболее мобильному участку земной коры в пределах Саяно-Байкальской горной области.

Третий район носит название Приленского расчлененного плато. Рельеф здесь в целом ниже (абс. отметки до 650—700 *м*), меньше амплитуды погружений и воздыманий в пределах тектонических форм; степень эрозионного расчленения значительно меньше, чем в Приленском районе.

Для Ангаро-Тунгусской подпровинции скульптурного рельефа характерно весьма слабое развитие тектонических форм. Разнообразие скульптурного рельефа в ее районах обусловлено устойчивостью пород, условиями их залегания и особенностями структурно-литологического субстрата, на котором развиваются экзогенные формы. Здесь выделены два района: Ангаро-Непское расчлененное плато и район траппового структурно-денудационного рельефа.

Ангаро-Непское расчлененное плато делится на два подрайона: 1) структурно-денудационный линейно-грядовый рельеф северо-восточного простирания, который сформировался в результате препарировки эрозионно-денудационными процессами устойчивых, обычно карбонатизированных пород нижнего кембрия и нижнего ордовика, выходящих на дневную поверхность в ядрах и на крыльях внутриплатформенных складчатых структур; 2) холмисто-грядовый рельеф, с довольно однообразной эрозионно-денудационной поверхностью без закономерной ориентировки орографических элементов, образовавшихся на спокойно залегающих осадочных породах палеозоя и мезозоя.

Район траппового рельефа в отличие от Ангаро-Непского расчлененного плато характеризуется большим количеством разнообразных по форме и размерам трапповых интрузий, отпрепарированных эрозионно-денудационными процессами и образующих в рельефе сложный комплекс структурно-денудационных форм (плато, гряд, холмов и др.). Продольные профили рек изобилуют структурными переломами, а долины в плане имеют четкообразный вид. Так как рельеф на осадочных породах бронирован траппами, то в этом районе больше чем где-либо сохранились реликты древнего, по всей вероятности мезозойского, рельефа. Описываемый район делится на три подрайона: 1) широкого распространения крупных трапповых форм (абс. отметки водоразделов 500—600 *м*, максимальные до 1000 *м*); 2) сравнительно мелких трапповых форм (абс. отметки водоразделов 400—500 *м*, максимальные до 650 *м*); 3) изредка встречающихся трапповых форм (абс. отметки водоразделов 300—450 *м*).

Саяно-Байкальская горная провинция состоит из четырех геоморфологических районов, характеризующихся определенным режимом новейших движений земной коры и соответствующим комплексом тектонических форм рельефа (рис. 17).

Район юго-западной части Саяно-Байкальской горной провинции — это горы Восточного Саяна преимущественно глыбового происхожде-

ния. Большое значение глыбовых движений как морфообразующего фактора подчеркнуто в названии рассматриваемого района, поскольку им принадлежит ведущая роль в формировании как отдельных тектонических форм рельефа, так и их комплексов. Роль пликативных движений сводилась в осиовном к общему изгибу земной коры в области Восточно-Саянского поднятия с сравнительно небольшими углами наклона и степенью искривления поверхности. Глыбовые движения позднекайнозойского возраста обусловили своеобразную ступенчатость рельефа Восточного Саяна (Обручев, 1946).

Восточный Саян как геоморфологический район в очерченных на схеме границах, можно разделить на два подрайона, отличающиеся высотным положением тектонических ступеней, масштабами древнечетвертичного оледенения и различной сохранностью в водораздельных участках древнего (исходного) рельефа.

Для подрайона низкогорного и среднегорного рельефа низких тектонических ступеней характерна хорошая сохранность древнего рельефа и ограниченное распространение древнеледниковых форм.

Подрайон альпинотипного рельефа двух высоких тектонических ступеней (2000—2500 и 2500—2800 *м*) отличается широким распространением древнеледниковых форм и плохой сохранностью фрагментов древнего рельефа (рис. 18).

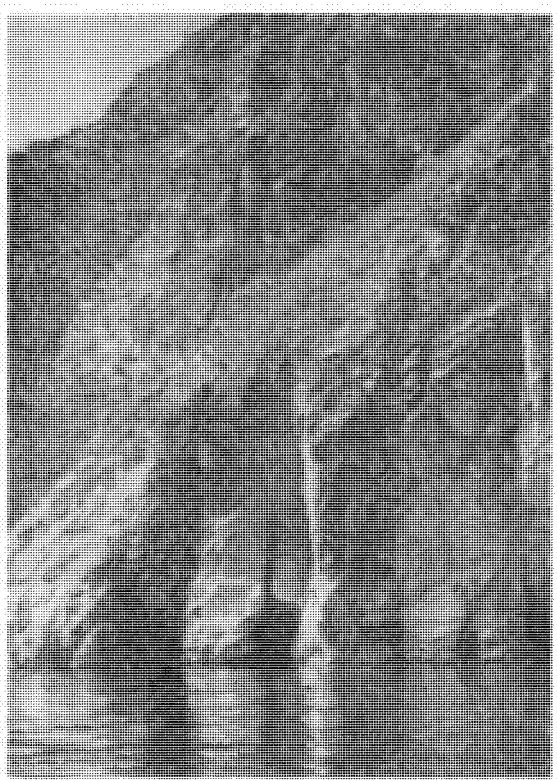


Рис 17. Западное побережье оз. Байкал (мыс Зама) Доломитовые мраморы протерозоя, интенсивно трещиноватые и брекчированные. Преобладают крутопадающие трещины, связанные с крупными тектоническими разрывами Фото Л С Ескина, 1965

Для второго района Саяно-Байкальской горной провинции — глыбово-складчатых гор Прибайкалья и юго-восточной части Восточного Саяна — характерно участие в формировании тектонического рельефа как дизъюнктивных, так и пликативных процессов. Это район развития оригинальных кайнозойских структур — впадин байкальского типа, описанию которых посвящено много работ (Флоренсов, 1948, 1960; Павловский, 1948; Ламакин, 1952; Думитрашко, 1952 и др.). Юго-восточная часть Восточного Саяна, лежащая в основном в пределах Бурятии (долины рек Иркута, Китоя с прилежащими хребтами субширотного простирания), объединена с горами Прибайкалья общностью тектонических процессов формирования горного рельефа этих территорий (Золотарев, 1959, 1962). Район гор Прибайкалья и юго-восточной части Восточного Саяна делится на два подрайона: низкогорного и средне-

горного рельефа (нижней тектонической ступени) и альпинотипного рельефа (верхней тектонической ступени).

Третий геоморфологический район описываемой провинции — Витимо-Патомское нагорье — характеризуется сравнительно небольшими амплитудами и плавным характером дифференцированных новейших движений земной коры как в дизъюнктивной, так и в пликативной форме. Витимо-Патомское нагорье разделено (Золотарев, 1959 и др) на два подрайона: Мамско-Бодайбинскую депрессию и краевое поднятие Витимо-Патомского нагорья. Мамско-Бодайбинская депрессия занимает в районе центральное положение и отличается от окружающего ее краевого поднятия Витимо-Патомского нагорья следующими геоморфологи-

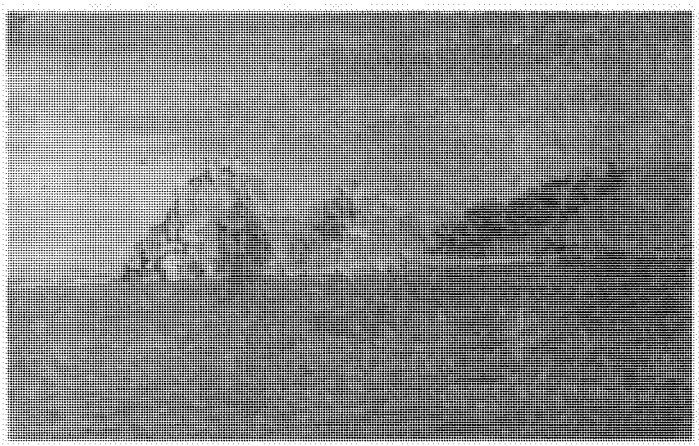


Рис 18 Озеро Байкал (Малое море, о Ольхон) Скала Шаманка, вблизи Хужира Фото А С Ескина, 1965 г

ческими чертами: 1) более низкими абсолютными отметками, 2) наличием на водоразделах эрратических валунов и рыхлых отложений водного или древнеледникового происхождения; 3) большими мощностями ледниковых и речных отложений, 4) богатыми погребенными золотоносными россыпями. Южная граница Мамско-Бодайбинской депрессии проведена за неимением достаточного количества фактического материала несколько условно и в дальнейшем требует уточнения.

Четвертый район Саяно-Байкальской горной провинции — горы северной части Средне-Витимской горной системы (Становое нагорье) с широко распространенными глыбовыми морфоструктурами. В формировании его тектонического рельефа принимали участие дизъюнктивные и пликативные процессы, но, очевидно, первым принадлежит главная роль в образовании большинства морфоструктур; многие из них сформировались по линиям разломов северо-восточного и северо-западного простираний, унаследованным от структур нижнего палеозоя.

Среди типов экзогенного рельефа на территории Иркутской области наибольшим распространением пользуются водно-эрозионные и древнеледниковые формы, из которых основными являются речные долины с широко развитыми в них террасами.

Для террас большинства рек Иркутской области характерно то, что нижний их комплекс (на Средне-Сибирском плоскогорье до высоты 18 *м*, в Саяно-Байкальской горной провинции до 40 *м*) представлен аккумулятивными формами или скульптурно-аккумулятивными с очень

низким цоколем коренных пород. Террасы среднего и верхнего комплексов скульптурно-аккумулятивные, их аллювий часто бывает перекрыт делювиально-коллювиальными отложениями. Аллювий самых высоких террас местами уничтожен денудационными процессами.

Аллювиальные разрезы многих террас Средне-Сибирского плоскогорья характеризуются двухчленным строением: низы представлены крупнообломочным материалом с преобладанием гальки и валунов, верха — мелкообломочным материалом типа супесей, суглинков и глинисто-иловатых отложений. Гранулометрическая дифференциация аллювия прослеживается в продольных профилях долин в зависимости от крутизны падения рек; последнее часто зависит от возрастной принадлежности того или иного участка реки к определенному эрозионному циклу. На Средне-Сибирском плоскогорье в продольных профилях рек отмечено до трех циклов эрозии, т. е. более или менее крупных врезов, сопровождавшихся образованием комплексов террасовых уровней, в Саяно-Байкальской горной провинции — до четырех. Участки русел молодых циклов, расположенные ближе к устьям рек, имеют более крутое падение продольного профиля, их русловые и террасовые отложения представлены крупнообломочным аллювием. Мощность аллювиальных отложений на террасах достигает *40—45 м* (отдельные террасы Приангарья). В пределах Мамско-Бодайбинской депрессии Витимо-Патомского нагорья выделяется комплекс древних (Q_1—Q_2) золотоносных террас, погребенных под более молодыми аллювиальными и ледниковыми отложениями общей мощностью до 150 *м*.

Террасы рек Иркутской области имеют четвертичный возраст и только самые высокие террасы наиболее крупных долин сформировались в неогене. О возрасте отдельных террасовых уровней различных рек единого мнения у исследователей нет.

До настоящего времени нет единого мнения о характере и количестве древних оледенений Саяно-Байкальской горной провинции. Достоверны формы рельефа и отложения долинных ледников среднечетвертичной и верхнечетвертичной эпох, представленные карами, часто группирующимися в каровые лестницы, трогами, их плечами, ригелями, ступенями слияния, холмистым рельефом основной морены, боковыми и конечными моренами, высота которых исчисляется десятками метров, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Мощность ледниковых отложений нередко достигает 100 *м*.

В литературе имеются высказывания (Н. В. Думитрашко, 1952; Е. Я. Синюгина, 1960; А. Г. Золотарев, 1965 и др.) о следах более древних (Q_1—N_2) оледенений долинного и полупокровного характера, представленных эрратическими валунами, галечниками, покровными отложениями на водоразделах, погребенными моренами и гляциальными отложениями высоких плечей трогов.

КАРСТ

На территории Иркутской области проявления карста имеют довольно широкое распространение, но степень его изученности в целом весьма низка, а по площади — неравномерна.

Относительно детально изучен карст в южной части области, в пределах Южного Приангарья. По карсту этой территории имеется целый ряд печатных и рукописных работ, в основу которых положены как данные визуальных наблюдений, так и материалы инженерно-геологических, гидрогеологических, буровых и геофизических исследований. К печатным работам, посвященным непосредственно карсту Южного Приангарья, относятся работы Н. И. Соколова (1955, 1957а, б, 1961), Н. А. Гвоздецкого (1950, 1952, 1954а, б), Г. П. Вологодского (1959),

В. И. Астраханцева, Г. П. Вологодского (1961) и др. Отдельные вопросы карста этой территории затронуты многими исследователями, а также отражены в работах «Подземные воды Иркутского угленосного бассейна» под редакцией В. Г. Ткачук (1961) и «Братское водохранилище» (1963). Карст остальной части Иркутской области изучен очень слабо и в литературе почти не освещен. Настоящий очерк составлен на основании обобщения как литературных и рукописных фондовых материалов, так и данных карстологических исследований, проведенных Г. П. Вологодским в период 1957—1964 гг.

На территории Иркутской области проявления карста наблюдаются почти повсюду, где вблизи от земной поверхности залегают относительно легкорастворимые породы — доломиты, известняки, гипсы, мраморы и т. п. Он развивается как в нормально осадочных породах палеозоя, так и в метаморфических образованиях архея и протерозоя. По степени закарстованности пород здесь условно можно выделить территории с весьма сильным, сильным, слабым и спорадическим проявлениями карста (рис. 19).

Весьма сильной закарстованностью отличаются карбонатные загипсованные породы ангарской свиты нижнего кембрия в Южном Приангарье, на участке Балаганск—Тыреть—Усолье—Оса. Эта территория представляет собою плоскогорье, густо расчлененное речной эрозией, с глубиной вреза основных водных артерий — Ангары, Белой, Оки — до 200—300 *м*. Карстующиеся породы представлены разнообразными доломитами, доломитизированными известняками и известняками ангарской свиты нижнего кембрия, среди которых залегают многочисленные пласты и линзы ангидритов, гипсов и ангидрит-доломитов. Общая мощность растворимых пород ангарской свиты местами достигает 400 *м*. На дневную поверхность эти породы в основном выходят по долинам рек; на водоразделах они почти повсюду перекрыты терригенными породами юры и верхнего кембрия. Здесь выделяется карбонатный карст, связанный с мощными толщами доломитов и известняков, и сульфатный, проявляющийся в ангидритах и гипсах; кроме того, среди гипсоносных и ангидрито-доломитовых пород широко развит сульфатно-карбонатный карст, а в засолоненных отложениях нижних горизонтов ангарской свиты отмечаются проявления соляного карста.

В истории развития карста этого участка выделяются три этапа: среднекембрийский, доюрский и четвертичный.

Следы среднекембрийского карста обнаружены пока лишь в бассейне р. Осы. С ним связано образование небольших карстовых воронок, погребенных под толщей пород верхнего кембрия, пластов наиболее древних карбонатных брекчий, а также локальные сокращения мощности верхних горизонтов ангарской свиты.

Более распространены следы доюрского карста, который по масштабам разрушительной деятельности намного превосходил современный карст. Его развитие протекало главным образом в южной части района (к югу от долины р. Ноты), где отложения верхнего кембрия были размыты задолго до юрского времени. С ним связано образование обширных полей карстовых воронок в районе сёл Половина — Узкий Луг, заполненных каолинами, образование большей части пластов брекчиевидных доломитов и брекчий, имеющих региональное распространение, а также окремнение пород вблизи кровли ангарской свиты. В связи с выносом из верхов ангарской свиты громадного количества сульфатных и карбонатных солей произошло превращение целых горизонтов доломитов в карбонатные брекчии. В результате этого процесса возникли большие различия в литологии и мощности ангарской свиты между северной частью описываемой территории, где он прекратился

в самом своем начале, и южной. Для южной части характерно очень слабое развитие гипсоносных пород, которые в значительной степени были выщелочены в доюрское время, а на севере они сохранились и пользуются широким распространением. На юге гипсоносным породам соответствуют брекчиевидные доломиты, мощность которых в 2—3 раза меньше мощности соответствующих им гипсоносных горизонтов. Значительные (местами до 50—100 *м* на расстояниях 2—3 *км*) локальные уменьшения мощности ангарской свиты указывают, что карст по масштабам разрушительной деятельности был вполне соизмерим с эрозией.

Четвертичным карстом охвачены обширные площади и местами, особенно в северной половине рассматриваемой территории, он достигает большой интенсивности На земной поверхности он выражен воронками, котловинами, суходолами, карстовыми озерами и родниками, останцами, туфовыми холмами и др., а под землей — пещерами, карстовыми полостями (пустыми и заполненными), разнообразными брекчиями, пликативными и дизъюнктивными дислокациями и кавернозностью. С карстом также связано образование некоторых типов бугристо-западинного рельефа и рвов отседания



Рис 20 Карстовые воронки в районе пос Новый Путь на левом берегу р. Ангары, в гипсоносных доломитах нижнего кембрия. Фото Г П Вологодского, 1959 г

Карстовые воронки подразделяются на провальные, суффозионно-провальные и полигенетические. Глубина их изменяется от нескольких до 25 *м*, а ширина от 5—10 до 200 *м* Воронки располагаются неправильными группами или линейно. В последнем случае они образуют одну или несколько цепей карстовых воронок, ориентированных в направлении господствующих систем тектонических трещин (рис 20).

Из выявленных пещер наиболее крупные Балаганская, Худугунская и Оргалейская. Все они выработаны в гипсоносных породах верхнеангарской подсвиты. Балаганская пещера, крупнейшая в Иркутской области (рис. 21), образована сетью ходов, расположенных в четыре этажа. Общая протяженность ходов свыше 1200 *м*, а их объем более 5000 $м^3$. Большая часть ходов ориентирована на СВ 30—40° и СЗ 300—320°, т. е. в направлении господствующих систем тектонических трещин. Наиболее крупной деталью пещеры является грот «Большой зал», расположенный на уровне третьего этажа. Длина грота 60 *м*, ширина 3—7 *м*, а высота 6—8 *м*. Общий объем 2000 $м^3$.

По своему строению Балаганская пещера относится к типу мешкообразных, т. е. к пещерам, у которых входное отверстие расположено либо выше всей пещеры, либо части ее. Такое строение обусловило в ней особый характер циркуляции воздуха — быстрое и глубокое охлаждение пещерных ходов зимой и консервацию холода летом. В связи с та-

кими особенностями в строении Балаганской пещеры вся толща пород в пределах развития пещерных ходов скована многолетней мерзлотой.

Несколько меньшая по размерам Худугунская пещера (общая длина ходов около 1000 *м*) представляет собою классический пример развития пещер вдоль тектонических трещин; большая часть ее ходов ориентирована в направлении СВ 40—50° и СЗ 300—320°. Оргалейские

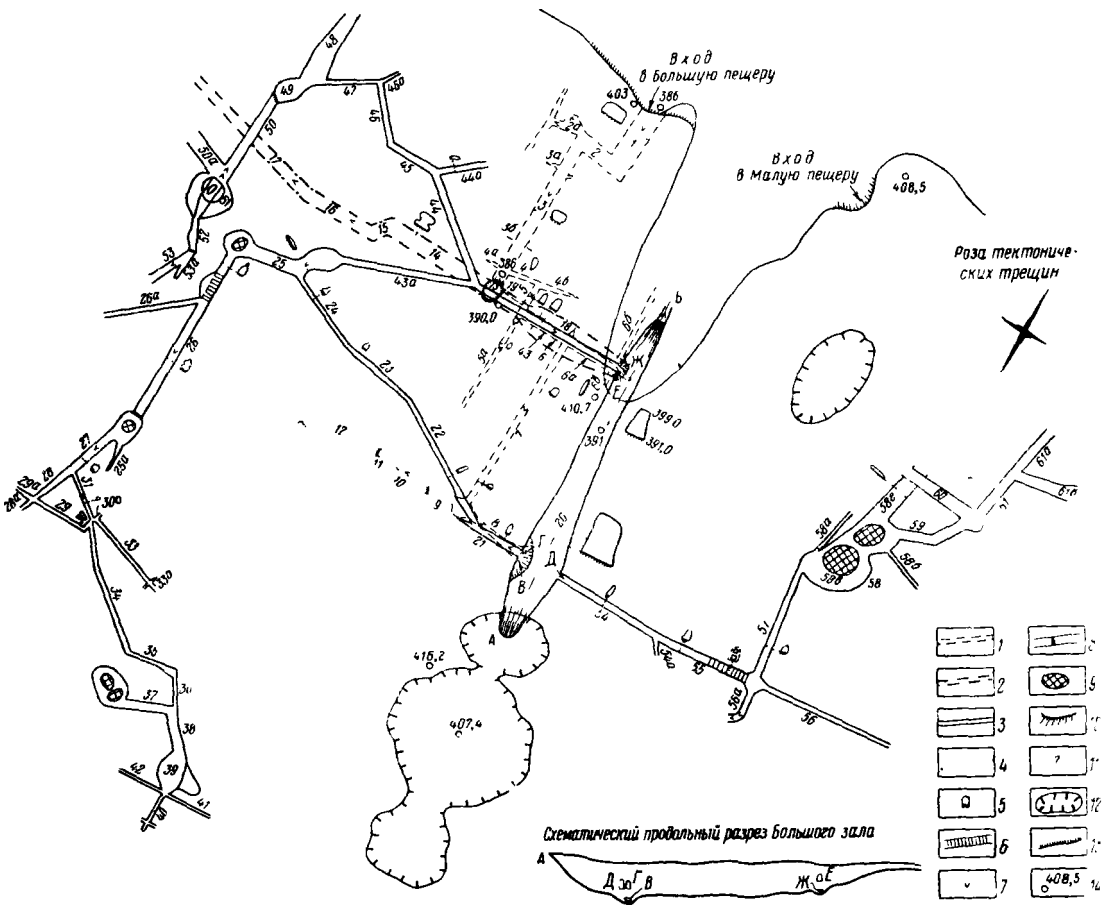


Рис 21. План Балаганской пещеры

1 — ходы 1-го этажа, *2* —ходы 2-го этажа, *3* — ходы 3-го этажа, *4* — ходы подвального этажа, *5* — поперечное сечение хода; *6* — ход в два этажа; *7* — направление уклона дна хода; *8* — уступы; *9* — изолированные колонны; *10* — осыпи; *11* — номер участка хода; *12* — карстовая воронка; *13* — контур бровки уступа террасы; *14* — абсолютная отметка

пещеры по генезису относятся к пещерам обрушения и их образование связано с оседанием крупных блоков пород в ниже расположенные карстовые полости. Наряду с пещерами широким распространением в районе пользуются другие разнообразные полости, большая часть которых заполнена глинисто-щебенистым материалом.

В ряде мест выявлены зоны интенсивно закарстованных и разрушенных пород, чередующихся с относительно монолитными массивами. Для таких зон характерно высокое водопоглощение и резко выраженная анизотропия в водопроницаемости и электропроводности пород. Ширина зон изменяется от 100 до 800 *м*, а длина достигает 5 *км* и более. Зоны ориентированы чаще вдоль долины р. Ангары и некоторых ее притоков. К ним приурочены максимальные глубины закарстованности,

крупные карстовые полости и переуглубления в цоколе 18—20-метровой террасы. Наиболее мощная (глубиной свыше 63 *м* и длиной более 12 *км*) из таких зон обнаружена по долине р. Ноты, около ст. Забитуй. Сложена она в основном крупноглыбовым материалом. По долине р. Ангары полости и закарстованные породы распространены более чем на 50—100 *м* ниже уровня реки.

В гипсоносных породах часто наблюдаются пликативные и дизъюнктивные дислокации карстового генезиса, а местами — подземные карры и останцы в поверхности пластов гипса. К проявлениям карста относятся и стилолиты, являющиеся характерной деталью многих пластов карбонатных пород. Ими же обусловлены местные переуглубления долин рек Ангары, Осы, Унги, Иды. Определенную роль карст

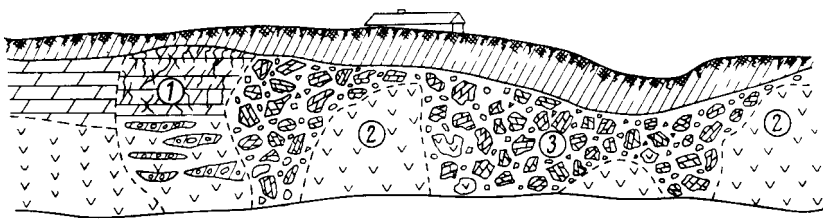


Рис. 22. Характер кровли первого пласта гипса в северном забое Заларинского месторождения гипса (по материалам В. В. Бондарчука)

1 — зоны интенсивно разрушенных доломитов; *2* — столб гипса; *3* — просадка доломитовой кровли на участке предполагаемого обрушения кровли пещеры

играет и в развитии процесса отседания склонов, который широко распространен в карбонатных породах кембрия.

С карстовыми процессами связаны и некоторые останцовые формы рельефа, которые обычно напоминают «острова» и «полуострова», располагающиеся на суше, на днище долин. Особенно широко эти формы рельефа развиты по долинам рек Осы и Ангары. По долине р. Осы к останцам типа «полуострова» относится останец 20-метровой аккумулятивно-цокольной террасы, расположенный против устья р. Обусы и причлененный к левобережному склону узким (около 1 *км*) «перешейком». Длина останца 6 *км*, а ширина около 2 *км* (рис. 22).

Большое влияние карст оказывает на формирование поверхностного и подземного стока вод и их химического состава. В результате карста отдельные участки иногда площадью свыше 2000 $км^2$ (в междуречье Унга — Нота) совершенно лишены поверхностных вод. Выпадающие здесь атмосферные осадки полностью поглощаются многочисленными понорами и питают карстовые воды, которые в поле развития сульфатных пород характеризуются повышенной минерализацией (до 2—5 *г/л*) и сульфатным составом. Нередко полностью или частично поглощаются небольшие речки и ручьи (с расходом до 30—70 *л/сек*), стекающие со смежных площадей, сложенных некарстующимися породами. Явления поглощения наблюдаются и на р. Ангаре на участке Бархатово — Каменно-Ангарск, где отмечается утечка воды до 45 $м^3/сек$ (Астраханцев, 1962). Глубина залегания карстовых вод в пределах междуречий очень часто превышает 100—150 *м*. На контакте ангарской свиты с перекрывающей ее толщей верхнекембрийских терригенных отложений наблюдаются крупные карстовые родники, как, например, «Провалище» с дебитом до 100 *л/сек*, Мееровские с дебитом до 155 *л/сек* и др.

Минерализация воды в р. Унге при пересечении ею загипсованных карбонатных пород кембрия возрастает с 0,4 до 2,9 *г/л*, а зимой — до

6—7 *г/л*. Показатель ионного стока рек Унги, Осы и Иды, формирующегося на участках пересечения ими загипсованных пород кембрия, достигает 170 *г/км*^{2} и в 17 раз превышает показатель ионного стока р. Ангары (Бочкарев, 1958).

Сильные проявления карста наблюдаются в карбонатных породах ленского яруса нижнего кембрия, слагающих узкую (до 30—70 *км*) полосу вдоль Присаянья, Западного Прибайкалья и северной части Байкало-Патомского нагорья.

В Присаянье выходят отложения всех свит нижнего кембрия от ангарской до мотской включительно. Местами они перекрыты юрскими и четвертичными отложениями. Отложения нижнего кембрия характеризуются общим пологим (от 1 до 8°) погружением на северо-восток, которое местами осложнено крупными брахиантиклиналями. В геоморфологическом отношении эта площадь представляет собою первую эрозионно-денудационную ступень, приподнятую над юрским полем на 150—200 *м* и густо расчлененную многочисленными реками, стекающими с Восточного Саяна. Карстующимися породами являются доломиты и известняки ленского яруса нижнего кембрия общей мощностью до 600 *м*. В них распространены следы деятельности древнего (третичного?) и современного карста.

Проявления древнего карста в настоящее время сохранились в основном на наиболее возвышенных участках на междуречьях Олха — Шинихта, Олха — Иркут, Малая Белая, Малая Ireть, на левобережье р. Малой Белой около с. Тальники и в других местах. Это полости и погребенные карстовые воронки, заполненные пестроцветными (красными, оранжевыми, белыми и др.) глинами и каолинами, а также зоны брекчий, сложенные из глыб ноздреватых доломитов с заполнителем из красных охр и гидроокислов марганца, брекчированные доломиты. Глубина отдельных воронок достигает 30—50 *м*, а ширина 100 *м*. Зона брекчий в низовьях р. Урика протягивается на расстояние более 3 *км* при ширине в десятки и сотни метров.

Более многочисленны следы деятельности четвертичного (современного) карста. Значительная (до 200—300 *м*) приподнятость территории над основными дренами района (Иркута, Китоя, Белой, Оки), расчлененность рельефа и условия залегания карбонатных пород создали здесь особо благоприятные условия для циркуляции карстовых вод и развития карста, в основном карбонатного, связанного с доломитами и известняками нижнего кембрия; не исключена возможность локального проявления и сульфатного карста. Четвертичный карст проявляется в форме разнообразных воронок, пещер, понор, брекчий, суходолов, карстовых родников и др. С ним связано образование крупнейшей в Иркутской области карстовой шахты глубиной 63 *м*, расположенной на левом берегу р. Китоя, около с. Раздолье. Карстовые воронки распространены как по долинам рек, так и по их склонам и водоразделам. Карстом в значительной степени обусловлены и явления отседания склонов, получившие здесь широкое распространение.

В связи с интенсивной закарстованностью междуречные массивы, как правило, лишены поверхностных водотоков. Выпадающие здесь атмосферные осадки почти полностью поглощаются многочисленными понорами и питают карстовые воды, залегающие в пределах водоразделов на глубине 100—200 *м* и более (Пиннекер и др., 1958 а). В Присаянье отмечается поглощение не только мелких, но и средних водотоков (рч. Камыжей с расходом до 300 *л/сек*), а также утечка воды из основных речных артерий Большой и Малой Белой, Малой Ирети, Китоя, достигающая в отдельных пунктах 200—300 *л/сек*.

Разгрузка карстовых вод происходит преимущественно вблизи контакта карбонатных пород кембрия с юрскими отложениями, которые для них служат как бы барражем. Вдоль этого контакта прослеживается цепь крупных и мелких родников; к нему приурочены почти все крупнейшие карстовые родники Присаянья — группа родников в истоке р. Большой Ирети с дебитом до 15 000 *л/сек* (рис. 23), группа родников на правом берегу р. Малой Белой около пос. Тунгусы с дебитом до 5000 *л/сек,* родники около устья р. Тойсука с дебитом до 500 *л/сек.* Минерализация карстовых вод, как правило, низкая (0,2—0,4 *г/л*), что свидетельствует о достаточной промытости водовмещающих пород и близости области питания.



Рис. 23 Вершина рч Большой Ирети, образованной карстовыми источниками. Фото Г. П Вологодского, 1959 г

В пределах Приленской плоской возвышенности, особенно в южной ее части, сохранились реликты древнечетвертичного пологохолмистого рельефа и древней гидросети. Здесь карстующимися породами являются доломиты и известняки нижнего кембрия, местами загипсованные и засолоненные, частично загипсованные мергели верхнего кембрия и доломиты ордовика. Общая мощность карбонатных пород нижнего кембрия составляет около 1000 *м*. Карст на рассматриваемой территории имеет длительную историю развития. С полной очевидностью можно говорить о проявлениях третичного, древнечетвертичного и современного карста.

Проявления третичного и древнечетвертичного карста выражены в форме мощных зон брекчированных пород, в явлениях доломитизации и дедоломитизации, в образовании различных полостей, заполненных доломитовой мукой, в формировании коры выветривания и др. Карбонатные брекчии особенно широко распространены по долине р. Киренги, преимущественно в верхах ангарской свиты. Наибольшая закарстованность наблюдается в сводах антиклиналей, в цоколях высоких террас и в местах разгрузки подземных вод, особенно соленых. Мощность пластов брекчий изменяется от нескольких до 20—30 *м* и более. Брекчии то довольно прочно сцементированы, то представляют собой рыхлую массу, сложенную угловатыми обломками доломитов и кремней. Проявления карста в виде красноцветной коры выветривания, с большим содержанием гидроокислов марганца и железа, широко развиты на водоразделе Лены и Правой Тонгоды (урочище Монгольские степи),

в районе с. Манзурка, на правобережье р. Лены (около с. Бирюльки) и др. Как правило, под этой корой выветривания залегают сильно закарстованные породы, превращенные местами в брекчию и доломитовую муку. К проявлениям древнего карста относятся и крупные котловины на междуречье Лена — Малая Чуя (в районе с. Дубровское), заполненные бурыми и красными глинами с прослоями песков. Длина отдельных котловин составляет около 5 *км* при ширине 1,5—2,0 *км*.

Современные проявления карста многочисленны и разнообразны. К ним относятся воронки, поноры, суходолы, карстовые родники и др. В связи с карстом отдельные площади лишены поверхностных водотоков, например бассейн рч. Карлук, площадью около 500 *км*^{2}. С ним связано и остепнение отдельных участков на междуречье Тонгода — Лена (урочище Монгольской степи) на высоте 1150 *м*, что является резко аномальным явлением для окружающего горно-таежного ландшафта. На отдельных участках с карстом связаны деградация многолетней мерзлоты и высыхание болот.

Областью питания карстовых вод в основном служат восточные и юго-восточные возвышенные окраины территории и междуречные пространства, где наблюдается поглощение водотоков и широкое распространение суходолов, воронок и поноров. Разгрузка карстовых вод происходит главным образом в долинах основных водных артерий — Киренги, Лены, Манзурки. Особенно много карстовых родников по долине р. Киренги, среди которых часто встречаются родники с дебитом в сотни и даже тысячи литров в секунду (родник в вершине рч. Талицы с дебитом 1500 *л/сек*).

Довольно широко распространены проявления карста в пределах Жигаловской антиклинали, где в ядре структуры обнажены гипсоносные карбонатные породы нижнего кембрия. В связи с высокой трещиноватостью пород и разгрузкой глубинных соленых вод карбонатные породы здесь в сильной степени кавернозны, разрушены и превращены местами в карбонатную брекчию и доломитовую муку; закарстованность прослеживается вдоль структуры на протяжении многих километров при мощности зоны разрушения в несколько сот метров. Проявление карста отмечается и в северной части Байкало-Патомского нагорья, где в карбонатных породах нижнего кембрия наблюдаются одиночные воронки, карстовые родники, поноры.

Слабое проявление карста характерно для карбонатных пород, слагающих отроги Восточного Саяна в бассейнах рек Бирюсы, Уды и Ии, юго-восточную часть Присаяно-Канского прогиба, западные склоны Приморского и Байкальского хребтов и северные окраины Витимо-Патомского нагорья, а также районы Прибайкалья.

Отроги Восточного Саяна в бассейнах рек Бирюсы, Уды и Ии сложены протерозойскими метаморфическими образованиями и породами карагасской и оселковой свит нижнего кембрия и верхнего протерозоя, в составе которых встречаются пласты карстующихся доломитов (верхи карагасской свиты) и черных битуминозных известняков (оселковая свита). Проявления карста в отрогах Восточного Саяна изучены еще слабо. Имеющиеся немногочисленные данные говорят о том, что здесь есть проявления третичного, древнечетвертичного и современного карста.

С древнечетвертичным этапом развития карста следует связывать формирование Нижнеудинских (Плитских), Унильских и других пещер в известняках оселковой свиты, а также ряда пещер в доломитах карагасской свиты. На большую древность Нижнеудинских пещер указывают расположение их на высоте 250 *м* над р. Удой, развитие на их стенах мощных (10—15 *см*) натечных образований кальцита и находки

в них остатков ископаемой фауны ледниковой эпохи (пещерного медведя, сибирского носорога, северного оленя и др.). Нижнеудинские пещеры представлены двумя пещерами — Большой и Малой (Ледяной). Общая длина всех галерей и гротов Большой пещеры превышает 500 *м*, а Малой — 120 *м*. Для Большой пещеры характерны большие гроты, высота которых в отдельных случаях достигает 14 *м*, при длине до 140 *м* и ширине 12—16 *м*, а также явления обрушения крупных блоков пород объемом до 400 $м^3$. Стены пещеры покрыты толстым слоем кальцита, а в некоторых местах в ней встречаются сталактиты и сталагмиты высотой до 1—1,5 *м* при толщине до 0,7 *м*. Объем Большой пещеры в изученной части составляет около 20 тыс. $м^3$. В Малой пещере (объем около 1000 $м^3$) широко развиты ледяные образования в форме громадиых сталактитов, сталагмитов, каскадов и наледей.

Проявления современного карста сравнительно немногочисленны и представлены одиночными мелкими воронками, редкими суходолами, небольшими пещерами и карстовыми родниками. Карстовые родники чаще малодебитные, с низкой минерализацией и гидрокарбонатным составом воды.

Юго-восточная часть Присаяно-Канского прогиба в пределах Иркутской области сложена отложениями силура и юры. Среди них карстующимися являются маломощные пласты известняков и доломитов девона в толще терригенных пород. Карст здесь развит слабо и выражен редкими воронками, суходолами и карстовыми родниками, дебит которых в единичных случаях достигает 150 *л/сек*.

Вдоль западных склонов Приморского и Байкальского хребтов, а также по северной окраине Витимо-Патомского нагорья узкой полосой выходят породы байкальской серии и кадаликанской подсерии верхнего протерозоя. Карстующимися являются доломиты и известняки голоустенской свиты, общая мощность которых колеблется от 20—170 до 580 *м* (верховья р. Правой Иликты), а также известняки улунтуйской свиты и разнообразные мраморы и известняки кадаликанской подсерии.

Карст проявляется в виде редких воронок, небольших пещер, суходолов, карстовых брекчий, полостей и родников. Большое количество пещер развито в отложениях улунтуйской свиты, в бассейнах речек Кадильной и Голоустной. Пещеры располагаются на высоте от 60 до 250 *м* над уровнем оз. Байкал. В культурном слое некоторых крупных пещер обнаружены остатки культуры новокаменного и железного веков. В поле распространения карбонатных пород улунтуйской свиты происходит поглощение ряда крупных притоков рек Бугульдейки и Голоустной, а также наблюдается выход карстовых вод в виде концентрированных родников с дебитом до 100 *л/сек*.

Характер закарстованности карбонатных пород верхнего протерозоя свидетельствует о проявлении в них как современного, так и древнего карста. Однако слабая их изученность не позволяет провести подразделение карстопроявлений по времени их образования.

В Прибайкалье карст отмечается на о. Ольхон, в Приольхонье и в районе г. Слюдянки. Для этой территории характерно развитие наряду с резко расчлененными формами рельефа реликтов третичного и древнечетвертичного дряхлого рельефа. В геологическом строении участвуют в основном породы архея, представленные глубокометаморфизованными гнейсами, амфиболитами, различными кристаллическими сланцами и карстующимися мраморами. Общая мощность толщи мраморов около 1000 *м*. Несмотря на относительно слабую их растворимость, степень закарстованности карбонатных массивов Приольхонья значительна, что объясняется развитием карста на протяжении почти всего кайнозоя.

С третичным карстом в Приольхонье и на о. Ольхон связано образование многочисленных погребенных карстовых котловин, заполненных третичными рыхлыми образованиями. Длина котловин измеряется сотнями метров при глубине в десятки метров. Днища котловин сложены мраморами, а борта — амфиболитами и кристаллическими сланцами. В Тажеранских степях (Приольхонье) цепи котловин, вытянутые вдоль простирания архейских пород, прослеживаются на 15 *км*. Большое количество таких котловин развито на о. Ольхон на участке пос. Хужир — пос. Семь Сосен. С третичным карстом, вероятно, связано и образование многих карстовых полостей, вскрываемых скважинами на глубине 50—100 *м*.

Древнечетвертичный и современный карст проявляется в виде многочисленных котловин, суходолов, пещер, шахт, карстовых полостей, пустых и заполненных, единичных воронок. Подавляющая масса долин Ольхона и Приольхонья представляют собой суходолы. В Тажеранских степях и в ряде других мест вместо обычных суходолов широкое развитие получают своеобразные карстовые котловины, которые, вытягиваясь вдоль простирания архейских пород, образуют четкообразные цепи депрессий, заключенные между грядами, сложенными метаморфическими и изверженными породами. Длина отдельных цепей котловин свыше 15—20 *км*. Превышение гряд над котловинами изменяется от 10—20 до 100—150 *м*. Местоположение большей части этих котловин унаследовано от третичных котловин. Котловины в наиболее пониженных своих частях являются замкнутыми, бессточными и в них часто располагаются озера длиной от 0,1 до 1 *км* при ширине 0,1—0,5 *км*.

В Приольхонье и на о. Ольхон известно до 40 пещер различной формы и размеров. Наиболее крупные шахты-пещеры в бухте Ая, из которых одна имеет глубину свыше 40 *м* с протяженностью ходов и гротов более 100 *м*. Отдельные массивы мраморов закарстованы на глубину 100—200 *м*, т. е. до уровня оз. Байкал и несут в себе большое количество пустых и заполненных глиной полостей. Размеры отдельных полостей достигают 6 *м* в поперечнике. Полости развиваются либо по напластованию пород, либо по тектоническим трещинам. Коэффициент закарстованности мраморов, как показали данные разведки Усть-Ангинского месторождения мраморов, колеблется от 1 до 10%, наиболее закарстованы кальцитовые разности. Территория Приольхонья и о. Ольхон очень бедна поверхностными водотоками, стекающими со смежных площадей, сложенных некарстующимися породами. Глубина залегания карстовых вод определяется превышением того или иного участка над оз. Байкал и часто составляет 100—200 *м*.

В районе г. Слюдянки карбонатная толща архея относительно слабо закарстована. Здесь отмечается поглощение отдельных водотоков, развитие полостей по тектоническим трещинам и выходы карстовых вод. При проходке дренажной штольни к шахтам Слюдянского рудника были вскрыты сильно обводненные закарстованные зоны, водопритоки из которых в штольню составляли десятки и сотни литров в секунду.

Спорадическое проявление карста характерно для карбонатных пород, развитых в центральной и северной частях Иркутского амфитеатра, в Восточном Саяне и Байкало-Патомском нагорье.

В центральной и северной частях Иркутского амфитеатра карстующимися породами являются известняки и доломиты устькутской свиты и загипсованные породы братской свиты. Карст в них развит слабо, что объясняется, вероятно, малой мощностью пластов карбонатных пород и залеганием их среди относительно водоупорных горизонтов песчаников. Проявляется он главным образом в форме удлиненных воронок,

западин и рвов, которые развиты преимущественно вблизи бровок крутых склонов долин. В отдельных случаях воронки и рвы подобного типа прослеживаются вдоль склонов на расстоянии нескольких километров, образуя один или несколько кулисообразно расположенных рядов (Сахарова, 1950; Соколов, 1955, 1957, а, б; Лыкошин, 1953; Солоненко, 1960). Глубина рвов и воронок местами достигает 10—15 *м* при длине рвов 0,5—2 *км*. Образование этих форм в основном вызвано суффозией и обрушением рыхлого материала в расширенные отседанием склонов тектонические трещины. Процессы карста в данном явлении играют второстепенную роль.

В долинах рек Илима и Ангары в доломитах устькутской свиты встречено несколько шахт глубиной до 20 *м* (устье рч. Ухуалды) и узких щелевидных полостей шириной 1—8 редко 15 *м* и длиной до 150—200 *м*, вытянутых по направлению тектонических трещин (правый берег р. Илима, около дер. Андреева). Формирование их связано в основном с процессом отседания склонов, и лишь для некоторых из них существенную роль играл процесс растворения пород. Залегание в основании карбонатной толщи устькутской свиты мощного водоносного горизонта указывает на наличие в них сети трещин и полостей, в формировании которых большое значение имеют процессы выщелачивания. Родники, связанные с этим горизонтом, обычно характеризуются постоянством режима и высоким дебитом (от 5 до 100 *л/сек* и более).

Некоторые признаки проявления карста наблюдаются и в загипсованных известковистых алевролитах, развитых в пределах Ангаро-Катангского поднятия. С карстом здесь связано частичное поглощение некоторых водотоков в бассейне р. Долоновки и р. Калтука (с расходом до 30 *л/сек*), образование туфовых холмов, а также повышенная (до 2 *г/л*) минерализация и сульфатный состав подземных и поверхностных вод.

В Восточном Саяне, в истоках рек Туманшета, Бирюсы, Уды и Ии, распространены главным образом изверженные и метаморфические породы протерозоя. Карстующимися среди них являются мраморы нижнего протерозоя и известняки и доломиты миричунской свиты верхнего протерозоя. Карст обнаружен лишь в единичных пунктах, что объясняется, вероятно, очень слабой изученностью и быстрым уничтожением его следов интенсивной денудацией, свойственной высокогорным районам и, возможно, многолетней мерзлотой. Здесь выявлены одиночные воронки, небольшие пещеры, карстовые родники, установлено поглощение поверхностных водотоков. В мраморах нижнего протерозоя исчезают рч. Сухой Миричун (правый приток р. Бирюсы шириной до 25 *м*), а также один из притоков р. Кара-Холь (бассейн р. Уды) с расходом до 400 *л/сек*.

В Байкало-Патомском нагорье карстующимися породами являются мраморы, приуроченные преимущественно к толщам пород маркинской, боракунской и ченчинской свит верхнего протерозоя. В связи со слабой изученностью карста этой территории его проявления (в виде небольших пещер, воронок и исчезающих речек) зафиксированы пока лишь в единичных пунктах бассейнов рек Мамы и Большого Патома. Кроме того, с ним связано образование древних погребенных карстовых воронок в устье р. Маракан, заполненных золотоносными галечниками. Ширина воронок колеблется от 50 до 300 *м*, а их глубина иногда достигает 50 *м*.

Описанные проявления карста и продолжающиеся процессы дальнейшего карстования пород имеют большое практическое значение. С процессом карста связано образование ряда месторождений каолинов и огнеупорных глин в районе ст. Половина — с. Узкий Луг, являющихся

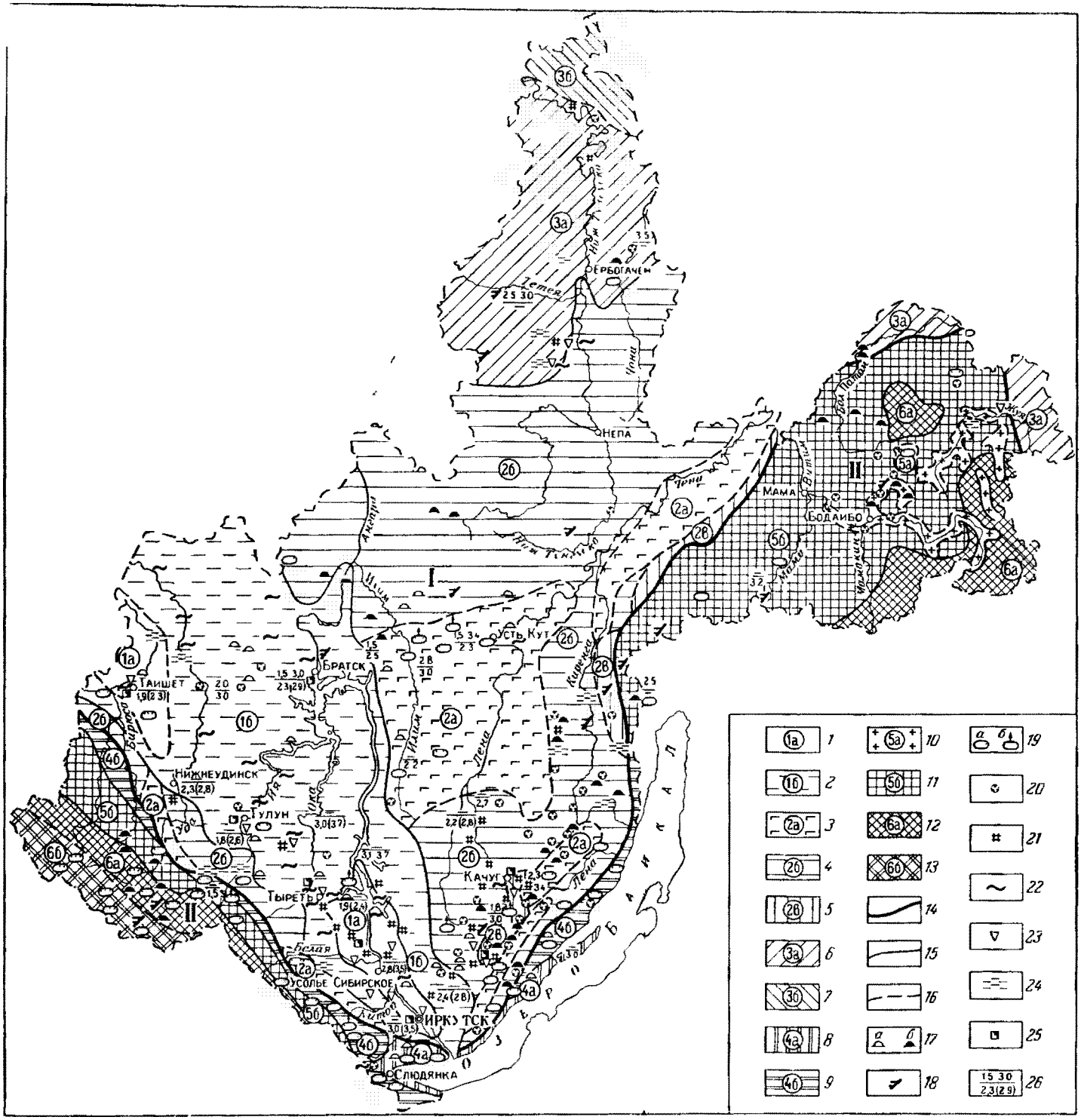


Рис 24. Схема районирования многолетнемерзлых пород Иркутской области Составил Ф. Н. Лещиков, 1964 г.

I — провинция многолетнемерзлых пород юга Сибирской платформы. Область с районы. *1* — без многолетнемерзлых пород (1а); *2* — редких островов и линз многолетнемерзлых пород в днищах падей, распадках, на заболоченных участках долин рек второго и третьего порядков (1б) Область островного распространения многолетнемерзлых пород с районами *3* — островного распространения многолетнемерзлых пород преимущественно в долинах рек, заболоченных участках, северных склонах (2а); *4* — частых островов многолетнемерзлых пород на всех элементах рельефа (2б); *5* — островного распространения многолетнемерзлых пород в мощных толщах галечно-песчано-глинистых кайнозойских отложений (2в). Область многолетнемерзлых пород с островами таликов, включающая районы; *6* — многолетнемерзлых пород с крупными спорадическими таликами (3а); *7* — сплошного распространения многолетнемерзлых пород с отдельными таликами под руслами рек (3б) II — провинция многолетнемерзлых пород Саяно-Байкальской горноскладчатой зоны. Область островного распространения многолетнемерзлых пород в низкогорной части с районами *8* — редких островов многолетнемерзлых пород на заболоченных участках межгорных долин рек (4а); *9* — островного распространения многолетнемерзлых пород преимущественно в низкогорной части (4б). Область с массивами многолетнемерзлых пород в среднегорной и высокогорной частях, включающая районы *10* — крупных островов многолетнемерзлых пород в древних эрозионных долинах, сложенных мощной толщей аллювиальных и ледниковых отложений (5а); *11* — с массивами многолетнемерзлых пород и островами таликов в средне- и высокогорной части (5б) Область сплошного распространения многолетнемерзлых пород в высокогорной части с районами; *12* — сплошного распространения многолетнемерзлых пород в гольцово-таежной части с редкими небольшими таликами под крупными озерами и руслами рек (6а) *13* — сплошного распространения многолетнемерзлых пород в гольцовой части с альпинотипным рельефом (6б). Границы мерзлотных *14* — провинций, *15* — областей, *16* — районов Мерзлотные явления *17* — бугры пучения *а* — сезонные, *б* — многолетние; *18* — солифлюкция грунта; *19* — наледи: *а* — речные, *б* — грунтовые; *20* — термокарстовые воронки и озера; *21* — трещинно-полигональные формы рельефа; *22* — западинно-бугристый реликтовый рельеф; *23* — грунтовые жилы, псевдоморфозы по ледяным клиньям и другие мерзлотные деформации грунта; *24* — крупные заболоченные массивы; *25* — деформации зданий и сооружений, вызванные мерзлотными процессами; *26* — показатели промерзания и протаивания в числителе — максимальная глубина протаивания в естественных условиях, в знаменателе — максимальная глубина промерзания в естественных условиях, цифра и скобках — расчетная глубина промерзаниягрунтов на оголенной от снега поверхности

сырьем для керамической промышленности и производства огнеупоров, формирование месторождений марганца и каолинов на о. Ольхон и в Приольхонье и месторождения глин на междуречье Лены и Малой Чуи. Кроме того, он играет определенную роль в формировании месторождений золота по долине р. Маракана (левый приток р. Большого Патома) и полиметаллического месторождения в верховьях р. Улькана.

Развитие карста в гипсоносных толщах ангарской свиты нижнего кембрия нередко приводит к разубоживанию и обводнению месторождений гипса, примером чему могут служить Заларинское, Тыретское и Делюрское месторождения. В связи с карстом наблюдается разубоживание и загрязнение полезного ископаемого на Усть-Ангинском месторождении кальцитовых мраморов. На каменноугольных месторождениях Черемховского бассейна карстом обусловлены деформации и раздробление угольных пластов, что ведет к снижению запасов полезного ископаемого и к усложнению их подсчета.

Большое влияние карст оказывает на условия водоснабжения. Обширные территории в поле развития закарстованных пород, как правило, бедны поверхностными водами, а подземные воды обычно залегают на большой глубине (100—150 *м* и больше) и часто имеют повышенную минерализацию.

Большая водопоглотительная способность закарстованных пород на территории Южного Приангарья, а также в ряде других районов может быть использована для сброса сточных и шахтных вод, что успешно применяется в последние годы на отдельных шахтах Черемховского бассейна.

Высокая степень закарстованности карбонатных пород нижнего кембрия в Южном Приангарье создает большие трудности для промышленного гидротехнического и гражданского строительства, особенно в зоне подпора карстовых вод в связи с образованием Братского водохранилища, где должно наблюдаться усиление карстового процесса.

Карст, приводя местами к значительным изменениям состава, мощности и условий залегания растворимых и перекрывающих терригенных пород, создает большие трудности для исследователей при производстве геологической съемки и поисках полезных ископаемых в карстовых районах. Очень часто проявления карста по внешнему виду напоминают результаты деятельности целого ряда других процессов (эрозию, оползни и т. п.) и тектоники. Очень трудно отличаются карстовые брекчии от седиментационных, а пликативные и дизъюнктивные дислокации карстового генезиса от некарстового.

Поэтому от геологов и проектировщиков, работающих в карстовых районах Иркутской области, требуется особый подход при объяснении природы целого ряда явлений.

МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ

Изучение сезонно- и многолетнемерзлых пород Иркутской области производилось Институтом земной коры СО АН СССР, Институтом мерзлотоведения АН СССР, Иркутским геологическим управлением, Гидрометеослужбой, различными проектными и изыскательскими организациями. Обобщение фактического материала и литературных источников позволяет выявить некоторые закономерности распространения мерзлых пород и провести в первом приближении соответствующее районирование территории Иркутской области, хотя степень изученности ее в этом отношении (особенно северных районов и горноскладчатых участков Восточного Саяна и Прибайкалья) еще недостаточная.

В наиболее освоенной части области многолетнемерзлые породы имеют островное распространение, а мощность их не превышает 10 *м*. К северу и северо-востоку от нее мощность и площадь распространения многолетнемерзлых пород возрастают. На севере Катангского района, в гольцово-таежной зоне Патомского нагорья и Восточного Саяна мерзлые породы имеют условно сплошное распространение и мощность их более 100 *м*.

На общем фоне зонального распространения многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород местами проявляется азональность в распространении, мощности и температуре мерзлых пород вследствие своеобразного и неоднородного рельефа, растительного и снежного покровов, геологнческих и гидрогеологических условий территории.

В основу районирования многолетнемерзлых пород территории Иркутской области положен принцип, предложенный П. Ф. Швецовым (1956) и заключающийся в том, что при классификации и картировании учитываются не только количественные признаки многолетнемерзлых пород (температура, мощность), но и качественные показатели, а именно их состав, строение, характер и степень прерывистости в пространстве, взаимосвязь их с подземными водами, характер и степень сезонного промерзания и протаивания, а также явления, с ними связанные.

На схематической карте районирования (рис. 24) выделены мерзлотные провинции, области и районы. Мерзлотные провинции совпадают с геологическими регионами, выделяемыми в зависимости от геологических структур первого порядка. Это следующие провинции: *А* — южная часть Сибирской платформы и *Б* — Саяно-Байкальская горно-складчатая зона, куда входит и Витимо-Патомское нагорье. Мерзлотные области, обозначенные на карте римскими цифрами, выделяются по характеру распространения многолетнемерзлых пород. Границы их определяются в платформенной части главным образом геоморфологическими и геоструктурными элементами второго порядка, а в горно-складчатой зоне в основном характером рельефа. Мерзлотные районы внутри области (показаны буквенными индексами) отличаются друг от друга по одному из ведущих признаков: в одних случаях на условия распространения и развития мерзлых пород решающее влияние оказывает литолого-петрографический состав коренных и рыхлых отложений, в других — геологические структуры третьего порядка, в-третьих — формы рельефа, экспозиции склонов и ландшафтные особенности. Выделенные таксономические единицы мерзлых пород показаны в табл. 9.

Провинция многолетнемерзлых пород южной части Сибирской платформы (*А*). Она включает в себя три мерзлотные области.

Область с редкими островами многолетнемерзлых пород (I) занимает площадь, прилегающую к р Ангаре, Восточно-Сибирской железной дороге, и территорию, находящуюся между ними. В ее пределах выделяются два района.

Район Iа, где многолетнемерзлые породы отсутствуют, занимает территорию лесостепной зоны в верховье р. Ангары и бассейн р. Бирюсы в районе Тайшета. Температура пород в среднем составляет от +1,5 до +3°, а глубина сезонного промерзания изменяется от 2 до 3,5 *м*. На остальной площади (в районе Iб) многолетнемерзлые породы встречаются в виде очень редких островов и линз в днищах падей, распадков, на заболоченных участках долин рек второго и четвертого порядков.

По наблюдениям Братской мерзлотной станции в районе Братска (Баранов, 1932, 1933), по материалам В. Г. Петрова (1937) по трассе Тайшет—Падун и другим сведениям, размеры островов и линз мерзлых пород обычно не превышают 2—3 *км* в поперечнике; мощность их из-

Таблица 9

Многолетнемерзлые породы Иркутской области

Провинция	Область	Район	Максимальная мощность, м	Годовые колебания температуры пород у подошвы слоя, °С	Глубина протаивания, м	Преобладающие мерзлотные явления
А — многолетнемерзлых пород южной части Сибирской платформы	I — с редкими островами многолетнемерзлых пород в Приангарье	Ia — без многолетнемерзлых пород в верховье р. Ангары и в районе г. Тайшета	0	(+1,5)–(+3)	–	Пучение грунта, реликтовый термокарст, полигональный рельеф
		Iб — редких островов и линз многолетнемерзлых пород в днищах, распадках, на заболоченных участках долин рек второго и третьего порядков	10	(–0,1)–(–0,2)	0,5–0,6 – в торфах 2,0–2,5 – в суглинках	
	II — островного распространения многолетнемерзлых пород Приленской возвышенности и предгорных участков Предсаянья и Прибайкалья	IIa — островного распространения многолетнемерзлых пород преимущественно в долинах рек, заболоченных участках, северных склонах	25	(–0,2)–(–0,5)	1,8–2,8 – в суглинках	Пучение грунта, термокарст, солифлюкция, полигональный рельеф, наледи
		IIб – частых островов многолетнемерзлых пород на всех элементах рельефа	30–40	(–0,2)–(–0,5)		
		IIв – островного распространения многолетнемерзлых пород в мощных толщах галечно-песчано-глинистых кайнозойских отложений	60	(–0,2)–(–0,8)		
	III – многолетнемерзлых пород с островами таликов в бассейне р. Нижней Тунгуски	IIIa – многолетнемерзлых пород с крупными спорадическими таликами	50–80	(–0,5)–(–1)	0,4–0,9 – в торфах 2,0–2,5 – в суглинках 3,0–4,0 – в песках	Термокарст, заболоченность, солифлюкция, наледи
		IIIб – сплошного распространения многолетнемерзлых пород с отдельными таликами под руслами рек	100	(–1)–(–1,5)		

IV — островного распространения многолетнемерзлых пород в пойменной части	IV/б — островное распространение многолетнемерзлых пород в участках мелкобугристых торфяников	1,5	(−0,1)–(−0,5)	2,0–2,5 — в суглинках			Пучение, солифлюкция, бугры вспучивания
	IV/в — островное распространение многолетнемерзлых пород в пойменной части	50	(−0,2)–(−0,5)	1,0 — в илах, глинах			
V — с массивно-островными многолетнемерзлыми породами в террасовых и частично в склоновых районах	V/а — с массивно-островными многолетнемерзлыми породами в пойменной части	100	(−0,5)–(−1,5)	1,5–3,0 — в суглинках 4,0–5,0 — в галечниках, песках			Пучение, морозное выветривание, бугры вспучивания, солифлюкция
VI — сплошного распространения многолетнемерзлых пород в склоновой части	VI/а — сплошного распространения многолетнемерзлых пород в пойменной части с развитием небольших таликов под крупными озерами, руслами рек, разломами	150–200	(−1,5)–(−3,0)	0,5–1,0 — на северных склонах 1,0–1,5 — на ровных участках 2,5–3,0 — на южных склонах			Морозное выветривание, трещинно-полигональный рельеф поверхности
	VI/б — сплошного распространения многолетнемерзлых пород в пойменной части с аласными рельефом Восточных Саян	250–300	(−3)–(−8)				

меняется от 0,5 до 5—7 *м*, максимальная до 10 *м* (район Братска, Чуны, Усть-Уды). Температура мерзлых пород от —0,1 до —0,2°. Верхняя поверхность многолетнемерзлых пород находится в торфяных грунтах на глубине 0,5—0,6 *м*, а в минеральных грунтах — на глубине 2,0—2,5 *м*. Мерзлыми являются в основном рыхлые отложения, глинистые и иловатые, обладающие значительной (до 60—80%) влажностью. Эти грунты пронизаны прожилками и линзочками сегрегационного льда толщиной до 5 *мм*, которые придают ему слоистую криогенную текстуру. На отдельных участках (долины рек Вихоревой, Тангуя, Уды) в мерзлом состоянии находится и верхняя выветрелая зона коренных пород (Лещиков, 1963а).

Область островного распространения многолетнемерзлых пород (II) занимает значительную часть территории Иркутской области в пределах Сибирской платформы. Сюда относятся Приленская возвышенность, предгорные участки Предсаянья и Прибайкалья. Острова мерзлых пород развиты здесь значительно чаще, чем в районах Приангарья. В пределах этой области выделяются три района.

Район IIа занимает территорию развития карбонатных и карбонатно-песчанистых пород палеозоя. Мерзлыми являются в основном перекрывающие их рыхлые отложения в долинах рек, на заболоченных участках и на северных склонах. Коренные же породы обычно талые. Отепление карбонатных пород происходит за счет как протекающих в них физико-химических процессов, так и большого конвективного теплообмена с нижележащей толщей пород и инфильтрации атмосферных осадков ввиду значительной кавернозности и трещиноватости карбонатных пород. Как отмечает В. П. Солоненко (1960), карст оказывает большее влияние на развитие многолетнемерзлых пород в местах его распространения. Мощность мерзлых пород в этом районе большей частью составляет 7—12 *м* (долина р. Коршунихи — 11,5 *м*; долины рек Тыпты, Малой Анги — 7 *м*), местами она может достигать 25 *м*. Температура мерзлых пород изменяется от —0,2 до —0,5°.

Район IIб составляет большую часть территории области островного распространения многолетнемерзлых пород. Острова мерзлых пород встречаются в долинах рек, на водоразделах и их склонах, покрытых хвойной растительностью и мхом. Мерзлыми являются как рыхлые отложения, так и верхняя выветрелая зона терригенных пород палеозоя. Мощность мерзлых пород колеблется в пределах первых десяти метров, достигая иногда в долинах рек 30—40 *м* (Граве, 1952); температура их составляет от —0,2 до —0,5°.

На приводимой карте районирования многолетнемерзлых пород границы и площади распространения мерзлотных районов IIа и IIб нанесены относительно условно, так как мало обоснованы фактическим материалом о многолетнемерзлых породах.

Значительные контрасты мерзлотных условий наблюдаются на Кудино-Манзурском участке и на участке предгорной части Прибайкалья (район IIв). С изменением природных условий местности даже на близких расстояниях как в пределах речных долин, так и на водораздельных склонах встречаются резкие переходы от многолетнемерзлых к талым породам и от маломощных к более мощным их слоям. Например, по данным треста Нефтегеология, многолетнемерзлые породы достигают максимальной мощности 40—60 *м* в долине р. Баяндайки (у с. Баяндай), в долине р. Манзурки и в других местах, а температура их опускается до —0,8°. Эти участки характеризуются наличием мощных толщ песчано-глинистых кайнозойских отложений, лесостепным обликом и малой высотой (до 20—30 *см*) снежного покрова. В то же время на склонах и водоразделах, покрытых лесом и сложенных палеозойскими и

мезозойскими терригенными отложениями, многолетнемерзлые породы отсутствуют либо развиты очень слабо. Верхняя поверхность многолетнемерзлых пород зачастую не сливается с сезонномерзлым слоем и находится на глубине 5—10 *м*, а иногда и глубже. Особенно это характерно для участков, где с поверхности залегают хорошо фильтрующиеся песчаные и супесчаные грунты, а глубже находятся глинистые отложения. В предгорной части Прибайкалья многолетнемерзлые породы обнаружены в основном в древних речных долинах и молодых тектонических и эрозионно-тектонических впадинах, сложенных озерно-аллювиальными и водно-ледниковыми отложениями большой мощности.

Область многолетнемерзлых пород с островами таликов (III) занимает бассейн р. Нижней Тунгуски на площади развития мезозойских и верхнепалеозойских пород с трапповыми интрузиями. Широкому распространению многолетнемерзлых пород в этой области способствуют наряду с другими факторами заболоченность территории и слабый водообмен в горных породах. В пределах области выделяются два района.

В районе IIIа среди массивов мерзлых пород встречаются крупные спорадические талики. По данным Н. А. Граве (1952), мощность многолетнемерзлых пород составляет 50—80 *м*, а температура их изменяется от —0,5 до —1°. К этому же району относятся многолетнемерзлые породы на участках, прилегающих к рекам Большой Патом и Чара в пределах Иркутской области.

Севернее пос. Наканно мерзлые породы имеют сплошное распространение (район IIIб). Мощность их здесь возрастает до 100 *м*, а температура изменяется от —1 до —1,5°. Отдельные небольшие талики встречаются только под руслами рек.

Верхняя поверхность многолетнемерзлых пород в пределах описываемой области на заторфованных участках, характеризующихся плохой теплопроводностью, находится на глубине 0,5—0,8 *м*, а на участках, сложенных песчаными водопроницаемыми грунтами,— на глубине 3—4 *м*. В долинах речек, на склонах, обращенных к югу, верхняя поверхность многолетнемерзлых пород часто располагается глубже (2,0—2,5 *м*), чем на склонах северной экспозиции (0,4—0,9 *м*).

Провинция многолетнемерзлых пород Саяно-Байкальской горноскладчатой зоны и Витимо-Патомского нагорья (Б)

Различия в распространении мерзлых пород определяются прежде всего литологическим составом, степенью раздробленности и трещиноватости пород, экспозицией склонов, высотой местности, зимней инверсией температур воздуха и т. д. На условия залегания многолетнемерзлых пород в этих районах огромное влияние оказывают также подземные воды. Циркулируя по трещинам в тектонических разломах, они резко нарушают теплообмен и создают сквозные талики среди мощной толщи многолетнемерзлых пород. В межгорных котловинах, сложенных рыхлыми, преимущественно песчанистыми, повышенно обводненными породами, мерзлые толщи выражены менее ярко, чем в соседних горных районах. Отсутствуют многолетнемерзлые породы или слабо проявляются на участках с существенно трещиноватыми, тектонически раздробленными породами, а также на участках с карбонатными породами, где в прошлые эпохи наблюдались признаки карстообразования. В этой провинции выделены три мерзлотные области.

Область островного распространения многолетнемерзлых пород (IV) в низкогорной части. В ее пределах выделяется район IVа, располагающийся на юго-западном побережье Байкала. Многолетне-

мерзлые породы в этом районе встречаются в виде редких островов на заболоченных участках в долинах рек. Мощность мерзлых пород не превышает 15 *м*, а их температура составляет от —0,1 до —0,2°. Остальную часть этой области занимает район IVб, где острова многолетнемерзлых пород развиты на заболоченных участках в долинах рек, на северных склонах водоразделов и отсутствуют на склонах южной экспозиции, а также на участках распространения карбонатных пород. Мощность мерзлых пород в низкогорной части территории достигает 25—50 *м*, а температура их колеблется от —0,2 до —0,5°.

Область с массивами многолетнемерзлых пород (V) занимает среднегорную и частично высокогорную части. По данным Г. Г. Скворцова (1957 а, б) и В. П. Солоненко (1960), на междуречных пространствах Восточного Саяна, сложенных слабо метаморфизованными силикатными породами, мощность массивов многолетнемерзлых пород достигает 100 *м*, а температура их равна —(1—1,5)°.

Породы водораздельных участков Витимо-Патомского нагорья почти везде находятся в мерзлом состоянии, иногда встречаются талики (Граве, 1952). Мощность мерзлых пород менее 100 *м*. В Витимо-Патомском нагорье на водораздельных склонах северной экспозиции верхняя поверхность многолетнемерзлых пород находится на глубине 1,5—3 *м*, реже 5 *м*, а на южных склонах и в днищах падей мерзлые породы встречаются на глубине 7—10 *м* и более от дневной поверхности.

Многолетнемерзлые породы в долинах рек Витимо-Патомского нагорья имеют островной характер. Мерзлыми являются в основном рыхлые отложения, мощность которых составляет 20—60 *м*, достигая иногда 140—150 *м* (долина рч. Тахтыкан-Берикан в системе р. Энгажимо). Мощность мерзлых пород в долинах рек изменяется от 2—8 до 22—30 *м*, а иногда до 50 *м* (Пиннекер, 1962в). Температура мерзлых пород изменяется от —0,5 до —1°. В пределах пойм очень часто отмечаются слоистые мерзлые породы. Широкое развитие талых пород во многих долинах среди массивов мерзлых пород объясняется присутствием на этих участках сильно обводненных рыхлых отложений.

Особенно пестрая картина распространения многолетнемерзлых пород, наблюдаемая в Витимо-Патомском нагорье, обусловливается, кроме вышеперечисленных факторов, еще интенсивной деятельностью человека. Как отмечает Е. В. Пиннекер (1962в), именно этим фактом и объясняется относительно слабое развитие многолетнемерзлых пород в долине р. Бодайбо по сравнению с долинами рек Энгажимо и Тахтыги, находящихся примерно в одинаковых природно-геологических условиях, но в отличие от долины р. Бодайбо почти не освоенных горной промышленностью.

*Область сплошного распространения многолетнемерзлых пород (VI)** находится в высокогорной и гольцовой частях. В пределах ее выделяются два района.

Район VIа занимает высокогорную и гольцово-таежную части территории Восточного Саяна и Витимо-Патомского нагорья. На водоразделах, сложенных силикатными метаморфизованными сильно дислоцированными, а также изверженными породами, мощность мерзлых пород составляет 170—200 *м*, снижаясь в межгорных долинах рек до 120—150 *м*. Температура многолетнемерзлых пород от —1,5 до —3° (Скворцов, 1957а).

Редкие небольшие талики среди сплошного поля многолетнемерзлых пород в этом районе могут концентрироваться около русел рек, под

* Как видно из текста, это понятие является условным по отношению к району VI*а*. *(Прим. ред.)*

крупными озерами, в местах тектонических разломов и выхода подземиых вод, либо их инфильтрации, а иногда на склонах южной экспозиции. Глубина сезонного протаивания пород составляет на междуречных пространствах 1—1,5 *м*, на южных склонах увеличивается до 2,5—3 *м*, на северных уменьшается до 0,5—1 *м*.

К району VIб относится гольцовая часть с альпинотипным рельефом и со сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Мощность мерзлых пород достигает 250—300 *м* при температуре от —3 до —(6—8)°. На гольцах вследствие высокой трещиноватости пород, высокой их теплопроводности слой годовых колебаний температуры распространяется, по данным расчета, до глубины 56 *м* (Солоненко, 1952). Фактически замеренные температуры в толще многолетнемерзлых пород, проведенные на Ботогольском гольце И. И. Орешкиным в 1930 г. до глубины 11 *м*, составляют от —2,4 до —6° в известняках и сиенитах и —7° в графитах.

Положение территории Иркутской области в южной зоне распространения многолетнемерзлых пород приводит к существенным изменениям в их мощности и распространении даже при незначительных изменениях геолого-географических условий. При изменении этих условий (вырубка леса, осушение грунтов, снятие мохового покрова и др.) многолетнемерзлые породы деградируют. В то же время под неотапливаемыми постройками (Братск, Баяндай, Зима и др.), в открытых в зимнее время котлованах, траншеях и под отсыпанными зимой земляными насыпями, а также на участках, сложенных глинистыми грунтами, с температурой, близкой к нулю, и малой высотой снежного покрова или при удалении последнего в холодные зимы образуются перелетки, которые могут сохраняться в течение 3—5 лет, и даже линзы многолетнемерзлых пород мощностью до 3 *м* (Баранов, 1932, 1933).

На фоне такого неустойчивого состояния многолетнемерзлых пород при нарушении естественных условий местности в целом отмечается тенденция к их деградации. Как показывает практика строительства в Иркутской области в районах островного распространения многолетнемерзлых пород небольшой мощности и с температурой не ниже —1°, строительство отапливаемых зданий необходимо проводить при условии предварительного уничтожения мерзлых пород. В районах, где многолетнемерзлые породы обладают большой мощностью и температурой ниже —1°, под сооружениями следует сохранять мерзлые породы.

На участках платформенной части Иркутской области, где нет многолетнемерзлых пород, глубина сезонного промерзания в супесях и пылеватых суглинках с естественной влажностью от 15 до 30% изменяется от 1,5 до 3 *м*, причем в таежных районах она составляет 1,5—2,5 *м*, а в районах лесостепной зоны достигает 2—3 *м*. Такая разница в глубинах промерзания при одинаковых грунтовых условиях объясняется меньшей высотой снежного покрова в районах лесостепной зоны (20—30 *см*) по сравнению с таежными районами (40—50 *см*). Максимальные глубины сезонного промерзания (3—3,5 *м*, иногда до 4 *м*) свойственны участкам, сложенным песками с влажностью 5—10%.

В районах Витимо-Патомского нагорья исследованиями В. А. Оркина, А. Б. Вицина, В. И. Петряева (Пиннекер, 1962в) установлено, что максимальная глубина сезонного промерзания на участках без многолетнемерзлых пород в галечно-щебенистых грунтах достигает 4—5 *м*, в коренных породах — до 3,9 *м*, реже 4,8 *м*, в песках — до 4,2 *м*, в илах и глинах — до 1 *м*. Иногда сезонномерзлый слой за лето не успевает полностью оттаять, и образуются перелетки на глубинах 2—5 *м*.

Среднегодовая температура грунтов в слое годовых колебаний температуры (глубина этого слоя в платформенной части территории со-

ставляет 10—16 *м*) на участках без многолетнемерзлых пород изменяется в торфянистых и иловатых грунтах от +0,6 до +2,0°, в суглинках от +1,5 до +3°, а в песках возрастает до +4, +5°. Для некоторых участков территории южной (платформенной) части Иркутской области был произведен расчет глубин промерзания грунтов при условии снятия снежного и растительного покровов по методу В. А. Кудрявцева (1959) и с использованием номограмм, составленных К. А. Кондратьевой (1959). Установлено, что с удалением снежного и растительного покровов глубина промерзания грунта возрастает на 0,3—0,7 *м*, а иногда на 1 *м*.

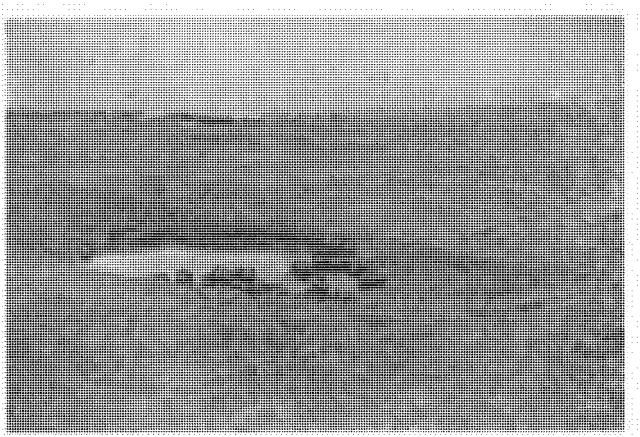


Рис. 25 Термокарстовая воронка у дер. Горхон Баяндаевского района Фото Ф Н Лещикова

Среди мерзлотных явлений, широко распространенных на территории платформенной части Иркутской области, региональное значение имеет пучение грунтов. Почти нет населенных пунктов, где бы не были отмечены деформации сооружений от пучения грунтов и последующих просадок. Значительное число участков, подверженных пучению, имеется на железных дорогах, а также на автомобильных дорогах с твердым покрытием. При строительстве шоссейных и железных дорог изменившийся водный и температурный режим обычно усиливает пучение грунтов и требует особых мер по обеспечению устойчивости и сохранности земляного полотна, твердого покрытия, мостовых переходов.

В районах распространения многолетнемерзлых пород широко развит термокарст (термокарстовые озера, воронки, просадки грунта). Довольно часто термокарстовые формы рельефа встречаются в долинах рек Кудино-Манзурского междуречья (рис. 25), в бассейне рек Киренги, Нижней Тунгуски, вдоль трассы железной дороги Тайшет — Лена. К участкам проявления термокарста нередко приурочены и бугры пучения, особенно характерные для долин рек таежной зоны. В ядре бугров, как правило, содержатся линзы льда толщиной иногда до 1 *м* (рис. 26) либо идет переслаивание минерального грунта с прослоями льда.

В таежной зоне, на участках развития многолетнемерзлых пород, очень часто наблюдаются заболоченные массивы. Болота отмечаются и в лесостепной зоне (Угланов, 1959), но здесь они приурочены к площадям, где происходит медленное оттаивание сезонномерзлого слоя. Крупные массивы болот имеют место в долинах рек Манзурки, Мурина, Киренги, Нижней Тунгуски, в районах Присаянья, на плоских водораз-

делах в бассейне рек Нижней Тунгуски, Киренги, Тутуры и др. В долинах небольших рек (Баяндайка, Иликта, Кута, Коршуниха, притоки Нижней Тунгуски и др.) идет процесс наледеобразования. Толщина льда речных наледей достигает 1,5—2,0 *м*. Лед наледей растаивает в июле—августе. В местах выхода подземных вод на поверхность образуются грунтовые наледи, но они, как правило, небольшие. Замечено, что при возведении сооружений дорожного типа в местах проявления наледей число последних увеличивается (Большаков, 1960).

На северных залесенных склонах в бассейне р. Нижней Тунгуски, в предгорных районах Восточных Саян и Прибайкалья очень широко развиты солифлюкционные процессы; они интенсивно протекают в лет-

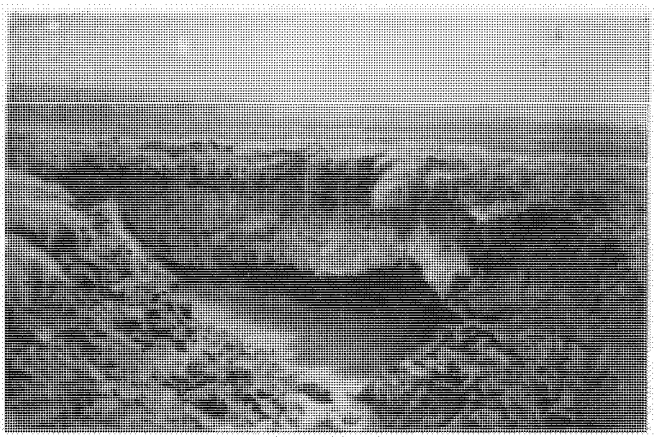


Рис 26 Ядро бугра пучения в долине р Баяндайки. Фото Ф Н. Лещикова

нее время вследствие оттаивания деятельного слоя, грунты которого большими массивами, совместно с древесной растительностью, сползают по поверхности многолетнемерзлых пород.

Наряду с современными мерзлотными явлениями на территории платформенной части Иркутской области широко распространены реликтовые формы проявления мерзлых пород (Баранов, 1958; Молодых, 1958б). К ним относятся бугристо-западинный рельеф, грунтовые жилы (рис 27), различные криогенные деформации грунта, трещинно-полигональный рельеф. Последний продолжает развиваться и в настоящее время, но в меньшей степени как по интенсивности проявления, так и по размерам (район Кудино-Манзурского междуречья, долина р. Лены, бассейн р. Нижней Тунгуски; рис. 28). Реликтовые формы мерзлотных явлений обычно распространены на террасах, а также на пологих водораздельных склонах с мощностью грунтов более 2 *м*. На значительных площадях лесостепной зоны бугристо-западинные и полигональные формы рельефа снивелированы в результате распашки и застройки территории. Широкое развитие реликтовых форм проявления мерзлых пород на участках, где в настоящее время многолетнемерзлые породы отсутствуют, указывает на то, что в прошлом последние занимали, по-видимому, всю платформенную часть Иркутской области.

Из мерзлотных явлений на территории горноскладчатой области, особенно в высокогорной части, широко распространено морозное выветривание горных пород, которое приводит к их раздроблению, в результате чего возникают осыпи, курумы, россыпи, а местами образуются

каменистые тундры и полигональный рельеф. На водораздельных склонах, прикрытых супесчано-суглинистыми грунтами, развиты процессы солифлюкции. Почти на всех водотоках, за исключением самых крупных, образуются наледи. Нередко они прослеживаются с перерывами на десятки километров. Толщина льда достигает 4 *м*. Например, на р. Урик образуются наледные бугры до 7—8 *м* высотой, после взрыва которых потоки воды разливаются по льду (Солоненко, Кобеляцкий, 1947) Помимо речных наледей, встречаются грунтовые, а также наледи, погребенные слоем делювиальных и аллювиальных отложений (Шульгин, 1962; Пиннекер, 1962а).

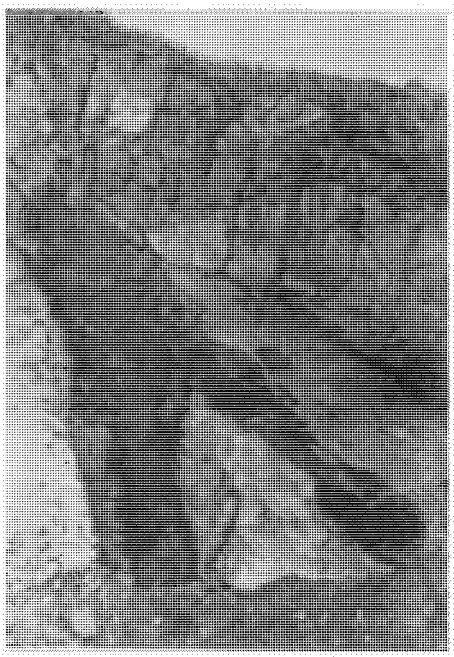


Рис 27 Грунтовая жила в делювиальных суглинках в районе г Черемхово Фото Ф Н Лещикова

В среднегорной и низкогорной частях территории в долинах рек и межгорных впадинах развиты термокарст и бугры пучения (Косая Степь, долины рек Бирюсы, Уды, Ии, Мамакана, Бодайбо, Энгажимо и др.). Довольно значительные массивы в долинах рек и на плоских водоразделах подвержены заболачиванию.

В высокогорной гольцовой части Восточного Саяна, Прибайкалья и Витимо-Патомском нагорье в районах развития массивов многолетнемерзлых пород и их сплошного распространения отмечаются следы оледенения, представленные моренами и флювиогляциальными отложениями, троговыми долинами, карами, цирками и ледниковыми озерами Современное оледенение крайне ничтожно.

В заключение рассмотрим влияние геологического строения на гидрогеологические условия территории Иркутской области.

Литолого-фациальные особенности геологического разреза, тектоника и геоморфологические условия территории Иркутской области всецело определяют характер распространения, залегания и в значительной степени формирование химического состава подземных вод.

Мощная толща осадочных образований различного литологического состава, развитая на территории платформенной части области, предопределяет существование хорошо выдержанных по площади трещинно-пластовых и трещинно-карстовых водоносных горизонтов в терригенных и карбонатных породах палеозойского возраста, приуроченных к пластам трещиноватых песчаников и частично закарстованных доломитов и известняков. В то же время плотные аргиллиты, алевролиты и получившие широкое развитие в нижнем кембрии соленосные толщи служат надежным водоупором и наряду с тектоническими структурами определяют напорный характер подземных вод. Фациально невыдержанные терригенно-угленосные отложения, выполняющие мезозойские впадины (Иркутский угленосный бассейн, Мурская впадина и др.), обусловили развитие в них невыдержанных по мощности и площади обводнен-

ных прослоев и линз, формирующих сложные водоносные комплексы трещинно-пластового и порово-пластового типов.

Существенно иная геологическая обстановка свойственна горно-складчатому обрамлению Сибирской платформы. Высокая степень метаморфизма древних пород и интенсивная тектоническая нарушенность обусловили развитие здесь трещинных вод в зоне выветривания коренных пород, трещинно-карстовых вод в карбонатных породах и трещинно-жильных вод тектонических трещин в изверженных и метаморфических породах.

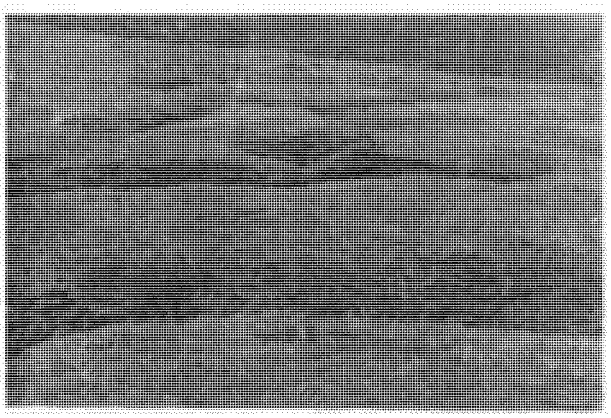


Рис. 28. Трещинно-полигональный рельеф на высокой пойме р. Лены у с. Верхоленска Фото Ф. Н. Лещикова

Ведущим фактором в формировании химического состава подземных вод, как известно, являлся литологический состав водовмещающих пород и особенно состав легкорастворимых минералов. Наличие в разрезе осадочных пород территории Иркутской области большого количества мощных пластов каменной соли и гипса привело к образованию уникальных высококонцентрированных хлоридных натриевых и кальциевых рассолов и широкому развитию сульфатных кальциевых вод. Важна и роль геоморфологии в формировании химического состава подземных вод. Высокогорные приподнятые районы Восточного Саяна и Прибайкалья интенсивно промываются и содержат обычно пресные и весьма пресные воды. В пониженных участках рельефа равнинной части области в силу замедленного движения подземные воды более интенсивно насыщаются солями, повышается их минерализация и часто меняется химический тип. Глубина эрозионного вреза существенно влияет не только на степень минерализации, но и на глубину залегания грунтовых вод.

Широкое развитие на территории Иркутской области многолетнемерзлых пород и большая глубина сезонного промерзания оказывают существенное влияние на условия формирования, движения и разгрузки подземных вод. Практически только в южной части Иркутской области (в районах, прилегающих к Ангаре, Восточно-Сибирской ж. д. и участку ж. д. Тайшет — Братск, а также на территории, находящейся между ними) редкие и маломощные острова многолетнемерзлых пород не оказывают влияния на гидрогеологические условия.

В поле распространения многолетнемерзлых пород условия питания глубоких водоносных горизонтов в сильной степени затруднены. Большая часть атмосферных осадков, выпадающих на таких участках,

стекает по поверхности промерзших грунтов в реки и таким образом выпадает из общего баланса подземных вод района. В результате сокращается площадь питания подземных вод, уменьшаются или вовсе отсутствуют (район с. Баяндай) запасы подземных вод в верхних горизонтах горных пород. В пределах бассейна р. Нижней Тунгуски и долинах рек Витимо-Патомского нагорья часть пресных вод в зоне активного водообмена (первые десятки метров от поверхности) находится в замороженном состоянии (Ткачук, Пиннекер, 1959).

Существование водоупоров из многолетнемерзлых пород способствует формированию местами надмерзлотных вод, которые в какой-то мере могут представлять практический интерес. В районах распространения многолетнемерзлых пород наибольшим развитием пользуются воды таликов и подмерзлотные воды. Последние в большинстве случаев, например в Саяно-Байкальской горной области, на участках развития вод пластово-трещинного типа в синклинальных складках протерозойских пород приобретают напорный характер.

Роль сезонномерзлых пород до некоторой степени аналогична многолетнемерзлым породам. В весенний период наличие слоя сезонного промерзания обусловливает быстрый сток весенних снеговых вод в реки и снижает весеннюю норму питания подземных вод. Сравнительно медленное оттаивание сезонномерзлого слоя в течение лета (мерзлые прослои сохраняются иногда до августа) на большей части Иркутской области в значительной мере препятствует инфильтрации довольно интенсивных летних осадков. Лишь во второй половине лета атмосферные осадки, за исключением испарившихся, начинают питать подземные воды.

На территориях, сложенных закарстованными карбонатными и гипсоносными породами палеозоя и докембрия, создаются особые условия обводнения, формирования, движения и разгрузки подземных вод. Как правило, поверхностные воды здесь развиты очень слабо, а выпадающие атмосферные осадки быстро поглощаются многочисленными понорами и отводятся в глубь закарстованных массивов на питание трещинно-карстовых вод. Такая особенность карстовых районов способствует значительному увеличению запасов подземных вод за счет резкого сокращения потерь воды, идущей на испарение и на речной сток.

В закарстованных массивах устанавливается до четырех гидродинамических зон, из которых наиболее типичны зона аэрации и зона полного насыщения. Зона аэрации характеризуется периодической обводненностью и нисходящим движением воды по расширенным коррозией вертикальным трещинам и каналам. Какие-либо мощные выдержанные водоносные горизонты в этой зоне отсутствуют; встречаемые здесь иногда водоносные горизонты большей частью напоминают верховодку. Мощность этой зоны в зависимости от степени закарстованности карбонатных толщ колеблется от десятков до нескольких сотен метров.

Залегающая ниже зона полного насыщения характеризуется постоянством режима, высокой водообильностью и движением воды в горизонтальном направлении преимущественно по крупным каналам и расширенным карстом трещинам. К этой зоне приурочены основные запасы карстовых вод. Разгрузка карстовых вод этой зоны происходит преимущественно в долинах крупных рек, где они часто образуют постоянно функционирующие концентрированные мощные источники с дебитом в десятки и сотни литров в секунду.

Таким образом, геологическое строение, геоморфология, мерзлота и карст играют существенную роль в формировании подземных вод территории Иркутской области. Более глубокое и всестороннее освещение этот вопрос получит в последующих разделах настоящей работы.

Часть III

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Глава 5

ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ И КОМПЛЕКСЫ

На территории Иркутской области подземные воды приурочены почти ко всем стратиграфическим толщам (от кайнозоя до архея включительно). В платформенной части мощные толщи осадочных отложений содержат грунтовые и межпластовые свободные или напорные воды. С отложениями кайнозоя и мезозоя связаны главным образом воды порово-пластового и трещинно-пластового типов, с породами палеозоя и венда — трещинно-пластовые, пластово-трещинные и трещинно-карстовые воды. Метаморфические и изверженные породы в горноскладчатых сооружениях, а также траппы Сибирской платформы обводнены главным образом в верхней наиболее трещиноватой зоне, где к ним приурочены воды трещинного типа. В зонах разломов и тектонических нарушений развиты трещинно-жильные воды. На характер и глубину залегания подземных вод оказывают влияние карст и многолетнемерзлые породы (особенно в северной части области).

Подземные воды Иркутской области очень разнообразны по солевому и газовому составу, а также степени минерализации, которая варьирует от 0,03—0,07 до 500—600 *г/л*. Для отображения солевого состава подземных вод ниже применяется общеизвестная классификация В. А. Александрова. Наименование подземных вод по химическому составу приводится в виде двух самостоятельных прилагательных: вначале по анионам и затем по катионам, с учетом тех из них, содержания которых превышают 25% · экв (из 100). В сложном прилагательном компоненты располагаются по возрастанию их содержания, т. е. преобладающий ион стоит в конце и определяет название типа воды.

Авторы придерживались общепринятой гидрогеологической терминологии, рекомендуемой в работе Г. И. Каменского, М. М. Толстихиной и Н. И. Толстихина «Гидрогеология СССР» (1959), в статье И. К. Зайцева «Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод» (1961) и методических указаниях ВСЕГИНГЕО по составлению томов «Гидрогеология СССР» (1960—1965 гг.).

За основную единицу гидрогеологической стратификации принят водоносный горизонт. В связи с недостаточной изученностью водоносные горизонты могут быть выделены не во всех стратиграфических толщах. Поэтому описание водоносности пород сделано преимущественно по более крупным единицам гидрогеологической стратификации — водоносным комплексам, соответствующим свите или подсвите, а при очень слабой изученности даже отделу (например, водоносность триасовых отложений). Характеристика водоносности пород дана от

молодых толщ к древним. Иллюстрацией к настоящей главе является гидрогеологическая карта Иркутской области (см. прилож. 1).

Для характеристики водоносных горизонтов и комплексов использованы данные по очень большому количеству водопунктов: 3489 скважин, более 1000 колодцев и 5614 родников.

Из них на гидрогеологической карте (см. прилож. 1) указано 411 (номера 1—411) водопунктов (родников и скважин). За остальными водопунктами, которые показаны на специальных картах или упоминаются в тексте или таблицах, сохранены их номера по первичной документации и дан условный номер (в таких случаях они даны в скобках).

Таблицы с данными, характеризующими условия залегания подземных вод, их ресурсы и качественный состав, содержат даты опробования отдельных водопунктов. В тексте характеристика водообильности водоносных горизонтов и комплексов, а также химического состава вод проводится с учетом наблюдений за родниками, в основном в летне-осенний период. Данные по скважинам используются для этого независимо от сроков наблюдений, так как сезонные колебания уровней подземных вод в преобладающем большинстве случаев невелики и не оказывают практически ощутимого влияния на производительность водоносных горизонтов и химический состав их вод.

ВОДОНОСНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Природные условия осадконакопления в четвертичный период определили фациальную изменчивость аллювиальных, делювиальных, пролювиальных, ледниковых и других отложений, быстрый переход одних разностей пород в другие, с таким же резким изменением их основных водных свойств. Наибольший интерес с точки зрения водоносности представляют аллювиальные отложения. Осадки других генетических типов обычно обводнены значительно слабее. В северной и северо-восточной частях области, в бассейнах рек Нижней Тунгуски, Лены, Витима, широко развиты многолетнемерзлые породы, вследствие чего рыхлый покров местами полностью проморожен. Лишь при большой мощности четвертичных отложений и вблизи поверхностных водотоков здесь встречаются грунтовые (часто напорные) воды.

Воды аллювиальных отложений. Мощность, гранулометрический состав, сортированность и водные свойства аллювиальных отложений в зависимости от местных условий неодинаковы. Долины горных рек выполнены грубообломочным материалом (глыбами, камнями, слабо окатанной галькой и песком) общей мощностью до 10—15 *м*. Водообильность и водопроницаемость аллювия горных долин довольно высокие. В предгорной части Восточного Саяна, благоприятной для накопления вод в рыхлых отложениях, мощность аллювия возрастает до 60—80 *м*, сортированность материала слабая. Наряду с крупными, слабо окатанными обломками пород в состав аллювия входят галечник, песок, илисто-глинистые фракции.

В платформенной части области воды аллювиальных отложений развиты в долинах таких крупных рек, как Ангара, Нижняя Тунгуска, Лена, их многочисленных притоков. Аллювиальные отложения приурочены здесь к широким, хорошо разработанным, террасированным долинам; мощность их зачастую выражается десятками метров, а водообильность зависит не только от гранулометрического состава, но и от гипсометрического положения водовмещающих пород.

Аллювий террас р. Ангары (высотой менее 60 *м*) имеет достаточно четкое двучленное деление: русловые фации, представленные

гравием и галечником (40—80%) с песком, и пойменные фации, представленные преимущественно суглинком, супесью, реже встречаются мелкозернистые пески (рис. 29). Г. Б. Пальшин (Братское водохранилище, 1963) делит русловой аллювий Ангары на пять категорий по

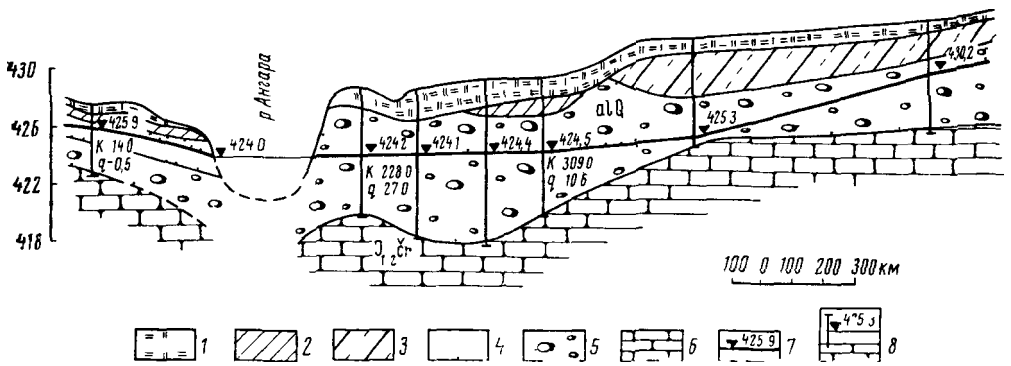


Рис. 29 Гидрогеологический разрез через долину р Ангары у г Иркутска Составил В Л Мирошниченко по материалам МОСГИДЕПа, 1965 г

1 — насыпной грунт, *2* — суглинок, *3* — супесь, *4* — песок, *5* — валуны, галечник с песком, *6* — песчаники *7* — уровень грунтовых вод абс отм , *8* — скважина, справа — отметка уровня воды, *k* — коэффициент фильтрации, *м/сутки*, *q* — удельный дебит, *л/сек*

фильтрационным свойствам. Самой высокой проницаемостью характеризуются хорошо отмытые гравийно-галечные отложения (табл 10), для которых коэффициент фильтрации составляет 1000—1400 *м/сутки*;

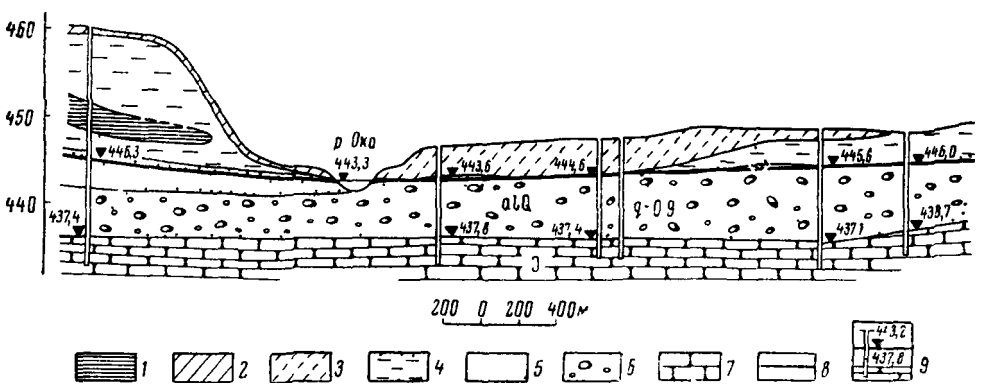


Рис 30 Гидрогеологический разрез через долину р Оки у г Зимы Составил В Л Мирошниченко, 1965 г

1 — глина *2* — суглинок, *3* — супесь, *4* — песок с глиной, *5* — песок, *6* — валунно-галечные отложения с песком, *7* — песчанки, *8* — уровень грунтовых вод, *9* — скважина абсолютные отметки уровня воды и подошвы четвертичных отложений, *q* — удельный дебит скважины, *л/сек*

самой низкой — средне- и разнозернистые пески с включением гравия и гальки, для которых характерен коэффициент фильтрации 10—20 *м/сутки*. В составе пойменных песков р. Ангары преобладают тонкозернистые (0,05—0,25 *мм*) фракции, общее количество которых достигает 75—80%; их коэффициент фильтрации обычно не превышает 3—7 *м/сутки*, реже 10—12 *м/сутки*, а для пылеватых песков опускается до 0,4—1,5 *м/сутки*. Аналогичный вертикальный разрез аллювиальных отложений прослеживается и по долинам других рек платформенной части области (рис. 30).

Уровень грунтовых вод вскрывается на глубинах от нуля до 2—5 *м* в пойме и на низких террасах и до 12—18 *м* на высоких террасах (рис. 29, 30) *. Неглубокое залегание грунтовых вод, а местами и выход их на поверхность вызывают заболачивание поймы и низких террас большинства рек.

Водообильность аллювиальных отложений колеблется в очень широких пределах. Наиболее высокие показатели характерны для пойменной части долины и низких террас, где удельный дебит скважин достигает 20—23 *л/сек*, коэффициенты фильтрации 200—500 *м/сутки*; а в некоторых случаях свыше 1000 *м/сутки*. Резкое снижение водообильности руслового и пойменного аллювия наблюдается в приустьевых частях притоков рек, где имеет место вынос мелких (глинистых, иловатых) фракций, а также по мере удаления от русла реки (см. рис. 29), что объясняется, очевидно, отложением продуктов сноса гумусированных, глинистых, пылеватых фракций со склонов долин.

На участках, где аллювиальные отложения залегают на закарстованных породах (например, аллювий р. Ангары ниже г. Усолье-Сибирского), *водообильность их резко снижается в результате дренирования*. Например, в пос. Усть-Котиха, вблизи русла р. Ангары, шурфы были пройдены глубже уровня воды в реке, но все они оказались практически безводными (Пружинер, 1950). Невысокая обводненность аллювия установлена также в поселках Макарьево, Олонки, Бейтоново и др., где дебит колодцев не превышает 0,15—0,4 *л/сек*.

Аллювиальные отложения террас р. Ангары высотой до 60 *м* обводнены неравномерно. Там, где они имеют большую ширину (районы поселков Ново-Ленино, Мегет, Суховская, Тельма, г. Ангарска и др.), гравийно-галечные отложения приобретают высокую водообильность. В районе г. Ангарска в гравийно-галечных отложениях террасы высотой 16—20 *м* уровень воды вскрывается на глубине до 12 *м*, а дебит скважин достигает 5—8 *л/сек* (см. табл. 10). Наиболее возвышенные участки террас (район Кайской горы, поселки Кузьмиха, Лисиха) практически безводны.

Обводненность аллювиальных отложений северных районов области (бассейны рек Нижней Тунгуски и Лены) определяется распространением многолетнемерзлых пород. Надмерзлотные воды формируются в деятельном слое, мощность которого, очевидно, не превышает 2—2,5 *м* (*И. Н. Угланов, П. Н. Петров*, 1963 г.). *Они питают родники*, дебит которых редко достигает 1 *л/сек*. Так, на левом берегу р. Нижней Тунгуски, в 18—20 *км* выше с. Оськино, наблюдается (М. Ф. Кузнецов и др., 1963 г.) пластовый выход грунтовых вод у основания трехчетырехметровой террасы; протяженность выхода 80—100 *м*, суммарный дебит 3—5 *л/сек* (см. табл. 10).

Межмерзлотные воды представлены главным образом подземными льдами; льдистость пород достигает 15—20%.

Подмерзлотные воды в аллювиальных отложениях наиболее полно изучены в долине р. Лены и ее притоков — Манзурки, Жуи, Иликты, Киренги и др., где мощность аллювиальных отложений достигает 65—70 *м* и более, а многолетней мерзлоты — 40—45 *м* (район дер. Манзурки). Мощность обводненной части аллювия в зависимости от рельефа подстилающих пород и мощности многолетнемерзлых пород составляет от 1—2 до 10—12 *м*. Наиболее водообильны и проницаемы гравийно-галечные отложения поймы и низких террас. Местами на глубинах от нескольких до 40—45 *м* вскрываются слабо напорные

* Здесь и ниже масштаб рисунков не позволил отразить фациальную изменчивость аллювия, показать русловой и пойменный аллювий

(напор до 9—10 *м*) подмерзлотные воды Дебит колодцев и скважин, вскрывших воды аллювия в долине р Правой Иликты, в дер Большая Тарель достигает 0,7—0,8 *л/сек* при понижениях до 0,1—0,15 *м* (коэффициент фильтрации гравийно-галечных отложений достигает 100—150 *м/сутки* при среднем значении 3—20 *м/сутки*) Валунно- и гравийно галечные отложения долины р Лены характеризуются высокой водообильностью, дебит скважин в с Жигалово достигает 2 *л/сек* (см табл 10)

Широко развиты воды в аллювии небольших рек, речек и падей с временными водотоками В долинах рек Куды, Ушаковки, Осы, Ноты, Залари, Зимы, Иды, Кахи, Алки, Кимильтея, Или, Топорка, Тагны,

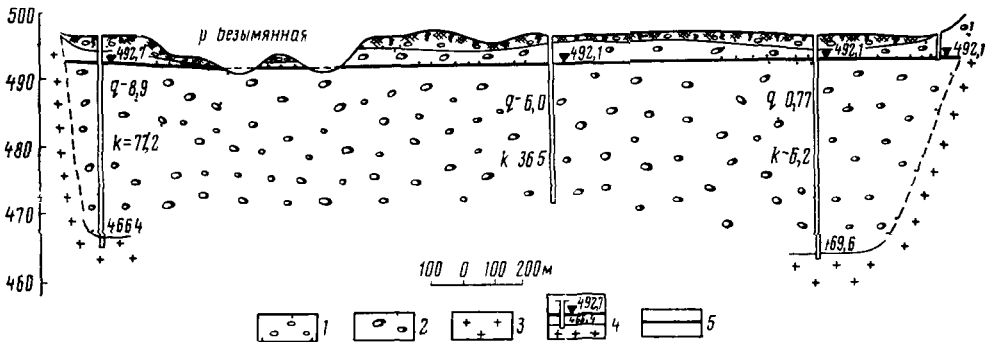


Рис 31 Гидрогеологический разрез через долину р Безымянной в нижнем течении (по И А Лившицу 1962 г)

1 —песок с галькой и гравием *2* — валунно галечные отложения *3* — граниты *4* — скважина винзу — отметка подошвы четвертичных отложений справа — отметка уровня воды *5* — уровень грунтовых вод *k* — коэффициент фильтрации *м/сутки* *q* — удельный дебит скважины *л сек*

Туманшета и многих других они используются населением для местного водоснабжения При откачке воды из колодца в долине рч Ноты (Каменка) у пос Забитуй, вскрывшего водоносные гравелистые пески, дебит достиг 1,75 *л/сек* при понижении всего лишь на 0,15 *м*

Грунтовые воды содержатся обычно лишь в пойменной части долины и на низких террасах и вскрываются на глубинах от 0,5—1,0 до 10—25 *м* Воды, залегающие под глинистыми прослоями, местами имеют напор 1,5—6,5 *м* и более (скважины в дер Каймоново в долине р Кута, в с Шалоты на левом берегу р Аларь)

В горноскладчатых областях аллювий приурочен к узким, иногда каньонообразным долинам, выполненным грубообломочным, плохо отсортированным и слабо окатанным материалом На этой территории развиты острова многолетнемерзлых пород

В пределах Восточного Саяна воды аллювия связаны с отложениями в долинах верховьев рек Иркута, Китоя, Малой и Большой Белой, Онота, Оки, Зимы, Ии, Уды, Бирюсы, а также рек Гутара, Нерхи и др Наиболее водообильны отложения пойменной и первой надпойменной террас, из которых выходят родники с дебитом до 0,3—0,4 *л/сек* Колодцами и скважинами эти воды вскрываются на глубинах до 2,5—4,0 *м*, дебит их преимущественно 0,5—1,0 *л сек*, иногда значительно выше (см табл 10)

В Юго-Западном Прибайкалье воды аллювия связаны с мощными (до 30—80 *м*) отложениями рек Слюдянки, Похабихи, Безымянной и др (рис 31) Грунтовые воды вскрываются на глубинах от нуля до 10 *м* и дают начало многочисленным родникам с дебитом до 5—10 *л/сек*, дебит колодцев и скважин изменяется от 0,3—0,5 до 17—20 *л/сек* (см табл 10)

Таблица 10

Некоторые данные о водах в аллювиальных четвертичных отложениях

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или родника, *м* / Глубина скважины *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень *м* / Уровень появления воды *м*	Дебит *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация *г/л* (сумма ионов)	pH / Температура воды °С
3	Родник (11) в дер. Инаригда, правый берег р. Нижней Тунгуски	230	Q	Пески	21/VIII 1962	—	0,2	0,14	6,6 / —
—	Пластовый выход (1633) в 18–20 *км* выше с. Оськино, левый берег р. Нижней Тунгуски	265	Q	Пески глинистые I надпойменной террасы	24/VII 1962	—	3,5	0,23	6,5 / 5 5
67	Скважина (104), в 12 *км* северо-восточнее пос. Артемовского, правый берег руч. Гатчинского, в 4 *км* от устья	819 / 32	Q_{3-4}	Валунно-песчаные отложения	1955	0,8 / 11 0	4,2 / 2,8	0,16	7,2 / —
126	Скважина (37), в 1,2 *км* юго-восточнее пос. Мамакан, русло р. Мамакан	236 / 101,9	Q_4	Гравийно-галечные отложения	1957	0,0 / 2,1	1,2 / 1,6	0,5	—
—	Родник (106), исток руч. Андреевского, правый склон долины р. Хормы	1580	Q	Россыпь гранодиоритов	17/VII 1962	—	2,3	0,03	—
—	Скважина (В-4а) в г. Тулуне, долина р. Ии	459,5 / 10,0	Q_{3-4}	Галька, гравий с супесчаным заполнителем (до 35 %)	18/X 1963	2,6 / 2,6	3,54 / 1,97	0,24	7,5 / 3,5
302	Скважина (383), левый берег р. Белой Зимы, в 17 *км* выше устья	778,2 / 25,9	Q_4	Пески, галечники	IV 1961	0,2 / —	21,0 / 2,0	0,1	7,4 / —

–	Скважина (1-ц) в 5 км севернее с. Старый Акульшет; левый берег р. Биркосы	238,4 / 10,2	Q_{3-4}	Валунно-галечные отложения	21/VI 1962	1,84 / 1,84	12,67 / 1,0	0,24	6,4 / –
305	Скважина (290) в дер. Новолетники; долина р. Оки	495 / 50	Q_4	Пески	2/X 1956	4,2 / 4,2	1,2 / 3,8	0,48	7,6 / –
312	Скважина (10) юго-восточнее г. Зима; междуречье Оки и Зимы	454,5 / 12,2	Q_4	Песчано-гравийные и галечные отложения	30/VI 1963	2,1 / 2,1	39,5 / 1,8	0,11	7,2 / –
–	Скважина (1529) в дер. Парфеново; падь Безымянная – левый приток р. Осы	470 / 23,0	Q_4	Валунно-галечные отложения		14,0 / 14,0	4,16 / 0,1	2,18	–
362	Скважина (835) в дер. Копылово; левый берег р. Куйтуна – правый приток р. Мазурки	600 / 27,7	Q_1пп	То же	30/IX 1960	4,4 / 19,7	0,8 / 12,5	0,34	7,1 / –
–	Колодец в дер. Поморцево; долина р. Белои	450 / 5,45	Q_4	Супеси		4,5 / 4,5	0,026 / 0,5	1,07	–
–	Скважина (202) в с. Жигалово; левый берег р. Лены	417 / 54	Q_4	Гравий, галечники с песком	10/IV 1956	8,6 / 8,6	2,0 / –	0,74	–
384	Скважина (6) юго-западнее г. Ангарска; правый берег р. Китоя	427,2 / 12,8	Q_4	Галечники	4/III 1947	4,4 / 4,4	5,55 / 1,13	0,78	–
396	Скважина (1-4) на юго-западной окраине с. Хомутово; правый склон долины р. Куды	445 / 45	Q_4	Пески и валунно-галечные отложения	3/IX 1957	4,5 / 4,5	0,56 / 0,3	0,6	7,1 / –
–	Колодец (275) в пос. Алыгджер, долина р. Уды	935 / 3,8	Q_4	Пески, галечники	25/VIII 1961	3,2 / 3,2	0,5–1,0 / –	0,42	–
–	Скважина (3-Б); правый берег р. Безымянной (нижнее течение)	395,6 / 24,5	Q_4	Валуны, галечники, пески	13/X 1960	2,4 / 2,4	8,1 / 1,35	0,08	– / 8,0
	Группа родников; верховье пади Улунтуй	–	Q_4	Обломки гнейсов, мраморов, базальтов	24/VI 1960	–	10,0	0,13	8,0 / 9,0

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Жесткость, мг-экв	Источник
3	Родник (11) в дер. Инаригда; правый берег р. Нижней Тунгуски	мг/л	6,4	12,7	12,3	8,8	18,1	79,3	–	1,65	И. Н. Угланов, П. П. Петров, 1963 г.
		мг-экв/л	0,28	1,04	0,61	0,25	0,38	1,3			
		%-экв	14,5	53,9	31,6	13,0	19,6	67,4			
–	Пластовый выход (1638) в 18–20 км выше с. Оськино; левый берег р. Нижней Тунгуски	мг/л	29,1	7,3	24,0	28,4	4,0	131,2	–	1,8	М. Ф. Кузнецов и др., 1963 г.
		мг-экв/л	1,28	0,6	1,2	0,8	0,06	2,2			
		%-экв	41,5	19,5	39,0	26,0	2,6	71,4			
67	Скважина (104), в 12 км северо-восточнее пос. Артемовского; правый берег руч. Гатчинского, в 4 км от устья	мг/л	8,5	6,8	22,4	2,5	18,0	97,6	–	1,7	Е. В. Пиннекер, Л. А. Анучин, 1960 г.
		мг-экв/л	0,37	0,56	1,12	0,07	0,38	1,60			
		%-экв	18,1	27,3	54,6	3,4	18,6	78,0			
126	Скважина (37), в 1,2 км юго-восточнее пос. Мамакан; русло р. Мамакан	мг/л	67,1	5,2	62,2	Нет	88,9	278	–	3,5	Я. И. Зарубинский и др., 1960 г.
		мг-экв/л	2,91	0,41	3,1	–	1,85	4,57			
		%-экв	45,3	6,4	48,3	–	28,8	71,2			
–	Родник (106), исток руч. Андреевского; правый склон долины р. Хорпы	мг/л	Не обнаружены		8,4	4,2	6,0	12,2	–	0,42	А. А. Зайцулин, В. М. Колосницын, 1963 г.
		мг-экв/л			0,42	0,12	0,1	0,2			
		%-экв			100	28,5	23,7	47,8			
–	Скважина (В-1а) в г. Тулуне; долина р. Ия	мг/л	8,5	16,6	29,6	7,9	12,8	130,8	NH_4 0,2; Fe^{+2} 1,0	2,85	В. М. Жадан, 1961 г.
		мг-экв/л	0,37	1,37	1,48	0,2	0,27	2,8			
		%-экв	11,5	42,5	46,0	6,1	8,2	85,7			
302	Скважина (283); левый берег р. Белой Зимы, в 17 км выше устья	мг/л	9,7	3,7	11,8	7,0	6,2	61,0	–	0,9	И. И. Егоров и др., 1962 г.
		мг-экв/л	0,43	0,3	0,6	0,19	0,13	1,0			
		%-экв	32,3	23,0	44,7	14,6	9,6	75,8			
–	Скважина (1-ц) в 5 км севернее с. Старый Акульшет; левый берег р. Бирюсы	мг/л	12,9	10,1	31,9	6,6	3,7	170,8	Fe^{+3} 1,5; NH_4 0,1	2,43	Н. А. Журавель и др., 1965 г.
		мг-экв/л	0,56	0,83	1,6	0,18	0,08	2,8			
		%-экв	18,7	27,8	53,5	5,9	2,6	91,5	–		
305	Скважина (290) в дер. Новолетинки; долина р. Оки	мг/л	–	25,1	88,0	7,1	Нет	366,8	–	6,15	А. А. Фомичева, 1956 г.
		мг-экв/л	–	2,09	4,39	0,2	–	6,2			
		%-экв	–	32,0	68,0	3,3	–	96,7			

312	Скважина (10) юго-восточнее г. Зимы; междуречье Оки и Зимы	мг/л	6,7	4,8	14,6	Нет	2,9	73,5	–	1,13	И. А. Ткаченко, 1965 г.
		мг-экв/л	0,29	0,40	0,73	–	0,04	1,5			
		%-экв	20,4	28,2	51,4	–	2,9	97,1			
–	Скважина (1529) в дер. Парфеново; падь Безымянная – левый приток р. Осы	мг/л	36,1	11,3	553,1	5,5	1323	217,0	–	30,98	Я. И. Зарубинский и др., 1960 г.
		мг-экв/л	1,56	3,38	27,6	0,15	27,55	3,4			
		%-экв	4,8	10,1	84,8	0,4	88,7	10,9			
362	Скважина (835) в дер. Копылово; левый берег р. Куйтуна – правый приток р. Манзурки	мг/л	8,5	17,7	51,5	6,6	32,5	219,6		4,02	Г. А. Еремченко, Ю. Г. Вьюн, 1961 г.
		мг-экв/л	0,37	1,15	2,57	0,18	0,68	3,6	NH_4 0,9		
		%-экв	8,1	32,6	57,9	4,1	15,2	80,7			
–	Колодец в дер. Поморцево; долина р. Белой	%-экв	22,0	25,0	53	32	18,0	57,0	–	–	Р. Ф. Ивашнова и др., 1961 г.
–	Скважина (202) в с. Жигалово; левый берег р. Лены	мг/л	146,5	17,9	60,6	147,2	144,8	225,7	–	4,49	А. К. Батыров, 1956 г.
		мг-экв/л	6,37	1,47	3,02	4,15	3,01	3,70			
		%-экв	58,6	13,6	27,8	39,9	25,3	34,7			
384	Скважина (6) юго-западнее г. Ангарска; правый берег р. Китоя	мг/л	184,0	21,9	43,6	250,3	64,2	213,5	–	3,91	М. Ф. Шульгин и др., 1957 г.
		мг-экв/л	8,0	1,73	2,18	7,06	1,34	3,5			
		%-экв	67,2	14,5	18,3	59,1	11,2	29,1			
396	Скважина (Г-1) на юго-западной окраине с. Хомутово; правый склон долины р. Куды	мг/л	55,2	19,0	72,6	3,5	13,1	439,2	CO_2 1,1	5,18	С. Л. Пугач, Л. Н. Бондаренко, 1960 г.
		мг-экв/л	2,36	1,56	3,62	0,1	0,21	7,2			
		%-экв	31,3	20,7	48,0	1,4	2,8	95,8			
–	Колодец (275) в пос. Алыгжер; долина р. Уды	мг/л	2,3	4,9	98,9	21,3	10,0	280,6	Окисляемость по O_2 5,3	5,3	А. А. Зайнулин, В. М. Колосницын, 1963 г.
		мг-экв/л	0,1	0,4	4,9	0,6	0,2	4,6			
		%-экв	1,8	7,5	90,7	11,1	3,7	85,2			
–	Скважина (3-Б); правый берег р. Безымянной (нижнее течение)	мг/л	11,3	4,3	3,0	0,1	0,1	58,6	Окисляемость по O_2 2,92	0,49	И. А. Лившиц и др. 1962 г.
		мг-экв/л	0,48	0,35	0,15	0,3	0,003	0,96			
		%-экв	43,0	39,0	18,0	5,0	0,0	87,0			
	Группа родников; верховье пади Улунтуй	мг/л	2,5	4,3	34,1	3,4	1,6	94,6	NH_4 0,1; CO_2 6,05	1,56	И. А. Лившиц и др. 1961 г.
		мг-экв/л	0,11	0,35	1,21	0,1	0,03	1,55			
		%-экв	6,5	21,0	72,5	5,9	1,8	92,3			

В пределах Витимо-Патомской складчатой области воды аллювия связаны с отложениями правых притоков Лены — рек Витима и Большого Патома и их многочисленных притоков. Современные гравийно-галечные с валунами и супесчаным заполнителем породы в прибортовых частях долин проморожены (рис. 32), с приближением к реке мощность многолетнемерзлых пород постепенно уменьшается, а вблизи русла и под ним мерзлые породы полностью исчезают. Современный аллювий небольших речек (Большой Чанчик, Тахтыкан-Берикан, Аканак-Накатами, Илигирь, Большой Догалдын, Камустях; верховья р. Бодайбо и др.) часто безводен, так как полностью проморожен. Обводнены главным образом отложения поймы мощностью до 15—20 *м*

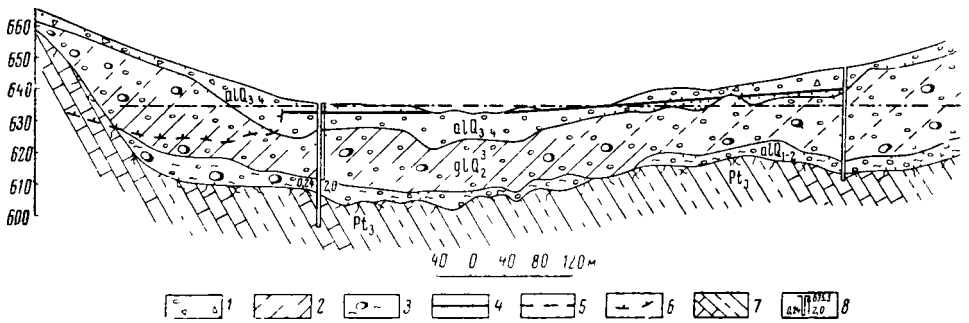


Рис. 32. Гидрогеологический разрез по долине р. Маракан у пос. Усть-Маракан (по С. А. Бойкову, О. Г. Боярскому и др., 1963 г.)

1 — современные четвертичные отложения песчано-галечные; *2* — комплекс ледниковых среднечетвертичных отложений; *3* — древние четвертичные отложения; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — пьезометрический уровень; *6* — граница распространения многолетнемерзлых пород; *7* — комплекс протерозойских отложений; *8* — скважина (стрелка указывает появление и установившийся уровень подземных вод), справа — дебит, *л/сек*, слева — минерализация, *г/л*, у стрелки абсолютная отметка устаиовившегося уровня подземных вод

(долина р. Маракана); в прируслових частях это грунтовые воды, по мере приближения к бортам долины они приобретают характер подмерзлотных напорных вод с величиной напора до 22 *м* (см. рис. 32). Дебит шурфов и скважин, пройденных в долинах речек Маракана, Энгажимо, Мамакана, Бодайбо и др., колеблется от 0,1 до 1,5 *л/сек* (см. табл. 10, точка 126). Родники, вытекающие из современных аллювиальных отложений, функционируют от конца июня до конца сентября — начала октября. Коэффициент фильтрации современных отложений в долине р. Маракана изменяется от 0,4 до 125—180 *м/сутки*, в долине р. Мамакана он составляет 30—50 *м/сутки*.

Древнечетвертичные отложения, залегающие под водоупорными ледниковыми суглинками, промороженными в бортах долин, обычно содержат напорные воды. Мощность водовмещающих пород непостоянна, преимущественно 5—8 *м*, а в долине р. Маракана (по данным С. Л. Бойкова, О. Г. Боярского и др.) достигает 25—30 *м*; местами эти породы отсутствуют. Пестрый гранулометрический состав и наличие прослоев слабо проницаемых пород обусловливают расслоение древнеаллювиальной толщи и образование нескольких водоносных прослоев. На отдельных участках по долине р. Бодайбо у пос. Артемовского, ручьев Большого и Малого Чанчика, Верхнего Аканака, где многолетняя мерзлота отсутствует, а ледниковые отложения относительно проницаемы, образуется единый мощный (до 45—50 *м*) безнапорный горизонт сложного строения (Пиннекер, 1962в).

Водообильность древнеаллювиальных отложений довольно высокая (см. табл. 10), но очень пестрая, удельный дебит скважин меняется от

0,1 до 2—3 *л/сек*. О резкой изменчивости обводненности этих отложений можно судить по максимальным притокам воды в шахты (Пиннекер, 1962а), пройденных в долинах р. Бодайбо, ручьев Гатчинского, Нижнего Аканака, Большого Чанчика, Илигира; эти притоки достигают 0,5 *л/сек* в шахту в пос. Апрельском, на правом берегу р. Бодайбо, 120—130 *л/сек* в шахту на Ленинском прииске, в долине ручья Большого Чанчика и 213 *л/сек* в шахту у пос. Октябрьского, на левом берегу р. Бодайбо.

Воды элювиально-делювиальных отложений. Обводненность элювиально-делювиальных суглинистых отложений на платформенной части области спорадична, воды приурочены к прослоям супесей и носят характер верховодки. Дебит родников (по данным Р. Ф. Иваниловой) составляет тысячные и сотые доли литра в секунду; колодцы в сухое время года повсеместно пересыхают. Водоносность элювиально-делювиальных россыпей платформенной части области, представленных грубообломочным материалом, довольно высокая. На склонах долин, в бассейне р. Анги, дебит родников периодически достигает 1,5—3,4 *л/сек*.

Более широким развитием пользуются воды элювиально-делювиальных россыпей горноскладчатых областей (по данным исследований В. Е. Путятина, Е. В. Кривошеина, А. С. Шахновского и др.). Крупнообломочные россыпи изверженных и метаморфических пород на склонах долин Восточного Саяна, в Юго-Западном Прибайкалье и в пределах Витимо-Патомской складчатой области являются аккумуляторами больших запасов воды. В летний период из россыпей вытекают родники с дебитом от 0,5—4,0 до 5—10 *л/сек* (см. табл. 10). В зимний период на склонах долин рек Витима, Мамакана, Бисяги, Тельмамы, Энгажимо и многих других, родники, вытекающие из крупнообломочных россыпей, образуют громадные наледи. Наличие многолетнемерзлых пород и большой мощности сезонно промерзающего слоя зачастую способствуют полному промерзанию вод россыпей и образованию временных родников, действующих лишь с конца мая до конца августа — начала сентября. Дебит таких родников на левом берегу рч. Луговки колеблется от 0,005 до 1,2 *л/сек*.

Воды эоловых и торфяно-болотных отложений. Эоловые отложения широко распространены в бассейнах рек Ангары, Белой, Китоя и представлены тонкозернистыми песками, супесями, суглинками общей мощностью до 25—30 *м*. Обводненность этих отложений спорадическая, не имеющая практического значения.

Торфяно-болотные образования встречаются на поймах, низких террасах и тыльных частях средних террас рек Ангары, Белой, Китоя, Оки, Ии, Бирюсы, Нижней Тунгуски, Лены и др. Мощность их невелика, обычно 0,5—3,0 *м*. Водообильность различна, но в целом низкая. Находясь в зоне сезонного промерзания, воды болотных отложений не представляют практического значения и лишь ухудшают условия строительства.

Химический состав вод четвертичных отложений весьма разнообразен, хотя в основном это пресные воды, в составе которых преобладают гидрокарбонаты кальция, реже магния или натрия. Формирование химического состава грунтовых вод находится в тесной связи с фильтрационными свойствами, степенью обводненности и промытости рыхлых отложений. Немаловажно значение наличия многолетнемерзлых пород, высотного положения четвертичных отложений, а также возможности подтока вод из дочетвертичных отложений. Хорошо промытые, высоководообильные отложения аллювия даже при наличии подтока вод повышенной минерализации, как правило, остаются пресными, при этом меняется

лишь тип воды Так, в долинах рек Лены (скв. (202) в с. Жигалово), Слюдянки, Ангары в районе пос. Макарьево, где в аллювий поступают воды кембрийских отложений, воды аллювия остаются пресными (минерализация до 0,74 *г/л*), только в некоторых случаях состав их из гидрокарбонатного кальциевого изменяется на гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый. В то же время вода из колодца в дер Поморцево (см. табл. 10) в слабо обводненных аллювиальных супесях террасы р. Белой имеет несколько повышенную (более 1 *г/л*) минерализацию, состав ее смешанный. Скважины, вскрывающие водоносный аллювий, подстилаемый гипсоносными породами верхнего кембрия в долинах небольших рек (Оса, Залари и др.), дают солоноватые сульфатные кальциевые воды (см. табл. 10, скв. (1529)) с минерализацией до 2,2—2,5 *г/л*.

В районе г. Зимы, с Харик, ст Половины, дер. Тайтурки, в аллювии на песчано-глинистых толщах юрского возраста (долины рек Зимы, Харика, Белой) часто вскрываются слабосолоноватые воды В пойменной части междуречья Ока — Зима в песчано-гравийно-галечных отложениях содержатся пресные гидрокарбонатные кальциевые воды (см. табл 10, точки 305, 312). В г. Зиме по мере удаления от р. Зимы вода становится солоноватой с минерализацией выше 1,0 *г/л*, по составу гидрокарбонатно-сульфатной магниево-кальциевой или кальциевой Повышенное содержание сульфатов в воде, вероятно, связано с поступлением воды из сернистых юрских угленосных пород (содержание серы в углях достигает 10—12%).

В четвертичных отложениях горноскладчатых областей повсеместно наблюдаются воды с минерализацией 0,03—0,4 *г/л* (см табл 10, точки 67, (106), 302, (275), (3-Б). Это объясняется близостью областей питания и очень короткими путями фильтрации.

На участках интенсивного подтока минерализованных глубинных вод и в четвертичных отложениях появляются соленые воды Так, воды торфяно-болотных отложений в долине р. Росол (правый приток р. Нижней Тунгуски) имеют минерализацию 33 *г/л*. По составу они сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые с содержанием фтора до 8 *мг/л*. В этом районе предполагается наличие разлома, по которому из больших глубин поднимаются рассолы.

В настоящее время воды аллювия широко используются для водоснабжения сел, поселков. В ближайшие годы воды аллювия можно будет использовать для водоснабжения довольно крупных населенных пунктов Разведанные и подсчитанные запасы вод аллювия междуречья Ока — Зима полностью обеспечивают потребность в воде г. Зимы. Город Тулун может быть обеспечен водами аллювия р. Ии; г. Тайшет — водами аллювия р. Бирюсы Поселки, расположенные в долинах рек горноскладчатых областей, используют подмерзлотные воды аллювия этих рек

Воды аллювия, особенно вблизи крупных населенных пунктов, иногда загрязнены, однако в большинстве случаев они пригодны для питьевого и хозяйственного водоснабжения

Особое внимание необходимо обратить на воды аллювия небольших речек с перемерзающими в зимнее время поверхностными водотоками, которые дают достаточное количество воды для водоснабжения сел, рабочих поселков и других населенных пунктов.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОГЕНА И ПАЛЕОГЕНА

Наиболее полно изучена обводненность отложений неогена, большей частью перекрывающих палеогеновые образования О водоносности последних имеются лишь единичные сведения.

В Кудинской депрессии отложения неогена и палеогена, выполняющие эрозионно-тектонические впадины, имеют разные мощности, мерзлотные характеристики и, следовательно, довольно отличные условия обводнения (табл. 11).

В северо-восточной ее части для них характерно преобладание глинистых осадков и почти повсеместное распространение многолетнемерзлых пород мощностью до 60 *м*. В окрестностях пос. Баяндай, дер. Мельзаны и др. обнаружены подземные наледи и родники, связанные с надмерзлотными и, вероятно, межмерзлотными водами. Дебит родников не превышает 1 *л/сек*.

Обводненность подмерзлотной части отложений зависит от наличия в глинистых породах прослоев и линз песков. Иногда они отсутствуют, и тогда скважины остаются безводными (например, две скважины в пос. Еленинск). Чаще таких прослоев оказывается несколько. Так, в районе пос. Баяндай — Мельзаны выявлено четыре-пять прослоев и линз песка общей мощностью 17—30 *м* при мощности пород неогена до 100 *м* Местами пески переходят в глинистые пески и глины. Протяженность одних прослоев достигает нескольких километров; другие прослеживаются на небольшие расстояния; все они обычно обводнены. Подмерзлотные воды вскрыты многочисленными скважинами на разных глубинах; иногда воды скважин фонтанируют. Водообильность отложений резко изменчива и зависит от гранулометрического состава пород, мощности водоносных прослоев и условий питания подземных вод. Коэффициенты фильтрации пород обычно невелики. Так, по данным опытных откачек в с. Покровке они составляют 0,12—0,22 *м/сутки* (Н. А. Журавель и др). Дебит скважин изменяется в пределах от долей литра до 1,0—1,5 *л/сек*. При фонтанировании нередко запасы воды в обводненном прослое довольно быстро истощаются и самоизлив прекращается (иногда уменьшение дебита связано с заилением фильтров скважин)

Среди надмерзлотных и подмерзлотных вод описываемого участка наряду с пресными гидрокарбонатными кальциевыми или натриевыми встречаются воды с минерализацией до 2 *г/л* и высоким содержанием сульфатов. В одном из родников в районе дер. Хара-Нур была встречена сульфатная натриевая вода с минерализацией 9,2 *г/л* (см. табл 11); здесь же отмечено повышенное содержание железа. Разнообразие химического состава и, в частности, наличие минерализованных вод является следствием затрудненных условий питания и водообмена, создаваемых многолетней мерзлотой и приуроченностью подземных вод к линзам и прослоям песков.

Юго-западнее, в средней части Кудинской депрессии на территории развития палеогеновых отложений (район поселков Ользоны — Усть-Ордынский) многолетняя мерзлота отсутствует, а в глинистой толще развиты более мощные и лучше выдержанные линзы и прослои песков и галечников с относительно постоянной обводненностью. Так, в пос. Ользоны до глубины 280 *м* скважинами вскрыты четыре водоносных прослоя, а в районе пос. Усть-Ордынский в этих же отложениях скважинами прослеживаются хорошо выдержанные водоносные горизонты на глубине 22—24, 30—35 *м* и др. Местами верхние водоносные прослои вскрыты речными долинами; дебит родников достигает 0,5—1,0 *л/сек*

Подземные воды описываемых отложений в средней части Кудинской депрессии преимущественно гидрокарбонатные кальциевые пресные (с минерализацией до 1 *г/л*). С увеличением глубины залегания водоносных прослоев отмечается некоторое повышение минерализации (до 1,5 *г/л*).

В юго-западном окончании Кудинской депрессии (на междуречье Куда — Оёк, в бассейне р. Комоя и др.) отложения неогена представ-

Таблица 11

Некоторые данные о подземных водах неогена и палеогена Иркутского артезианского бассейна

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скв., м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л (сумма ионов)	pH / Температура воды, °С
–	Родник (124) в дер. Мельзавы; северо-восточная часть Кудинской депрессии	720	N_1–N_2^1	Песчано-глинистые отложения	13 VIII 1958	–	0,5	0,59	7,4 / –
–	Родник (128) в 0,8 км восточнее дер. Хара-Нур; северо-восточная часть Кудинской депрессии	750	N_1–N_2^1	Глинистые песчаники	16 IX 1958	–	0,8	9,2	4,2 / 12
318	Скважина (310) в с. Покровка; водораздел р. Баяндайки и ее левого Безымянного притока; северо-восточная часть Кудинской депрессии	677 / 75	N_1–N_2^1	Пески		3,0 / 48,3	0,9 / 7,6	0,54	7,4 / –
–	Скважина (48) в пос. Ользоны; средняя часть Кудинской депрессии	655 / 400	Pg	Прослои песков и галечников в глинах	1954	3,0 / 23,5 17,0 / 62,0	0,7–0,17 / 2,1 0,1 / 53,0	1,02	6,8 / –
	То же				10 XI 1954	25 / 242	1,5 / 76	1,37	7,1 / –
–	Скважина (7-У) юго-западнее пос. Зала; юго-западная часть Кудинской депрессии	540 / 50,1	N_1–N_2^1	Пески и песчаники	9 VII 1959	10,6 / 24,2	0,56 / 5,1	0,46	7,2 / –
	Скважина (21-ТЖ), левый берег р. Анги; побережье оз. Байкал	655 / 153	N_1–N_2^1	Глины с прослоями песков	1-1 1962	+7 / 23,0	1,95 / 6,4	0,19	6,9 / –

Продолжение табл. 11

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Химический состав воды								Жесткость, мг-экв	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ - Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л		
–	Родник (124) в дер. Мельзаны, северо-восточная часть Кудинской депрессии	*мг/л*	5,9	54,3	60,2	0,2	4,4	466,3	–	7,5	И. Н. Угланов, 1958 г.
		мг-экв/л	0,24	4,47	3,03	0,006	0,09	7,64			
		%-экв	3,0	57,8	39,2	0,1	1,1	98,8			
–	Родник (128) в 0,8 км восточнее дер. Хара-Нур; северо-восточная часть Кудинской депрессии	*мг/л*	921,6	116,8	260,4	9,20	6514	–	Fe^{+3} 1362,0	22,6	Н. А. Журавель и др., 1960 г.
		мг-экв/л	40,07	9,61	12,99	0,26	135,59	–			
		%-экв	29,5	7,1	9,5	0,2	99,8	–			
348	Скважина (310) в с. Покровка, водораздел р. Баяндайки и ее левого Безымянного притока; северо-восточная часть Кудинской депрессии	*мг/л*	63,9	17,5	51,2	7,0	–	402,6	–	4,22	То же
		мг-экв/л	2,78	1,44	2,56	0,18	–	6,6			
		%-экв	41,0	21,2	37,8	2,7	–	97,3			
–	Скважина (48) в пос. Ользоны; средняя часть Кудинской депрессии	*мг/л*	117,2	44	106	24,8	322,7	402,8	–	8,88	И. Н. Угланов, 1958 г.
		мг-экв/л	5,1	3,62	5,26	0,7	6,71	6,60			
		%-экв	37,6	24,6	37,8	5,0	47,8	47,2			
	То же	*мг/л*	191,0	59,6	84,6	36,7	21,4	973,0	–	9,1	
		мг-экв/л	8,3	4,9	4,22	1,04	0,45	15,95			
		%-экв	47,4	28,1	24,5	6,0	2,5	91,5			
–	Скважина (7-У) юго-западнее пос. Зала; юго-западная часть Кудинской депрессии	*мг/л*	36,3	27	40,2	10,4	1,0	341,6	Fe^{+3} 4,5	4,19	Р. Ф. Иванилова, З. А. Хлебникова, 1960 г.
		мг-экв/л	1,58	2,22	2,0	0,29	0,02	5,6			
		%-экв	26,7	37,3	33,6	4,9	0,3	94,8			
	Скважина (21-ТЖ), левый берег р. Анги; побережье оз. Байкал	*мг/л*	16,8	7,1	23,5	7,5	4,1	134,2	–	1,75	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко, 1962 г.
		мг-экв/л	0,73	0,58	1,17	0,21	0,09	2,2			
		%-экв	29,2	23,2	46,8	8,4	3,6	88,0			

лены преобладанием песчано галечных образований с прослоями суглинков и глин Здесь, в переходной полосе к Прииркутской впадине Иркутского угленосного бассейна, линейные структуры выполаживаются и сливаются друг с другом Подземные воды свободные или слабо напорные встречаются в них обычно на уровне местного эрозионного вреза и глубже Водообильность пород сравнительно высокая и относительно постоянная по площади Дебит родников составляет 1—2 *л/сек*, а удельный дебит скважин 0,1—0,5 *л/сек* и больше Воды отличаются слабой минерализацией (0,1—0,4 *г/л*, реже до 1 *г/л*) и гидрокарбонатным кальциевым или натриевым составом На некоторых участках отложения неогена сохранились лишь на междуречьях, где они часто полностью дренированы (междуречье Куда — Оек и др)

В последние годы отложения неогена и палеогена были обнаружены в неотектонических прогибах Присаянья Здесь они имеют, видимо, достаточно широкое распространение, но обычно перекрыты мощной толщей четвертичных отложений и слабо изучены в геологическом и гидрогеологическом отношении Так же, как и в Кудинской депрессии, они представлены глинами и песками с подчиненной ролью гравийно-галечных отложений (Логачев и др , 1964) Аналогичен, вероятно, и характер их обводненности

На небольшой площади отложения неогена развиты и на западном побережье оз Байкал (район устья р Осы и северо-запад о Ольхон) Представлены они здесь плотными вязкими глинами с прослоями и линзами песков мощностью до 100 *м*, которые проморожены до глубины 30 *м* Обводненность их весьма различная Об этом свидетельствует наличие безводных скважин на о Ольхон (за исключением одной, вскрывшей воду на глубине 58 *м*) и в то же время относительно высокая производительность некоторых скважин на материке Так, скважина в устье р Осы (дер Умбуринская) вскрыла на глубине 23 *м* напорные подмерзлотные воды в разнозернистых песках

Использование подземных вод отложений неогена и палеогена в настоящее время и перспективы их дальнейшего использования на разных участках не равноценны Развиты они в хорошо освоенной, особенно в сельскохозяйственном отношении, части территории Иркутской области Вместе с тем именно здесь (бассейн р Куды, западное побережье Байкала) наблюдается острый недостаток поверхностных вод, который могут возместить только подземные воды Однако запасы их в отложениях неогена и палеогена особенно на северо востоке Кудинской депрессии и прибрежной зоны Байкала незначительны, подземные воды развиты спорадически и нередко имеют повышенную соленость Все это ограничивает возможности их использования, что усугубляется наличием многолетней мерзлоты и плывунных грунтов, усложняющих бурение и эксплуатацию скважин Поэтому во многих населенных пунктах, расположенных на площади развития этих отложений, решение вопросов водоснабжения затруднено В несколько лучшем положении находятся только населенные пункты, расположенные в средней и юго-западной частях Кудинской депрессии

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ

Воды в отложениях юрского возраста широко распространены в пределах Иркутского и Канского угленосных бассейнов, где они достаточно хорошо изучены Кроме того, на севере и северо-западе области исследованиями последних лет они обнаружены на отдельных, чаще изолированных площадях в бассейнах рек Чоны, Нижней Тунгуски, Катанги, Ангары и ее притока Муры Правда, сведения о них для этих районов весьма ограниченны

Некоторые различия в генезисе, петрографическом составе и главным образом степени изученности обусловили необходимость раздельного описания водоносности юрских отложений юго-западной, северной и северо-западной частей области.

Воды юрских отложений юго-западной части области. К Иркутскому угленосному бассейну приурочен сложный артезианский бассейн. Толща юрских отложений отличается крайней фациальной изменчивостью. Водосодержащие слабо сцементированные глинистые песчаники, трещиноватые угли и алевролиты и реже встречающиеся гравелиты и конгломераты перемежаются с водоупорными плотными аргиллитами, монолитными, слабо трещиноватыми алевролитами, а также плотно сцементированными, с известковистым или железистым цементом песчаниками. Фациальная изменчивость пород, переслаивание водопроницаемых и водоупорных пород вместе с близким к мульдообразному залеганием создают благоприятные условия для образования в них порово-пластовых и трещинно-пластовых вод. В то же время частая изменчивость пород в горизонтальном и вертикальном направлениях не позволяет выделить и описать отдельные водоносные слои и горизонты в обычном понимании. Отдельные толщи пород, мощностью до 50—100 *м* (реже более) включают ряд водоносных слоев, образуя водоносные комплексы. Такие комплексы приурочивают обычно к отдельным свитам юры (заларинской, черемховской, присаянской) или (при разведке угольных месторождений) к толщам пород, содержащим угольные пласты, а также подстилающим и перекрывающим их (водоносные комплексы: надугольный, угольный и подугольный). Отдельные водоносные слои и комплексы большей частью гидравлически связаны между собой.

Условия залегания и обводненность пород, напорность вод и другие показатели существенно отличаются в пределах платформенной и субгеосинклинальной частей бассейна (рис. 33, табл. 12).

Таблица 12

Сравнительные показатели платформенной и субгеосинклинальной частей Иркутского артезианского бассейна

Показатели	Части бассейна	
	Платформенная	Субгеосинклинальная
Максимальная мощность юрских отложений . . .	50—200 *м*	400—600 *м*
Наибольшая глубина залегания угольных пластов	50—70 *м*	350—400 *м*
Количество водоносных комплексов	1—2	3—5
Величина напора подземных вод	Безнапорные, слабо напорные	До 300—500 *м*
Наибольший удельный дебит скважин	До 0,6 *л/сек*	До 12 *л/сек*
Средние величины коэффициентов фильтрации	0,1—0,5 *м сутки*	1—5 *м сутки*

Воды платформенной части Иркутского бассейна В этой части бассейна отложения юры, имеющие небольшую мощность, приурочены к отдельным неглубоким впадинам и междуречным массивам. Водоносны отложения всех трех свит (табл 13).

Таблица 13

Воды юрских отложений платформенной части Иркутского артезианского бассейна

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины, м / Глубина скв., м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л (сумма ионов)	pH / Температура, °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты мг/л	Жесткость, мг экв	Источник
—	Скважина (20) в дер. Воробьево; левый берег р. Курзанки	518,0 / 61,2	J_1zl	Песчаники трещиноватые	—	40,0 / 40,0	—	0,64	—	мг/л	7,2	21 2	125,7	20,1	18 9	449 5	—	8,0	И С Ломоносов и др, 1959 г.
										мг-экв/л	0 31	1 75	6 25	0,56	0 39	7 37			
										%-экв	3,7	21,1	75,2	6 7	4 7	88,6			
—	Скважина (242) в г. Тулуие; левый берег р. Ии	485 / 80,0	J_1zl	То же	—	19,0 / 48,0	1,66 / 13,0	0,75	—	мг/л	64 8	33,4	93,2	0,3	1,7	555,1	—	7,3	То же
										мг-экв л	2 77	2 66	4,66	0,08	0 035	9 1			
										% экв	27 4	26,4	46,2	0,9	0,3	98 8			
—	Скважина (243) в г. Тулуне, правый берег р. Ии	440 / 64,0	J_1zl	» »	—	1,8 / 48,0	1,33 / 3,2	1,25	—	мг л	23 9	77,4	188 6	93,6	42,8	823 5	—	15,8	» »
										мг-экв л	1 04	6 36	9 4	2,64	0 89	13 4			
										%-экв	6 2	37 8	56,0	15,6	5 3	79 1			
255	Скважина (750); на левом берегу р. Азея	515,7 / 39,5	$J_{1-2}^{v}cr$	Угли, песчаники	1953	15,5 / 25,3	1,69 / 0,9	0,4	—	мг л	8 4	14,4	74,1	7,0	2 1	297 3	—	4,88	Ю П Деев и др 1954 г
										мг-экв л	0 37	1 18	3 7	0,2	0 04	5,0			
										% экв	7,0	22,6	70,4	3,8	0,9	95,3			
254	Скважина (337) в пос. Валерьяновка (Будагово - Шебертинской угольной площади); на левом склоне долины р. Ии	545.2 / 55	$J_{1-2}^{v}cr$	Песчаники и угли	—	+1,0 / 13,2	0,18 / 0,7	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ю Г Индюков, 1949 г
260	Скважина (9) в пос. Такарюн; бассейн р. Оки	550,0 / 26,2	$J_{1-2}^{v}cr$	То же	10/XII 1957	11,5 / 11,5	0,51 / 7,5	0,29	6,7 / —	мг/л	5 1	16 5	43 2	7 1	4,0	213 5	NH_4 0,6, Fe^{+2} 0,4, CO_2 36,2, окисляемость по O_2 4,80	3 51	В Ф Кауров и др, 1959 г
										мг-экв л	0 22	1,35	2 16	0,2	0 09	3,5			
										%-экв	5,8	35 7	57,1	5 3	2,1	92,6			
—	Скважина (298) в дер. Сулкет; правый берег р. Алки	480,0 / 67,2	$J_{1-2}^{v}cr$	Песчаники трещиноватые	—	22,7 / 24,6	0,96 / 1,3	2,53	—	мг/л	44 1	162,3	437 0	7 0	1353,6	530,7	—	35,2	То же
										мг-экв л	1 92	13 35	21 85	0,2	28,2	8 7			
										%-экв	5,2	36,0	58 8	0,5	76,1	23,4			
—	Скважина на ст. Харик; водораздел рек Харика и Алки	551,0 / 150,2	$J_{1-2}^{v}cr$	Песчаники	—	73,2 / 96,6	1,2 / нет	3,07	—	мг/л	238,2	204,5	440 0	17,2	1533,0	634,4	—	38,9	» »
										мг-экв/л	10 36	16,8	22 1	0 48	31 9	10 4			
										%-экв	21,1	34 2	44,7	1,1	74,6	24,3			
—	Скважина (187) в дер. Дуленово; левый берег р. Харика	500 / 56	$J_{1-2}^{v}cr$	Песчаники с прослоями угля	1956	10,4 / 13,4	1,42 / 4,5	2,0	—	мг/л	96 4	183,2	195 2	6,8	916 8	610,0	—	25,0	» »
										мг-экв л	4 19	15 ?	9 77	0 19	19,0	10,0			
										%-экв	14 4	52 1	33,5	0,7	65,1	34,2			
263	Скважина (207) в 3 км юго-восточнее пос. Трактовое; Ия-Окинское междуречье	550,2 / 15,1	J_2ps	Песчаники с прослоями алевролита	10/VIII 1957	8,2 / 12,2	0,21 / 5,3	0,44	6,6 / —	мг/л	7,8	26 1	64,4	3,5	Следы	341,6	CO_2 22,0 окисляемость по O_2 6,0	5,36	» »
										мг-экв л	0,34	2 14	3,22	0 1	—	5,6			
										% экв	6,0	37 5	56,5	1,8	—	98,2			
—	Скважина (132) в с. Апраксино; Ия-Окинское междуречье	485 / 50,5	J_2ps	Песчаники, алевролиты	5/VII 1955	17,2 / 22,0	1,36 / 7,20	0,53	6,7 / —	мг л	18,6	57,4	31,4	10,2	9,6	402,6	CO_2 17,6, NH_4 0,7	6,29	В А. Брянский, 1956 г.
										мг-экв/л	0,81	4,72	1,57	0,29	0,2	6,6			
										%-экв	11,4	66,5	22,1	4,1	2,8	93,1			

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины, *м* / Глубина скв., *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л* (сумма ионов)	pH / Температура °С
—	Скважина (М-52-Г) в 7,5—8 *км* западнее с. Мугун	558,6 / 80,2	$J_2 ps$	Песчаники среднезернистые	21 IV 1962	5,0 / 27,2	2,86 / 4,88	0,44	7,4 / —
—	То же	558,6 / 80,2	$J_{1-2}^{v} cr$	Угли с прослоем песчаника	8 V 1962	10,75 / 53,6	1,08 / 16,05	0,38	7,8 / 3,5
264	Скважина (408) в 1,8 *км* северо-западнее пос Куйтун; водораздел р. Алки и Харика	510 / 55	$J_2 ps$	Песчаники	25/VI 1957	9,4 / 9,4	0,12 / 6,0	0,3	6,7 / —
—	То же	510 / 55	$J_{1-2}^{v} cr$	"	24/VI 1957	33,2 / 36,3	0,16 / 7,3	2,4	6,7 / —
308	Скважина (204) в дер. Муруй; правый берег р. Залари	520 / 36,4	$J_{1-2} cr$	Песчаники и угли	13 II 1958	10,0 / 10,0	1,23 / 0,6	0,46	7,2 / —
320	Скважина (633) на левом берегу р. Ангары	559,3 / 34,6	$J_{1-2}^{v} cr$	Песчаники	1958	11,7 / 11,7	2,61 / 8,5	0,54	7,4 / —
331	Скважина (318) на левом берегу р. Ангары	560 / 51,3	$J_{1-2}^{v} cr$	Песчаники и угли	2 VIII 1952	18,9 / 18,9	0,46 / 2,5	0,91	7,8 / —
379	Скважина (852) в дер. Кочериково; левый берег р. Ангары	485 / 23,1	$J_1 zl$	Песчаники	11/III 1957	1,8 / 12,3	0,8 / 11,9	1,45	—

Песчаники присаянской свиты имеют здесь ограниченное распространение и незначительную мощность. Точную границу между присаянской и нижележащей черемховской свитами провести не представляется возможным, так как они залегают согласно и не отличаются по петрографическому составу. Воды в них встречаются на отдельных участках в северо-западной части, на водоразделах рек Ия — Ока, Ия — Уда, (см. рис. 33) и на северо-востоке, в бассейне р. Балея. Область питания вод присаянской свиты совпадает с областью их распространения, область стока приурочена к долинам рек и падей. В связи с этим они залегают на разных глубинах: на междуречьях воды вскрываются на глубинах от 8—12 до 30 *м*. На склонах долин и в падях они дают начало родникам, выходящим на отметках 500—600 *м*. Дебит родников обычно

Продолжение табл 13

Химический состав воды								Жесткость, *мг-экв*	Источник
Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*		
мг/л	7,4	18,5	70,6	4,2	0,8	335,1	—	5,04	Н. А. Скрипко, И. Е. Миков, 1962 г.
мг-экв/л	0,32	1,52	3,52	0,12	0,02	5,22			
%-экв	6,0	28,0	66,0	2,0	0,4	97,6			
мг/л	9,2	18,5	56,5	2,8	5,8	286,5	—	4,32	То же
мг-экв/л	0,4	1,52	2,8	0,08	0,12	4,7			
%-экв	8,5	32,2	59,3	1,7	2,5	95,8			
мг/л	0,7	23,1	46,8	14,4	98,0	122,0	NH_4 1,5;	4,23	В. Ф. Кауров и др., 1959 г.
мг-экв/л	0,03	1,89	2,34	0,4	2,04	2,0	Fe^{+2} 1,80;		
%-экв	0,7	42,8	52,9	9,0	45,9	45,1	CO_2 52,8; окисляемость по O_2 5,6		
мг л	62,3	109,9	468,4	10,7	1340,5	427,0	CO_2 88,0;	32,43	То же
мг-экв л	2,71	9,01	23,42	0,3	27,93	7,0	Fe^{+2} 0,3;		
%-экв	7,7	25,6	66,5	0,8	79,30	19,9	NH_4 1,5		
мг/л	28,5	15,2	67,6	9,0	10,0	329,4	—	4,63	В. В. Куренной, 1959 г.
мг-экв л	1,24	1,25	3,38	0,26	0,21	5,4			
%-экв	21,1	21,3	57,6	4,4	3,6	92,0			
мг/л	57,5	3,1	81,7	3,2	—	396,9	—	4,34	С. К. Кацияев и др., 1960 г.
мг-экв л	2,46	0,26	4,08	0,09	—	6,5			
%-экв	36,2	3,8	60,0	1,3	—	98,7			
мг/л	46,7	62,2	93,5	5,0	20,6	686,3	CO_2 св. 4,4;	9,77	То же
мг-экв/л	2,03	5,11	4,66	0,14	0,42	11,24	SiO_2 17;		
%-экв	17,2	43,2	39,6	1,2	3,5	95,3	Al_2O_3 7		
мг/л	193,7	107,8	6,1	66,1	118,4	853,1	NO_3 69	11,92	Е. В. Пиннекер и др., 1958 г.
мг-экв л	8,42	8.87	3,05	1,86	2,47	14,9			
%-экв	41,4	43,7	14,9	9,1	12,1	73,2			

не превышает десятых долей литра в секунду. Удельный дебит скважин колеблется от сотых до десятых долей литра в секунду. Коэффициент фильтрации пород присаянской свиты не превышает 0,6—0,7 *м/сутки* (табл. 14).

Черемховская свита представлена перемежающимися слоями глинистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и пластами угля. Всю толщу пород черемховской свиты можно рассматривать как сложный водоносный комплекс, содержащий в зависимости от литологического состава и трещиноватости пород различное количество обводненных слоев. Более или менее выдержанные водоносные слои (горизонты) прослеживаются на сравнительно небольших площадях — в несколько десятков квадратных километров. Наиболее обводнены пласты угля, как наиболее пори-

Таблица 14

Водопроницаемость (коэффициенты фильтрации) юрских отложений Иркутского артезианского бассейна

Местоположение и номер скважины по первоисточнику	Водовмещающие породы		Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Источник
	Литология	Возраст		
Платформенная часть бассейна				
Скв. (789), правый берег р. Азеи, в 3 *км* юго-западнее пос. Нюра	Песчаники	J_2ps	0,66	Ю. П. Деев и др., 1954 г.
Скв. (635), левый берег р. Ангары, севернее г. Черемхово	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	1,75	С. К. Кацияев и др., 1960 г.
Скв. (2657), левый берег р. Ангары, севернее г. Черемхово	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	0,15	То же
Скв. (1102-г), правый берег р. Оки, у пос. Кордон	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	1,1	Б Ф. Кукуруза, 1961 г.
Скв. (664), междуречье Ангары и Залари, южнее пос. Головинского	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	3,3	С. К. Кацияев и др., 1960 г.
Скв. (152), там же	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	0,30	То же
Скв. (750), левый берег рч. Азей	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	6,84	Ю. П. Деев и др., 1954 г.
Скв. (830), правый берег рч. Азей, с. Листвянка	Песчаники	$J_{1-2}cr$	0,51	То же
Субгеосинклинальная часть бассейна				
Скв. (306), междуречье Ангары и Куды, дер. Тихонова Падь	Песчаники	J_2ps	7,2	Я. И. Зарубинский, 1962 г.
Скв. (Г-409-II), там же	Песчаники	J_2ps	5,96	То же
Скв. (Г-409-I), там же	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	0,3	„ „
Скв. (Г-409), там же	Песчаники	J_1zl	0,02	„ „
Скв. (381), междуречье Белой и Китоя, пос. Арансахой	Песчаники	J_2ps	2,06	Л. И. Слащева, 1956 г.
Скв. (V-10), правый берег р. Ушаковки, в 7 *км* выше впадения в Ангару	Песчаники	J_2ps	34,0	Л. А. Сироткин и др., 1964 г.
Скв. (723), правый берег р. Тагны, в 3 *км* севернее Новометелкино	Песчаники	J_2ps	6,96	Н. Г. Компаниец, Я. И. Зарубинский, 1959 г.
Скв. (723), там же	Песчаники, уголь	$J_{1-2}^{v}cr$	0,15	То же
Скв. (588), правый берег р. Тагны, в 1 *км* севернее с. Новометелкино	Песчаники, алевролиты	J_1zl	0,002	„ „
Скв. (I-Г) в дер. Черемшанке	Конгломераты	J_1zl	18,7	„ „

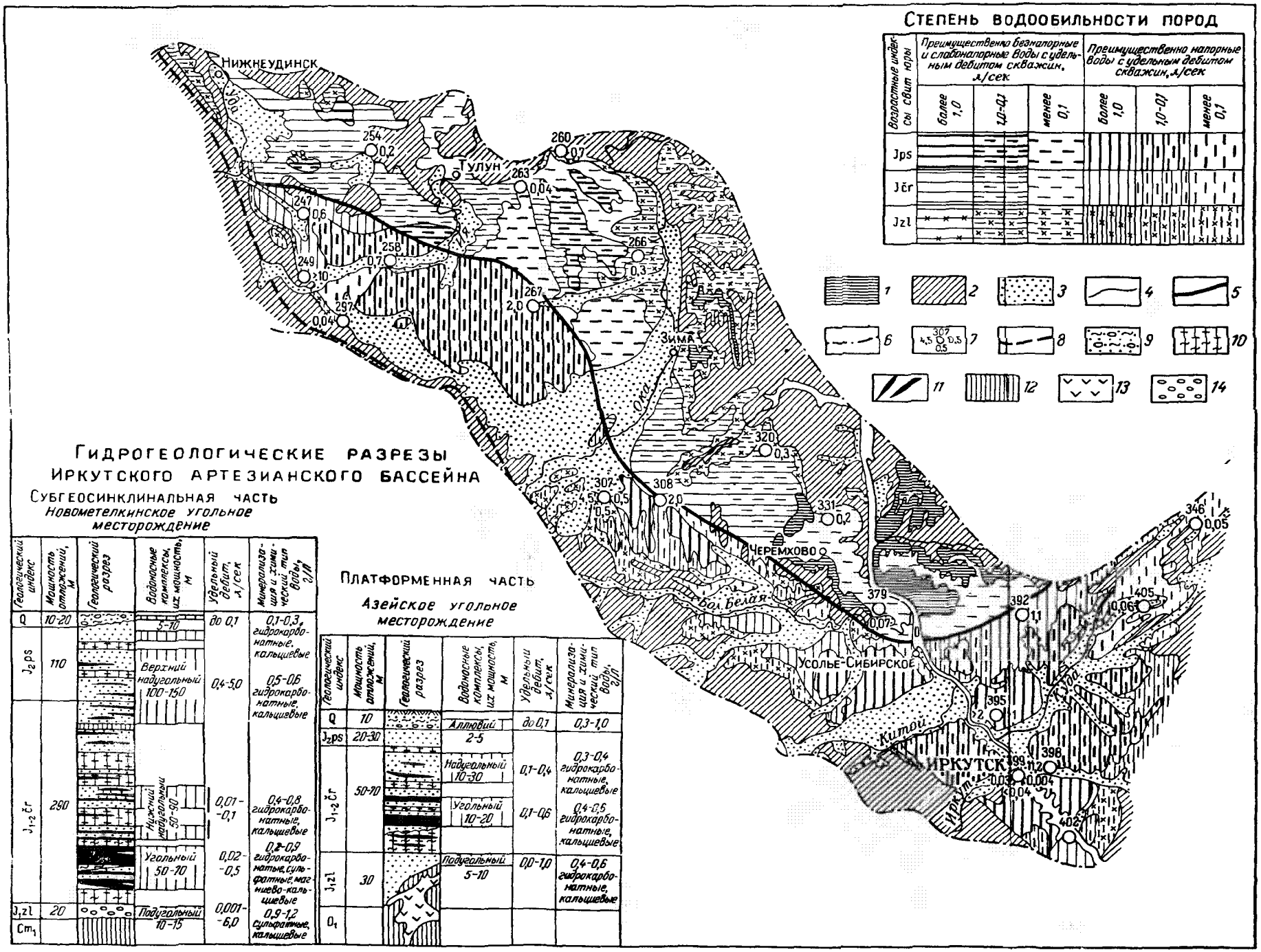


Рис. 33. Карта водообильности юрских отложений Иркутского артезианского бассейна. Составил Я. И. Зарубинский, 1965 г.

На карте: *1* — безводные породы юры; *2* — комплекс доюрских отложений; *3* — комплекс пород, перекрывающих отложения юрского возраста; *4* — стратиграфические контакты; *5* — граница, разделяющая платформенную и субгеосинклинальную области Иркутского артезианского бассейна; *6* — граница Иркутского артезианского бассейна; *7* — опорные скважины: сверху — номер скважины по гидрогеологической карте; слева — удельный дебит для присаянской свиты, *л/сек*, справа — для черемховской, внизу — для заларинской свиты; *8* — линии тектонических нарушений. На разрезах: *9* — суглинки, супеси, пески, талечник; *10* — аргиллиты, алевролиты; *11* — уголь; *12* — подстилающие породы; *13* — траппы; *14* — конгломераты

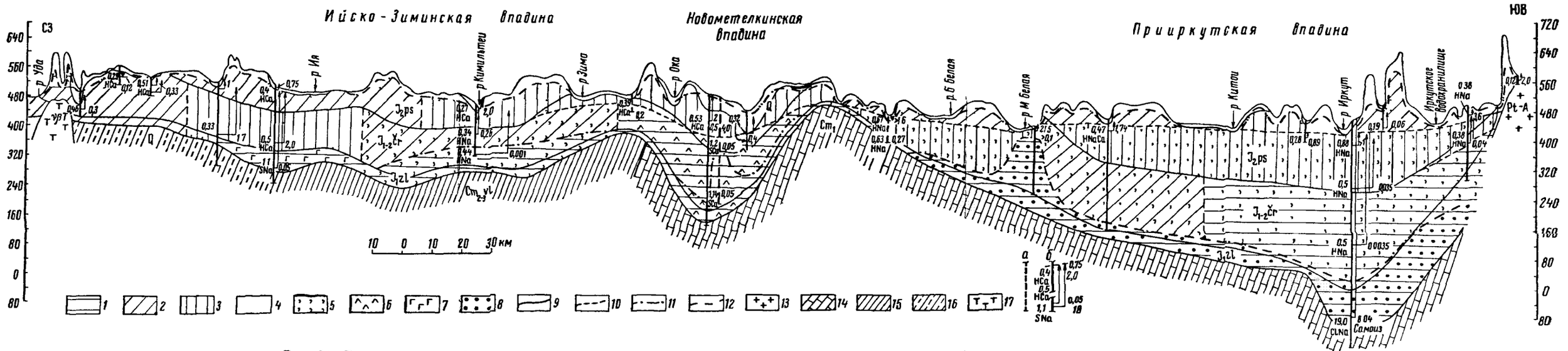


Рис 34 Гидрогеохимический разрез через Присаянские впадины Иркутского артезианского бассейна Составил Я И Зарубинский, 1965 г.

Удельный дебит скважин *1* — менее 0 1 *л/сек*, *2* — 0,1—1,0 *л/сек*, *3* — более 1 *л/сек*, *4* — гидрокарбонатные кальциевые воды (HCa), *5* — гидрокарбонатные натриевые воды (HNa), *6* — сульфатные кальциевые и магниевые воды (SCa), *7* — сульфатные натриевые воды (SNa), *8* — хлоридные натриевые воды (ClNa) Границы *9* — стратиграфические, *10* — различной водообильности пород, *11* — глубин распространения пресных вод, *12* — пьезометрического уровня подземных вод юрских отложений Комплекс пород *13* — архея и протерозоя *14* — нижнего кембрия, *15* — среднего — верхнего кембрия, *16* — ордовика, *17* — триаса (траппы), *18* — скважина а) вне разреза, б) по линии разреза, слева — *минерализация, г/л, и индекс химического состава воды*, справа стрелками показана глубина появления и установившийся уроень воды, цифра у стрелок — удельный дебит скважины, *л/сек* Примечание Рельф фундамента юрских отложений нанесен на разрез по соответствующей карте составленной Е М Кощеевым и Л Ф Ковшовой в 1962 г

стые и трещиноватые; менее водообильны песчаники; алевролиты практически безводны. Для пород черемховской свиты выявлена общая закономерность — увеличение водообильности по мере продвижения от водораздельных возвышенностей (как местных областей питания) в сторону падей, долин рек и речек (как мест разгрузки).

Подземные воды (свободные или слабо напорные) вскрываются на возвышенных площадях на глубинах до 50—60 и даже 100 *м* (на ст. Харик); в долинах рек и падях эти воды часто выходят на дневную поверхность, образуя заболоченности, мочажины и мелкие родники с суммарным дебитом грунтовых выходов до 2—3 *л/сек* Дебит скважин изменяется от десятых долей до 2,5—3,0 *л/сек*, но преимущественно составляет 0,8—1,2 *л/сек*; удельный дебит скважин лишь в редких случаях достигает 1—1,5 *л/сек*.

Фильтрационные свойства пород черемховской свиты в зависимости от литологического состава пород и трещиноватости меняются в широких пределах (табл. 14). Коэффициент фильтрации обычно не превышает 1 *м/сутки*, но иногда повышается до 2—3 и даже до 7 *м/сутки*.

Породы заларинской свиты имеют наибольшее площадное распространение на территории платформенной части Иркутского бассейна, но мощность их редко превышает 10—20 *м*. Представляя собой продукт выветривания и переотложения подстилающих палеозойских карбонатных и терригенных отложений, эти породы отличаются исключительной изменчивостью литологического состава. Так, в районе Черемхово — Ноты они представлены каолиновыми конгломератами («брекчиями»), которые являются прекрасным водоупором, отделяющим воды юрских отложений от вод в нижележащих породах нижнего кембрия Северо-западнее — в районе пос. Залари, городов Зимы и Тулуна развиты различные песчаники. Подземные воды в них (см. табл. 13) вскрываются на глубинах от нескольких до 40—50 *м* и более. В местах залегания пород заларинской свиты неглубоко от поверхности к ним приурочены грунтовые воды. С погружением водовмещающих пород воды в них приобретают напорные свойства. Дебит скважин только в редких случаях достигает 3 *л/сек* и более (скв. 1166-г на Азейском месторождении, при понижении 6,65 *м* дебит 7,85 *л/сек*), обычно он ниже, удельный дебит колеблется от сотых и тысячных долей до 0,1—0,5 *л/сек*.

В северо-западной части бассейна в неглубоких впадинах с мульдообразным залеганием пород образуются небольшие местные артезианские бассейны (например, Азейского и Мугунского угольных месторождений), где воды приобретают небольшой (до 10—30 *м*) напор

По химическому составу воды юрских отложений платформенной части Иркутского артезианского бассейна преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые с общей минерализацией 0,3—0,9 *г/л*. С увеличением глубины залегания водоносных комплексов наблюдается постепенное повышение минерализации. Своеобразный химический состав подземных вод всех свит юры, отмеченный в ряде работ (Ломоносов и др., 1959; Ткачук, Пиннекер, 1959), характерен для районов ст. Харик, пос. Куйтун и др. Здесь подземные воды с повышенной минерализацией (до 2—3 *г/л*), сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатные переменного катионного состава (см табл. 13)

Природные условия питания и разгрузки вод юрских отложений платформенной части бассейна определяют небольшие их запасы; эти воды не могут представить интереса для организации крупных водозаборов, а при эксплуатации месторождений полезных ископаемых (главным образом угольных) они не дают больших притоков в горные выработки.

Между платформенной и субгеосинклинальной частями Иркутского бассейна наблюдается как бы переходная зона, в пределах которой постепенно исчезают признаки, характерные для платформенной части, и появляются черты, свойственные субгеосинклинальной части бассейна; по обводненности юрских отложений, их фильтрационным свойствам и вертикальной гидрохимической зональности переходная зона приближается к субгеосинклинальной части бассейна

Воды субгеосинклинальной части Иркутского артезианского бассейна. В пределах этой территории выделяется несколько структурных впадин (рис. 34), из которых каждая представляет собой самостоятельный местный артезианский бассейн с водоносными горизонтами в отложениях всех свит юры (табл. 15). Наиболее крупная из них — Прииркутская впадина охватывает почти всю восточную часть бассейна. Ее северо-восточным продолжением является Кудинская впадина, а к северо-западу, вдоль Восточного Саяна, протягивается система впадин: Ныгдинско-Голуметская, Новометелкинская, Ийско-Зиминская, Шебертинская. Каждому из этих бассейнов присущи свои условия питания, движения, разгрузки и химического состава подземных вод, описанные в ряде работ (Угланов, 1958; Пиннекер, 1958, Ткачук, Пиннекер, 1959 и др.).

По всей субгеосинклинальной части бассейна широко распространены обводненные (см. рис. 33) песчаники присаянской свиты, мощность которых местами достигает 140—160 *м*. Значительной обводненностью отличаются рыхлые, слабо сцементированные песчаники, особенно в зоне интенсивного их выветривания. В толще пород присаянской свиты выделяется от одного (Кудинская впадина) до трех (Прииркутская впадина) водоносных горизонтов, объединяемых нами в один водоносный комплекс. В Прииркутской впадине этот комплекс прослежен по многим скважинам и родникам, дебит последних не превышает 1,0—1,5 *л/сек*. Дебит скважин колеблется от 0,5—1,0 до 12—18 *л/сек*.

Усиленные поиски источников водоснабжения для г Иркутска, проведенные в последние годы, позволили выявить ряд перспективных водоносных горизонтов в присаянской свите. Так, по данным Б. М. Шенькмана (Сироткин и др., 1964 г.), скважины, пройденные в долине р. Ушаковки, вскрыли до четырех водоносных горизонтов на глубинах от 17—25 до 100—125 и даже 200 *м*. Наиболее водообильны водоносные горизонты на глубинах до 125 *м*; при сравнительно небольших понижениях (1—5 *м*) они дают 13—68 *л/сек* воды; удельный дебит 5—14 *л/сек*.

В северо-восточной и западной частях Прииркутской, Новометелкинской и Ийско-Зиминской впадин многие скважины фонтанируют. Глубина вскрытия напорных вод от 12—30 до 110—150 *м*; величина напора достигает 100—150 *м*. Дебит фонтанирующих скважин 12—16 *л/сек*.

В широких пределах изменяются и фильтрационные свойства пород присаянской свиты (см табл. 14); наиболее высокие значения коэффициента фильтрации (6—7 *м/сутки*) связаны с верхней зоной наиболее пористых и трещиноватых песчаников присаянской свиты.

В отложениях черемховской свиты, распространенных повсеместно, выделяется («Подземные воды Иркутского угленосного бассейна» и др.) от одного до трех-четырех водоносных горизонтов, содержащих преимущественно высоконапорные воды. Водоносными являются главным образом песчаники и угли, на периферии бассейнов выходящие из-под четвертичного покрова, а в центральной части залегающие под мощной толщей отложений присаянской свиты. Водообильность пород черемховской свиты довольно значительна (рис. 35, табл 15).

В Кудинской впадине, где мощность последних невелика, воды черемховской свиты вскрывают на глубинах 30—40 *м* и более. В Прииркутской, Новометелкинской и Ийско-Зиминской впадинах воды залегают на глубинах 130—150 *м* и более. Скважина в центральной части Прииркутской впадины (территория физиотерапевтического санатория) в г. Иркутске вскрыла их на глубине 335 *м*. На окраинах бассейнов с породами черемховской свиты связаны безнапорные или слабо напорные воды; по мере погружения отложений величина напора возрастает, достигая 200—300 *м*. От периферии к центру бассейнов возрастает и водообильность пород. Вместе с тем выявляется закономерное уменьшение водообильности пород по вертикали (см. табл. 15, *точка 676*).

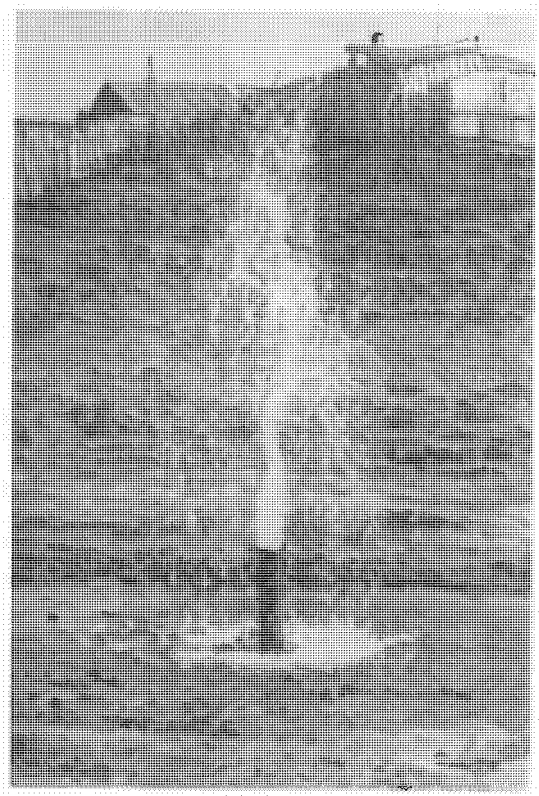


Рис 35 Скважина, фонтанирующая (пульсирующая) из отложений юрского возраста, у г Шелехово Фото Ф Н. Лещикова, 1959 г.

В пределах Новометелкинского артезианского бассейна удельный дебит скважин, вскрывших верхние горизонты, достигает 2—4 и даже 6 *л/сек*, а для нижних горизонтов он обычно не превышает 0,01—0,06 *л/сек*. На юго-западном крыле этого бассейна, где под четвертичный покров выходят только нижние горизонты черемховской свиты, удельный дебит скважин колеблется около *0,03—0,06 л/сек*.

Среди отложений заларинской свиты водоносны песчаники и конгломераты, разделенные водоупорными глинами, аргиллитами и алевролитами. По окраинам отдельных бассейнов и в ядрах антиклинальных складок в Кудинской впадине, где эти отложения выходят под четвертичный покров, воды вскрываются на глубине до 20—40 *м*. Здесь воды безнапорные в пониженных участках рельефа дают начало родникам с дебитом обычно до 1 *л/сек*. В районах погружения отложений приуроченные к ним подземные воды становятся напорными; в центральной части артезианских бассейнов напор достигает нескольких сотен метров. Так, в Новометелкинском бассейне воды описываемых отложений залегают на глубинах 35—250 *м* и более, в Прииркутском бассейне, в районе деревень Тихонова Падь и Московской — на глубине 200—400 *м*, а на территории Иркутского ФТС на глубине свыше 500 *м*. Величина напора вод существенно меняется от нескольких метров на периферии до 300—500 *м* в центральной его части; например, в Прииркутском бассейне некоторые скважины фонтанируют с напором до 18,5 *м* над устьем скважины.

Таблица 15

Воды юрских отложений субгеосинклинальной части Иркутского артезианского бассейна

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины, м / Глубина скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит л/сек / Понижение м	Минерализация, г/л (сумма ионов)	pH / Температура воды °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Жесткость, мг-экв	Источник
Прииркутская впадина																			
383	Скважина (С-13) в пос. Арансахой, левый берег р Хайты, правый приток р Белой	451 / 292,6	$J_2 ps$	Песчаники	1/VIII 1953	+1,15 / 20,7	2,0 / 1,15	0,36	—	мг/л	46	8,8	38,3	13,7	Нет	259,2	—	2,62	Л. И. Слащева, 1956 г.
										мг-экв/л	2,0	0,72	1,9	0,39	—	4,25			
										%-экв	43,2	15,6	41,2	8,4	—	91,6			
398	Скважина (У-32), правый берег р Ушаковки, в 12—13 км выше впадения в р Ангару	498,4 / 31,0	$J_2 ps$	Конгломераты, песчаники	1963	13,5 / 17,9	5,6 / 0,4	0,27	7,1 / 4,0	мг/л	20,2	8,4	35,5	7,5	6,0	189,1	NH_4 0,8; Fe^{+2} 1,2; SiO_2 12	2,46	А. А. Сироткин и др., 1964 г.
										мг-экв/л	0,88	0,69	1,77	0,21	0,13	3,1			
										%-экв	25,6	20,1	51,4	6,1	3,8	90,1			
—	То же	498,4 / 160	$J_2 ps$	Песчаники	Июль 1963	10,5 / 125,4	10,6 / 6,3	0,3	7,4 / 6,0	мг/л	47,4	3,5	27,8	10,7	3,0	207,4	—	1,68	То же
										мг-экв/л	2,06	0.29	1,38	0,3	0,06	3,4			
										%-экв	55,2	7,8	37,0	8,0	1,6	90,4			
—	Скважина (У-10), правый берег р. Ушаковки, в 7,2 км выше впадения в р Ангару	461,6 / 73,6	$J_2 ps$	„	3/VI 1963	2,15 / 25,0	68,0 / 4,9	0,34	7,1 / 5,5	мг/л	17,8	11,2	52,5	7,10	3,0	250,1	Fe^{+3} 0,4; NH_4 0,3	3,54	„ „
										мг-экв л	0,78	0,92	2,62	0,20	0,06	4,10			
										%-экв	17,9	21,1	60,1	4,6	1,4	94,0			
—	*Скважина (110);* г. Иркутск, территория ФТС, правый берег р Иркута	460 / 750,8	$J_2 ps$	*Алевролит с* прослоями песчаников и углей	6/IV 1955	35,2 / 65,0	0,57 / нет	0,9	7,6 / 4,0	мг/л	235,5	6,6	15,4	50,9	43,9	533,3	—	1,31	П. А. Шувалов, 1956 г.
										мг-экв/л	10,24	0,54	0,77	1,44	0,91	9,2			
										%-экв	88,7	4,7	6,6	12,5	7,9	79,6			
—	То же	460 / 750,8	$J_2 ps$	Переслаивание маломощных прослоев алевролита и песчаника	16/IX 1955	42 / 169,6	0,3 / 8,6	0,5	—	мг л	152,0	Нет	4,6	37,3	37,9	267,8	Fe^{+2} 11,2; Al^{+3} 55,1	0,23	То же
										мг-экв/л	6,6	—	0,23	1,05	0,79	5,0			
										%-экв	96,6	—	3,4	15,4	11,6	73,0			
—	„ „	460 / 750,8	$J_{1-2}^{v} cr$	Песчаники	10 X 1955	27 / 335	0,095 / 27,1	0,50	7,5 / —	мг/л	148,4	3,7	7,7	105,3	51,4	189,1	—	0,68	„ „
										мг-экв/л	6,45	0,3	0,38	2,97	1,07	3,1			
										%-экв	90,5	4,2	5,3	41,6	15,0	43,4			
—	„ „	460 / 750,8	$J_1 zl$	Конгломераты	21/I 1956	самоизлив 526 3	0,04 / самоизлив	34,28	— / 8,0	мг/л	11 128	392,2	1 049,8	18 188	3 403,5	91,5	K 24 Br 01	84,65	П. А. Шувалов, 1956 г.
										мг-экв/л	490	32,26	52,39	512,9	70,86	1,5			
										%-экв	85,1	5,7	9,2	87,5	12,1	0,4			
—	Скважина (С-10) в дер Середкино, левый берег р Белой	432,9 / 60,0	$J_{1-2}^{v} cr$	Песчаники и конгломераты	1948	+3 3 / 47,7	1,6 / самоизлив	10,24		мг/л	2 811	244	550,5	4 700	1 720	213,5	—	47,6	Ю. П. Деев, О. Г. Румянцева, 1949 г.
										мг-экв л	122,3	20,1	27,5	132,6	35,8	3,5			
										%-экв	72,0	11,8	16,2	77,2	20,8	2,0			
Куднинская впадина																			
—	Скважина (И-114) в 2,2 км ЮЗ улуса Олой, днище пади Ирсай-Гол (бассейн р Куды)	— / 77,3	$J_{1-2}^{v} cr$	Трещиноватые углистые алевролиты	7 V 1963	+5,2 / 25,1	3,0 / 5,0	2,0	6,9 / —	мг/л	131,1	170,8	190,0	21,3	960,0	524,6	—	23,5	Ю. Г. Вьюн, 1964 г.
										мг-экв/л	5,7	14,0	9,5	0,6	20,0	8,6			
										%-экв	19,5	48,0	32,5	2,0	68,5	29,5			

Продолж. табл. 15

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины, м / Глубина скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л (сумма ионов)	pH / Температура воды, °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Жесткость, мг-экв	Источник
395	Скважина (С-1) в дер Московская, правый берег р. Куды	452,8 / 467,2	$J_2 ps$	Песчаники с пропластками угля	—	+ 8,7 / 65,1	16,0 / фонтан	0,43	—	мг/л	107,9	0,4	28,4	111,5	10,7	170,8	—	1,45	Ю. П. Деев, О. Г. Румянцева, 1949 г.
										мг-экв/л	4,69	0,03	1,42	3,14	0,22	2,80			
										%-экв	76,4	0,5	23,1	50,9	3,6	45,5			
	То же			Конгломераты с прослоями песчаников	—	+ 18,5 / 406,7	8,0 / фонтан	20,9	—	мг/л	6 334,2	—	362,7	2 555	10 561	109,8	—	18,06	То же
										мг-экв/л	271,5	—	18,06	72,05	209,39	1,8			
										%-экв	93,8	—	6,2	25,5	73,8	0,7			
405	Скважина (БП-31) в пос. Халтуровском, правый берег р. Орды — левый приток р. Куды	601,9 / 433,2	$J_2 ps$	Песчаники	21 VIII 1956	+6,5 / 162,5	0,36 / 6,5	1,25	7,4 / —	мг/л	321,9	11,6	45,1	13,0	614	247	—	3,20	Е. К. Васильева, 1956 г.
										мг-экв/л	14,0	0,95	2,25	0,37	12,78	4,05			
										%-экв	81,4	5,5	13,1	2,0	74,4	23,6			
—	Скважина (Г-409) западнее дер. Тихонова Падь, правый берег р. Ангары	438,4 / 136	$J_2 ps$	„	11/VIII 1958	7,6 / —	12,4 / 2,48	0,31	7,0 / —	мг/л	63,0	6,4	17,6	11,4	3,7	210,5	—	1,41	Е. К. Васильева, Т. Д. Шульгина, 1960 г.
										мг-экв/л	2,74	0,53	0,88	0,32	0,08	3,45			
										%-экв	66	12,8	21,2	7,8	1,9	83,1			
—	То же	438,4 / 209	J_{1-2} v cr	Песчаники, алевролиты, угли	6/VII 1959	10,1 / —	2,67 / 18,0	1,23	7,2 / —	мг/л	328,2	14,1	80,6	319	84,9	402,6	Сероводород (запах)	5,18	То же
										мг-экв/л	14,27	1,16	4,02	9,0	3,85	6,6			
										%-экв	73,5	5,8	20,7	46,3	19,7	34,0			
—	„ „	438,4 / 218,1	$J_1 zl$	Песчаники	4 IX 1959	9,1 / 217	0,05 / 22,0	1,40	7,0 / —	мг/л	436,5	4,5	62,0	530	261,4	106,8	—	3,46	„ „
										мг-экв/л	18,98	0,37	3,09	14,95	5,44	1,75			
										%-экв	85,0	1,2	13,8	67,5	24,6	7,9			
	Новометелкинская впадина																		
307	Скважина (783); правый берег. р Тагны	547,6 / 101,0	J_{1-2} v cr	Песчаники, алевролиты	2 VII 1957	23,3 / 42,7	1,9 / 2,0	0,33	—	мг/л	6,0	21,0	47,0	3,4	1,0	256,0	—	4,06	Н. А. Попова и др, 1959 г.
										мг-экв/л	0,26	1,72	2,34	0,1	0,02	4,2			
										%-экв	6,0	54,2	39,8	2,4	0,4	97,2			
—	Скважина (588) севернее дер. Новометелкино; правый берег р. Тагны	532,9 / 100,0	J_{1-2} v cr	Песчаники	27/XII 1957	13,4 / 46,0	5,5 / 4,4	0,34	—	мг/л	8,0	2,1	52,2	5,1	9,8	264,5	—	4,33	То же
										мг-экв/л	0,35	1,73	2,6	0,14	0,21	4,33			
										%-экв	8,0	36,4	55,6	3	4,4	92,6			
—	То же	532,9 / 280,1	$J_1 zl$	„	27 V 1958	12,1 / 249,9	0,02 / 16,9	0,91	—	мг/л	27,0	63,8	139,4	8,5	488,6	186,0	—	12,2	„ „
										мг-экв/л	1,27	5,28	6,95	0,24	10,2	3,0			
										%-экв	9,5	38,9	51,6	1,8	75,6	22,6			
—	Скважина (676) севернее дер. Дагник, правый берег р Тагны	545,6 / 144,0	J_{1-2} v cr	Алевролиты с прослоями песчаников и углей	29 X 1955	20,0 / 41,6	7,06 / 1,75	0,52	—	мг/л	37,5	17,2	72,1	7,2	19,3	370,2	—	5,02	„ „
										мг-экв/л	1,63	1,42	3,60	0,20	0,40	6,05			
										%-экв	24,5	21,4	54,1	3,0	6,0	91,0			
—	То же	545,6 / 270,5	J_{1-2} v cr	Угли, песчаники	26/I 1956	21,4 / 146,0	0,61 / 12,7	1,2	—	мг/л	80,2	50,5	212,2	11,8	533,8	313,7	—	13,1	„ „
										мг-экв/л	3,49	2,51	10,59	0,33	11,12	5,14			
										%-экв	21,1	15,1	63,8	2,0	67,0	31,0			
—	„ „	545,6 / 324,7	J_{1-2} v cr	Песчаники, алевролиты	28 V 1957	20,4 / 265,0	0,56 / 10,95	1,1	—	мг/л	80,0	26,6	194,0	7,1	463,1	342,1	—	11,87	„ „
										мг-экв/л	3,48	2,19	9,68	0,2	9,64	5,60			
										%-экв	22,6	14,2	63,2	1,3	62,4	36,3			
—	Скважина (1-г) в дер. Черемшанке, правый берег р Тагны	575,0 / 71,4	$J_1 zl$	Конгломераты	5 X 1957	15,97 / 37,8	7,65 / 1,29	0,33	—	мг/л	11,8	11,8	63,1	5,1	136,6	104,2	—	4,13	„ „
										мг-экв/л	0,51	0,98	3,15	0,14	2,85	1,67			
										%-экв	10,5	21,5	68,0	3,0	60,9	36,1			

Водообильность пород определяется главным образом их гранулометрическим составом. Так, скважины в деревнях Черемшанке, Московской, вскрывшие воды в конгломератах, характеризуются удельными дебитами до 6 *л/сек*.

На большей части территории Иркутского бассейна заларинская свита представлена тонкозернистыми разновидностями осадочных пород, водообильность которых очень низка (см. рис. 33, табл. 15) — удельный дебит скважин редко достигает сотых долей литра в секунду. На многих участках отложения заларинской свиты практически безводны.

Условия питания водоносных комплексов различных свит юры субгеосинклинальной части бассейна несколько отличны. Обращает на себя внимание высокая напорность и водообильность пород присаянской свиты. Даже при вскрытии вод на небольшой глубине (до 30—40 *м*) дебит при фонтанировании, нередко достигающий 11—16 *л/сек*, продолжается годами. Поэтому трудно объяснить пополнение запасов поступлением атмосферных осадков в области их питания. Очевидно, в питании вод присаянской свиты принимают участие и воды нижележащих горизонтов юры (главным образом черемховской свиты), область питания которых располагается на более высоких отметках. В пополнении вод юрских горизонтов принимают некоторое участие воды нижележащих кембрийских соленосных отложений. Об этом свидетельствуют повышенная (до 20—35 *г/л*) минерализация и сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый состав вод заларинской свиты в отдельных пунктах (табл. 15).

Разгрузка вод юрских отложений происходит в основном в долинах рек. Общее направление движения вод ориентировано от окаймляющих бассейн хребтов в сторону внутреннего поля Иркутского бассейна

Питание нижних водоносных горизонтов происходит в краевых частях мульд (артезианских бассейнов), а верхних — по всей площади их распространения.

По химическому составу и минерализации воды юрских отложений субгеосинклинальной части Иркутского артезианского бассейна довольно разнообразны. Общей закономерностью является постепенное увеличение минерализации сверху вниз, с одновременным изменением состава воды от гидрокарбонатного кальциевого через сульфатный кальциевый или магниевый к хлоридному натриевому (см. рис. 34). Особое место занимают довольно широко распространенные гидрокарбонатные натриевые воды. Мощность зоны пресных вод колеблется в пределах от 10—20 до 200—350 *м*, независимо от возраста водовмещающих пород

В отложениях присаянской свиты развиты преимущественно пресные воды с минерализацией 0,2—0,5 *г/л*, по составу гидрокарбонатные, различного катионного состава. Иногда на сравнительно небольших глубинах (около 20 *м*) в них вскрываются и слабо солоноватые воды. Так, в районе с. Смоленщины, на глубине 21 *м* вскрыты воды с минерализацией 4,4 *г/л*, в пос. Халтуровском — сульфатные натриевые воды с минерализацией 1,25 *г/л*, а в с. Щукино на глубине 116,9 *м* — вода с минерализацией 3,4 *г/л* хлоридного натриевого состава. Такие аномальные участки связаны в основном с подтоком высокоминерализованных вод нижнего кембрия по ослабленным зонам (дизъюнктивные нарушения, сводовые части антиклинальных поднятий).

Воды в отложениях черемховской свиты также большей частью пресные (с минерализацией от 0,1 до 1 *г/л*), по составу гидрокарбонатные, реже хлоридно- или сульфатно-гидрокарбонатные магниево- и натриево-кальциевые; в долине р. Ии, вблизи пос. Усть-Кирей, встречены гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Встречаются солоноватые воды (с минерализацией до 4 и даже до 10 *г/л*)

преимущественно хлоридного состава (пос. Боково на правом берегу р. Ангары, глубина 175 *м*; дер. Середкино, глубина 47,7 *м*). В дер. Ользоны на глубине 48 *м* вскрыты гидрокарбонатно-сульфатные, кальциево-магниевые воды с минерализацией 2,4 *г/л*.

В противоположность этому в породах заларинской свиты лишь в верхних зонах развиты пресные воды (обычно воды родников) гидрокарбонатного или смешанного анионного состава кальциево- и магниево-натриевые. Уже на небольшой глубине в них вскрываются слабо соленые, а глубже и соленые хлоридные натриевые воды (территория Иркутского ФТС, на глубине 526 *м* минерализация 34 *г/л*; дер. Московщина, на глубине 407 *м* минерализация 21 *г/л*; дер. Ирель, на глубине 73,5 *м* минерализация 8,8 *г/л*). Нередко на значительных глубинах встречаются хлоридно-натриевые воды с очень небольшой минерализацией (скважины в устье р. Малой Ирети, глубина 178 *м*, минерализация 1,25 *г/л*; дер. Тихонова Падь, глубина 418 *м*, минерализация 1,4 *г/л*). Такие широкие пределы изменений минерализации и состава вод отложений заларинской свиты объясняются не только их залеганием и литологическими особенностями пород, но глубиной и условиями подтока нижележащих высокоминерализованных вод карбонатных и соленосных пород нижнего кембрия.

Для толщи юры субгеосинклинальной части бассейна довольно четко устанавливаются три гидрохимические зоны: 1) гидрокарбонатных магниево-кальциевых вод; 2) гидрокарбонатных натриевых вод; 3) хлоридных натриевых вод. В Кудинском и Новометелкинском бассейнах место гидрокарбонатных натриевых вод занимают сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые, кальциево-магниевые и натриевые воды. Верхние две зоны в Прииркутской впадине содержат пресные воды. В Кудинской и Новометелкинской впадинах в средней зоне наряду с пресными встречаются слабо солоноватые воды с минерализацией до 2 *г/л* К нижней зоне, имеющей наибольшую мощность, приурочены солоноватые и соленые воды с минерализацией до 20—35 *г/л*

В газовом составе гидрохимических зон также можно установить определенную закономерность. Так, в водах верхней зоны Прииркутской впадины, по данным Б. М. Шенькмана, преобладают азот (81%), углекислый газ (8,3—10,3%) и свободный кислород (8,5—10,1%), отсутствуют метан и угарный газ. Во второй зоне появляется метан (до 4,5%) и уменьшается содержание углекислого газа и свободного кислорода. В нижней зоне преобладающими в газовом составе вод являются метан (87—97%) и азот (до 10%).

Воды юрских отложений северной и западной частей области. Юрские отложения в этой части области приурочены к отдельным впадинам, каждая из которых представляет обособленный бассейн артезианских вод (табл. 16).

На левобережье р. Бирюсы юрские отложения слагают восточную окраину Канского угленосного бассейна и представлены двумя свитами — нижней, переяславской и верхней, камалинской. Здесь выделяются два водоносных горизонта. Первый приурочен к низам камалинской свиты, второй — к низам переяславской свиты. Интенсивная изрезанность территории, сравнительно небольшая мощность юрских отложений (суммарная мощность не превышает 120 *м*) и глинистый состав пород определяют слабую их обводненность.

На возвышенных участках воды камалинской свиты залегают на глубине до 65 *м*; на склонах долин они вскрываются колодцами на глубине 0,7—3,5 *м*. В основании склонов наблюдаются многочисленные родники с дебитом до 0,05—0,06 *л/сек*; немногим больше приток в колодцы (0,07—0,09 *л/сек*). Слабая обводненность пород камалинской

Таблица 16

Воды юрских отложений северо-западной части Иркутской области

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скв., *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л* (сумма ионов)	pH / Температура воды, °C	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Жесткость, *мг-экв*	Источник
Канский артезианский бассейн																		
131	Скважина (99) в с. Верхний Ужет; левый берег р. Бирюсы	345 / 80	J_1pr	Песчаники	1956	14,0 / 2,64	1,11 / —	0,47	—	*мг/л*	7,1	19,2	81,6	6,3	4,1	347,7	5,65	С. А. Вартаньян, 1956 г.
										мг-экв л	0,31	1,58	4,07	0,18	0,08	5,69		
										%-экв	5,2	26,5	68,3	3,0	1,3	95,7		
—	Скважина (Т-1) в 1 *км* северо-западнее дер. Красный Октябрь; левый берег р. Бирюсы	388,4 / 66	J_2km+J_1pr	Песчаники мелкозернистые на известково-глинистом цементе	7/VII 1961	2,5 / 0,42	0,56 / 2,5	0,84	6,9 / 4,0	*мг/л*	167,1	8,8	49,4	31,9	8,0	573,4	3,16	Н. А. Журавель и др., 1965 г.
										мг-экв л	7,26	0,7	2,46	0,90	0,17	9,4		
										%-экв	69,7	6,7	23,6	8,6	1,6	89,8		
Мурский артезианский бассейн																		
81	Родник (63) в 14,7 *км* юго-юго-западнее дер. Бидея, левый склон долины р. Муры	225	$J_1\overset{v}{cj}$	Песчаники тонкозернистые	20 IX 1961	—	0,3	0,48	— / 3,0	*мг л*	16,8	26,7	64,8	2,6	4,0	366,0	5,43	И. Н. Угланов и др., 1962 г.
										мг-экв/л	0,73	2,19	3,24	0,08	0,08	6,0		
										%-экв	11,8	35,6	52,6	1,3	1,3	97,4		
Тунгусский артезианский бассейн																		
14	Родник (115) у дер Анкула; правый берег р. Нижней Тунгуски	258	$J_1\overset{v}{cj}$	Песчаники	13 VII 1962	—	8—10	0,29	6,6 / 0,0	*мг л*	24,4	16,5	27,0	11,0	3,0	207,0	2,7	И. Н. Угланов, П. Н. Петров, 1963 г.
										мг-экв л	1,06	1,35	1,35	0,3	0,06	3,4		
										%-экв	28,2	35,9	35,9	7,9	1 6	90,5		
18	Родник (124) на левом склоне долины р. Ягон	290	$J_1\overset{v}{cj}$	„	12/VII 1962	—	0,2	0,09	6,0 / —	*мг л*	3,2	7,0	10.0	8,6	—	61,1	1,1	То же
										мг-экв л	0,14	0,6	0,5	0,24	—	1,0		
										%-экв	11,2	48,4	40,4	19,3	—	80,7		
19	Родник (123) на правом берегу р Тетеи; в 8 *км* выше устья р. Турульма	278	$J_1\overset{v}{cj}$	„	12/VII 1962	—	20	0,42	7,0 / 4,0	*мг/л*	128,9	1,5	5,0	121.0	—	15,9	0,4	„ „
										мг-экв/л	5,6	0,15	0,25	3,4	—	2,6		
										%-экв	93,4	2,4	4,2	56,6	—	43,4		

свиты отмечена и при откачках из скважин в селах Верхний Ужет и Красный Октябрь.

В районе пос. Урало-Ключи ряд лет действовала угольная шахта; по данным наблюдений А. И. Боровского, приток воды в шахту в январе — мае 1950 г. не превышал 15—18 $м^3/час$.

На Чуно-Бирюсинском междуречье юрские отложения представлены переяславской свитой. Высокое положение в рельефе (нижняя граница юры установлена на отметках 380—400 *м*) и глинистый состав пород обусловливают их слабую обводненность или практическую безводность

Воды Канского артезианского бассейна пресные (минерализация до 0,5—0,8 *г/л*), гидрокарбонатные натриевые.

В Мурском артезианском бассейне, очень слабо изученном, выделен один водоносный комплекс, водоупором которого являются массивные песчаники, лежащие на абсолютных высотах 220—260 *м*. На этом уровне водоносный комплекс дренируется многочисленными нисходящими родниками, дебит которых колеблется от 0,1—0,3 до 1,0—1,5 *л/сек*. Выше эрозионного вреза р. Муры возможно есть еще несколько водоносных горизонтов межпластовых вод. Мульдообразное строение бассейна и переслаивание водоупорных и водопроницаемых пород ниже вреза р. Муры, по мнению И. Н. Угланова, создают благоприятные условия для образования напорных вод. Подземные воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые.

В бассейне р. Нижней Тунгуски развиты нижнеюрские отложения, представленные чайкинской свитой. Водовмещающие слабо сцементированные песчаники, конгломераты, трещиноватые углисто-глинистые сланцы и маломощные пласты угля переслаиваются с водонепроницаемыми монолитными песчаниками и алевролитами, слагающими юго-восточную окраину Тунгусского артезианского бассейна. Этот бассейн изучен очень слабо, и водоносность юрских отложений характеризуется лишь по данным маршрутных исследований М. Ф. Кузнецова, Я. И. Зарубинского, И. Н. Угланова и др. вдоль р. Нижней Тунгуски и ее наиболее крупных притоков. На этой территории распространена мощная (до 50—80 *м* и более) толща многолетнемерзлых пород, определившая разделение подземных вод на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды залегают в деятельном слое небольшой мощности, главным образом на склонах и возвышенных участках междуречий, где четвертичный покров имеет минимальную мощность. Надмерзлотные воды образуют небольшие родники с дебитом до 0,1—0,2 *л/сек*, а в верховьях речек — заболоченности, мочажины.

Межмерзлотные воды на отдельных участках образуют интенсивные потоки. Так, летом 1962 г. был обследован родник, вытекающий из трещины в песчаниках на правом берегу р. Нижней Тунгуски, у дер. Анкулы (см. табл. 16, точка 14). Трещина расположена почти горизонтально, ширина ее до 10—12 *см* и видимая длина до 1,5 *м*. Обрывистый склон, образовавшийся вследствие обвала пород, сложен мерзлыми средне- и мелкозернистыми песчаниками. Дебит источника достигает 8—10 *л/сек*, температура воды 0°.

К подмерзлотным можно предположительно отнести мощные выходы подземных вод в долине р. Тетеи (левый приток р. Нижней Тунгуски). На правом берегу р. Тетеи наблюдаются групповые выходы вод юрских отложений на уровне уреза р. Тетея и непосредственно в русле. Суммарный дебит отдельных групп источников доходит до 10—20 *л/сек*, температура воды от 1,5—2,0 до 4°.

Воды юрских отложений Тунгусского артезианского бассейна пресные. При этом прослеживается закономерное повышение общей минерализации от 0,09 *г/л* для надмерзлотных вод до 0,42 *г/л* для подмерзлотных. В химическом составе воды также наблюдаются изменения: надмерзлотные воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, межмерзлотные гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые, а подмерзлотные — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ТРИАСА

Обводненность отложений нижнего триаса изучена еще слабо. Кроме данных И. Н Угланова и П. Н. Петрова, произведших рекогносцировочные обследования в бассейне р. Нижней Тунгуски, имеются ограниченные сведения по отдельным водопунктам.

Туфогенные образования триаса характеризуются фациальной литологической изменчивостью (туфобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты и др.) и интенсивной трещиноватостью; они пронизаны многочисленными жилами, дайками и пластовыми интрузиями траппов. Это определяет возможность накопления в туфогенной толще подземных вод трещинного и пластово-трещинного типов. Ввиду широкого распространения на севере области многолетней мерзлоты подземные воды отчетливо разделяются здесь на надмерзлотные, подмерзлотные и воды таликов.

Наиболее распространены надмерзлотные сезонно промерзающие воды. Они развиты в пределах деятельного слоя там, где рыхлые четвертичные отложения отсутствуют или мощность их меньше глубины сезонного протаивания. Выходы надмерзлотных вод на поверхность обычно наблюдаются на обрывистых участках склонов речных долин, сложенных туфогенными образованиями. Воды смачивают стенки обнажений или образуют струи с дебитом до 0,1—0,2 *л/сек* (см. табл. 17, родник (79) и др.). Осенью такие скальные обнажения иногда покрываются коркой льда и ледяными натеками. Надмерзлотные сезонно промерзающие воды нередко дренируются падями; на таких участках тальвеги их заболочены, а во второй половине лета, при активном таянии сезонной мерзлоты, в них появляются небольшие прерывистые водотоки.

Реже в туфогенных отложениях триаса наблюдаются надмерзлотные непромерзающие воды. Примером их может быть родник, вытекающий из трещин туфобрекчий в 6 *м* над урезом воды русла р. Нижней Тунгуски (см. табл. 17, родник 8). Туфобрекчии слагают здесь цоколь одной из террас и перекрыты слоем песчано-глинистых отложений. Глубина сезонного промерзания невелика, и сезонная мерзлота не сливается с многолетней. Надмерзлотные воды по пескам и трещинам туфобрекчий фильтруются в направлении русла Нижней Тунгуски.

По химическому составу надмерзлотные воды туфогенных отложений преимущественно гидрокарбонатные магниево-кальциевые или натриевые с минерализацией меньше 0,5 и часто даже меньше 0,1 *г/л*.

Большой интерес представляют выходы подземных вод, которые можно отнести к подмерзлотным. Два из них в бассейне р. Малой Еремы (группа родников Негидякит и в районе оз. Сеган) (табл. 17, родники 15, 16) были известны с 50-х годов; еще четыре выявлены позднее (один в долине р. Тетеи, три — значительно севернее, в правобережной части бассейна р. Нижней Тунгуски, в долинах рек Могды и Дегдаликана). Все эти родники находятся в глубоко врезанных речных долинах и приурочены к скальным обнажениям туфобрекчий, осложненных тектоническими трещинами; выходы воды в виде рассредоточенных или концентрированных струй наблюдаются на протяжении нескольких сотен метров. Суммарный дебит отдельных групп родников достигает десятков и даже сотен литров в секунду. Для вод этих родников характерны малая минерализация (0,3—0,5 *г/л*) и частое преобладание в составе ионов хлоридов и натрия; наблюдается некоторое повышение температур воды с увеличением дебита родников (см. табл. 17).

Все это позволяет рассматривать описанные родники как выходы подмерзлотных вод, формирующихся в вулканогенных и, возможно, в лежащих ниже терригенных образованиях триаса. Вне области распространения многолетней мерзлоты в условиях активного водообмена — это пресные воды обычно гидрокарбонатного натриевого состава. В условиях распространения многолетней мерзлоты водообмен становится относительно затрудненным. Это ведет к повышению роли в формировании химического состава хлоридных натриевых рассолов из кембрийских отложений (типа рассолов непских внутриплатформенных структур), которые поступают в подмерзлотную зону по глубоким тектоническим разломам. В результате подтока соленых хлоридных натриевых вод пресные напорные воды под толщей многолетней мерзлоты приобретают гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав, что подтверждается многими фактами, а также экспериментальными работами (Балашов, 1961). Подмерзлотные воды выходят на поверхность обычно по зонам тектонической трещиноватости, а не по глубоким тектониче-

Таблица 17

Некоторые данные о подземных водах нижнего триаса тунгусского артезианского бассейна
(по данным И Н Угланова и П. Н. Петрова, 1963 г.)

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка выхода родника, *м*	Литология водовмещающих пород	Характер родника	Дата отбора пробы	Дебит *л/сек*	Минерализация *г/л* (сумма ионов)	pH / Температура воды, °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг-экв*
1	Родник (5) в долине р. Нижней Тунгуски, в районе устья р Онгоя	210	Туфобрекчии	Нисходящий надмерзлотный перемерзающий	—	0,1	0,08	7,0 / 0,5	*мг/л*	1,6	3,0	15,0	3,5	8,0	49,0		1,0
									мг-экв л	0,07	0,25	0,75	0,1	0,17	0,8		
									%-экв	6,6	23,4	70,0	9,3	15,9	74,8		
4	Родник (21) в долине р Могды — правого притока р Нижней Туигуски	240	Туфобрекчии и туфоагломераты	Восходящий подмерзлотный рассредоточенный	18 VIII 1962	180	0,30	7,4 / 6,5	*мг л*	85,8	2,6	9,2	91,3	1,6	109,8	F 0,36	0,67
									мг-экв л	3,73	0,21	0,46	2,57	0,03	1,8		
									%-экв	84,9	4,7	10,4	58,3	0,7	41,0		
—	Родник (24) в долине р Могды в районе устья Первой Могды	230	То же	То же	18 VIII 1962	80	0,3	7,4 / 5,0	*мг/л*	81,9	3,1	8,2	76,9	Следы	125,0		0,66
									мг-экв/л	3,56	0,25	0,41	2,17	—	2,05		
									%-экв	84,4	5,9	9,7	51,3	—	48,7		
5	Родник (32) на правом склоне долины р Нижней Тунгуски, в верховье р Дегдаликан	260	„ „	„ „	17 VIII 1962	20	0,5	7,0 / 4,0	*мг/л*	153,4	6,0	11,0	185,0	25,0	122,0	Fe^{+2} 0,3	1,05
									мг-экв л	6,67	0,5	0,55	5,2	0,52	2,0		
									%-экв	86,4	6,5	7,1	67,4	6,7	25,9		
—	Родник (79) в долине р Ловрушинской Умотки, правого притока р Нижней Тунгуски, в 3 *км* от устья	330	Туфобрекчии	„ „	28 VII 1962	0,2	0,07	7,0 / 0,2	*мг/л*	1,1	5,0	10,0	11,0	2,0	37,0	F 0,28; Fe^{+2} 0,8	0,9
									мг-экв/л	0,05	0,4	0,5	0,3	0,05	0,6		
									%-экв	5,26	42,2	52,6	31,5	5,26	63,2		
8	Родник (69) у пос Бугоркан; долина р Нижней Туигуски	250	Туфобрекчии, перекрытые песками	Нисходящий надмерзлотный, не перемерзающий	31 VIII 1962	0,4	0,23	7,5 / 1,0	*мг/л*	13,8	10,0	32,0	7,0	Следы	171,0	F 0,24; Fe^{+3} 0,5	2,4
									мг-экв/л	0,6	0,8	1,6	0,2	—	2,8		
									%-экв	20,1	26,6	53,3	6,6	—	93,4		
9	Родник (85) на правом склоне р Нижней Тунгуски, в 5 *км* ниже заимки Аян	250	Туфопесчаники	Нисходящий таликовой зоны, рассредоточенный	28 VII 1962	80	0,22	7,0 / 6,0	*мг/л*	52,0	4,0	4,0	5,0	Следы	159,0	F 0,24; Fe^{+2} 0,5	0,5
									мг-экв л	2,26	0,3	0,2	0,16	—	2,6		
									%-экв	82,0	10,8	7,2	5,8	—	94,2		
—	Родник (122) в долине р Тетея, в 5 *км* от устья	278	Песчаники	Нисходящий таликовой зоны, рассредоточенный	12/VII 1962	10	0,56	7,0 / 2,0	*мг л*	162,0	2,0	10,0	114,0	Следы	268,1	—	0,7
									мг-экв/л	7,06	0,2	0,5	3,2	—	4,56		
									%-экв	91,0	2,6	6,4	41,2	—	58,8		
11	Родник (100) в долине р Нижней Тунгуски, в 0,7 *км* ниже зверофермы Ярманга	255	Пепловые туфы и агломераты	То же	27/VII 1962	120	0,5	6,5 / 6,0	*мг/л*	149,3	3,2	14,1	163,0	28,5	140,0	F 0,24	1,0
									мг-экв л	6,49	0,25	0,73	4,6	0,59	2,3		
									%-экв	86,7	3,6	9,7	61,5	7,7	30,8		
15	Группа родников (246) на левом берегу р Малой Еремы, в 0,51 *км* от устья р Хаихты	350	Туфопесчаники	Восходящий подмерзлотный рассредоточенный	20 VIII 1953	< 2000	0,22	—	*мг л*	61,9	1,1	5,3	41,3	2,7	106,7	—	0,35
									мг-экв л	2,67	0,09	0,26	1,16	0,05	1,8		
									%-экв	88,4	2,9	8,7	38,6	1,8	59,6		

ским разломам, что отличает их от выходов соленых и солоноватых хлоридных натриевых вод из кембрийских отложений.

В южной части площади своего развития, вблизи южной границы преимущественно сплошного распространения многолетней мерзлоты, отложения триаса промерзжены не повсеместно. В долине р. Нижней Тунгуски и в прилегающей к ней полосе, а также в долинах ее крупных притоков (Тетея и др.) развиты довольно большие талики. Здесь наблюдаются нисходящие рассредоточенные малодебитные струи из трещин туфогенных отложений на уровне эрозионного вреза. Концентрированные выходы с дебитом 1—2 *л/сек* встречаются редко. Суммарный дебит таких родников исчисляется иногда десятками литров в секунду (см. табл. 17, родники 9, 11 и др.). От надмерзлотных эти воды отличаются меньшей загрязненностью и повышенными расходами родников, а от подмерзлотных тем, что родники не связаны с линейно вытянутыми зонами тектонической трещиноватости, а также гидрокарбонатным натриевым составом. В некоторых случаях в химическом составе вод таликов отмечаются повышенные содержания хлора, что приближает их по составу к подмерзлотным и указывает на активное участие этих вод в питании вод таликовых зон.

Очевидно, есть целая серия переходов от подмерзлотных вод зон тектонической трещиноватости к водам таликов. В качестве примера можно указать группу родников в долине р. Нижней Тунгуски в районе зверофермы Ярманга. Родники приурочены к относительно небольшому по площади талику в пределах так называемой «Трубки взрыва» и находятся в условиях, благоприятных для смешивания пресных гидрокарбонатных натриевых вод с подмерзлотными водами, также пресными, но хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного состава и соленными глубинными. В результате здесь выходит группа пресных (разубоженных) гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод с суммарным дебитом более 120 *л/сек*.

При хозяйственном освоении территорий подмерзлотные воды и воды таликов могут быть хорошими источниками водоснабжения. Из надмерзлотных вод практически использовать в целях водоснабжения возможно лишь сезонно непромерзающие воды.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И КАРБОНА

Отложения перми и карбона занимают обширные пространства на севере Иркутской области в бассейнах среднего течения р. Ангары и верхнего течения р. Нижней Тунгуски. Вблизи южной границы своего распространения они выходят на поверхность, а севернее перекрыты позднейшими осадками. Обводненность отложений неравномерна и изучена слабо. Некоторые сведения о подземных водах имеются в настоящее время по территории Чуно-Мурского междуречья долины р. Ангары и низовьев Илима и долины р. Нижней Тунгуски. Однако их недостаточно для общей характеристики обводненности пород по площади, не говоря уже о раздельном описании вод пермских и карбоновых отложений.

В северо-западной части области преимущественное распространение имеют отложения карбона. На Чуно-Мурском междуречье они слагают крыло Мурской впадины. Здесь с водами этих отложений связаны нисходящие родники. Водовмещающими породами являются плотные, но трещиноватые плитчатые песчаники. Родники выходят в долинах рек и верховьях падей, но не всегда на уровне эрозионного вреза. Это указывает на присутствие в толще отложений достаточно выдержанного водоупорного слоя, залегание которого подчинено общему характеру

структуры. (Абсолютные отметки мест выходов родников изменяются в пределах 370—330 *м* и уменьшаются в направлении внутреннего поля впадины). Над этим водоупором формируется водоносный горизонт с подземными водами трещинно-пластового типа. Дебит родников изменяется от долей литра до 1—1,5 *л/сек* (табл. 18, точки 77, 84), воды гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые; минерализация их не превышает 0,5 *г/л*.

Во внутренней части Мурской впадины, где водовмещающие породы карбона перекрыты мезозойскими осадками, можно предполагать наличие уже на относительно небольших глубинах напорных вод с более высокой минерализацией (данные И. Н. Угланова и др.).

В долине р. Ангары и бассейне р. Илима среди отложений перми и карбона преобладают алевролиты и песчаники с пластовыми залежами траппов мощностью до 40—50 *м* (данные бурения в долине р. Ангары), играющими роль водоупоров. В результате формируется несколько достаточно хорошо выдержанных водоносных горизонтов с водами трещинно-пластового типа. С ними связаны многочисленные родники с дебитом до 1—1,5 *л/сек* (преимущественно 0,4—0,5 *л/сек*). Скважины в долине р. Ангары вскрыли водоносные горизонты на глубинах от нескольких до 100 *м* и более. Обычно воды имеют напорный характер и иногда самоизливаются из скважин (см. табл. 18, родник 91, скв. 42, 43, 89). На небольших глубинах воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые. По мере погружения водоносных горизонтов, особенно под траповыми залежами, минерализация их увеличивается; они становятся солоноватыми и солеными. В скважине в устье р. Тушамы на глубине 44 *м* вскрыта гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридная натриевая вода с минерализацией 1,3 *г/л*.

В южной части бассейна р. Нижней Тунгуски отложения перми и карбона образуют сплошное поле; обводненность их неравномерна. На южных окраинах бассейна (левобережье р. Непы на участке пос. Ика-Аян и др.) родники из этих отложений отсутствуют. Это объясняется, возможно, тем, что пермокарбоновые отложения подстилаются здесь хорошо водопроницаемыми породами кембрия. Наибольшей обводненностью отличаются отложения, вскрытые долиной р. Нижней Тунгуски на отрезке примерно от дер. Жданово до дер. Лужки и несколько ниже *по течению*, т. е. уже на значительном удалении от области питания. Водовмещающие породы — преимущественно песчаники, иногда слабо цементированные галечники; подстилают их траппы. В обнажениях на контакте с траппами на абсолютных отметках около 300 *м* наблюдаются многочисленные родники рассредоточенного типа. Они прослеживаются на сотни метров (правый берег р. Нижней Тунгуски в районе Ждановского порога и др.). Дебит отдельных струй составляет от десятых долей до 10 *л/сек* и более, а суммарный дебит ориентировочно оценивается сотнями литров (см. табл. 18, родники 2, 23, 26, 33). Вышележащие породы ввиду отсутствия выдержанных водоупоров, видимо, обводнены очень слабо. Редкие водопроявления (дебиты 0,2—0,5 *л/сек*) зафиксированы в низовьях р. Малой Еремы и в долине р. Нижней Тунгуски несколько ниже пос. Ербогачен и связаны с довольно монотонной толщей плитчатых песчаников.

Севернее поля сплошного распространения осадки пермокарбона погружаются под юрские и туфогенные триасовые образования; обводненность их здесь не изучена. На поверхность они выходят отдельными пятнами, обычно сравнительно небольшими по площади. Породы часто скованы многолетней мерзлотой и безводны. Изредка отмечаются малодебитные родники надмерзлотных вод.

Таблица 18

Некоторые данные о подземных водах в отложениях перми и карбона

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л* (сумма ионов)	pH / Температура воды °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг-экв*	Источник
										Тунгусский артезианский бассейн									
2	Родник (6) на правом склоне долины р. Нижней Тунгуски; ниже устья р. Панонгны	210	P_2	Песчаники с прослоями алевролитов	28/VIII 1962	—	0,2	0,31	7,0 / 0,1	*мг/л*	27,8	20,1	27,3	28,8	6,6	201,3		3,04	И. Н. Углаиов, П. Н. Петров, 1963 г.
										мг-экв/л	1,21	1,65	1,39	0,81	0,14	3,3	—		
										%-*экв*	28,5	38,8	32,7	19,1	3,2	77,7			
—	Родник (102) на правом склоне долины р. Нижней Тунгуски, в районе зверофермы Ярмонга	255	P_2	Песчаники	1963	—	0,3	0,18	7,0 / —	*мг/л*	27,6	6,0	16,0	32,0	Нет	98,1		1,3	То же
										мг-экв/л	1,2	0,5	0,8	0,9	—	1,6	—		
										%-*экв*	48,0	20,0	32,0	36,0	—	64,0			
23	Родник (152) на левом склоне долины р. Мал. Еремы	350	C_{2+3}	»	12/VII 1962	—	0,2	0,11	6,5 / 2,0	*мг л*	0,46	14,0	8,0	7,0	20,0	61,0	CO_2 2,4	1,6	» »
										мг-экв/л	0,02	1,2	0,4	0,2	0,42	1,0			
										%-*экв*	1,3	74,0	24,7	12,3	25,9	61,8			
—	Родник (144) на правом склоне долины р. Нижней Тунгуски, в вершине руч. Мельничиого	300	C_{2+3}	Песчаники с прослоями алевролитов	—	—	20,0	0,3	5,5 / —	*мг л*	17,9	25,0	24,5	14,0	4,0	220,0		3,3	» »
										мг-экв/л	0.78	2,08	1,22	0,4	0,08	3,6	—		
										%-*экв*	19,7	50,9	29,4	9,8	1,9	88,3			
26	Родник (160) на правом склоне долины р. Нижней Тунгуски, в районе Ждановского порога	300	C_{2+3}	Песчаники над траппами	7/VII 1962	—	> 100,0	0,32	6,5 / 4,0	*мг л*	18,4	25,5	29,0	11,0	43,3	195,0	CO_2 13,0	3,6	» »
										мг-экв/л	0,8	2,15	1,45	0,3	0,9	3,2			
										%-*экв*	18,3	48,8	32,9	6,8	20,5	72,7			
33	Родник (175) в вершине руч. Филосовского, западнее с. Преображенка	300	C_{2+3}	Песчаники	6/VII 1962	—	0,5	0,11	5,5 / 9,0	*мг/л*	6,40	12,0	8,0	28,0	4,0	49,0		1,4	» »
										мг-экв/л	0,28	1,0	0,4	0,8	0,08	0,8	—		
										%-*экв*	16,6	59,6	23,8	47,0	4,8	47,6			
42	Скважина (8) на левом берегу р. Ангары, в устье р. Кеуль	205 / 307,1	P_1	Алевролиты и песчаники	1959	3,5 / 8,0	—	0,42	7,2 / —	*мг/л*	82,1	3,2	34,6	6,70	1,0	282,0		2,0	Г. П. Лыхин, 1959 г.
										мг-экв/л	3,57	0,26	1,73	0,29	0,02	5,14	—		
										%-*экв*	63,5	4,7	31,8	5,3	0,4	94,3			
43	Скважина (5) на левом берегу р. Ангары, в устье р. Тушамы	230 / 315,4	C_{2+3}	Песчаники над траппами	1959	Самоизлив / 44	2—3 / Самоизлив	1,32	7,2 / —	*мг/л*	403,4	18,1	21,3	297,8	277,2	304,0	—	2,55	Г. П. Лыхии, 1959 г.
										мг-экв/л	17,54	1,49	1,06	8,39	5,76	5,94			
										%-*экв*	87,3	7,4	5,3	41,6	28,7	29,7			
89	Скважина (3) на правом берегу р. Ангары, в 15 *км* ниже по течению от устья р. Илима	— / 143,0	C_{2+3}	То же	1959	Самоизлив / 80	—	—	—	Вода горьковато-соленая									То же
91	Родник (7) в долине правого притока р. Илима в нижнем течении	190	C_{2+3}	Песчаники и угли над траппами	1962	—	0,5	0,23	7,0 / —	*мг/л*	21,2	8,6	27,6	5,4	9,5	158,3	—	2,08	И. Н. Угланов и др., 1962 г.
										мг-экв/л	0,92	0,71	1,37	0,15	0,20	2,7			
										%-*экв*	30,7	23,6	45,7	3,3	6,6	90,1			

Продолж. табл. 18

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л* (сумма ионов)	pH / Температура воды, °C	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты *мг/л*	Жесткость, *мг экв*	Источник
										Мурский артезианский бассейн									
76	Родник (21) в вершине рч. Ченокейки—левого притока р. Карабулы	360	C_{2+3}	Плотные плитчатые песчаники и алевролиты	13/X 1961	—	1,5	0,34	—	*мг/л* *мг-экв/л* %-*экв*	2,5 0,11 2,5	9,3 0.80 17,3	70,4 3,52 80,2	6,0 0,13 2,9	3,6 0,11 2,6	253,0 4,15 94,5	—	4,3	И Н Угланов и др., 1962 г
77	Родник (27) в верховье р. Карабулы	365	C_{2+3}	Плитчатые песчаники и алевролиты	1962	—	0,4	0,11	—	*мг/л* *мг-экв л* %-*экв*	4,6 0,2 14,0	6,3 0,52 36,3	14,2 0,71 49,7	2,6 0,08 5,7	2,0 0,05 3,4	79,0 1,3 90,9	—	1,23	То же
84	Родник (92) в 30 *км* юго-западнее дер. Коновалово, в верховье р. Березовой	370	C_{2+3}	То же	1962	—	0,3	0,13	—	*мг/л* *мг-экв л* %-*экв*	6,2 0,27 16,0	4,7 0,38 22,5	20,9 1,04 61,5	3,0 0,1 5,9	— — —	98,0 1,6 94,1	—	1,42	„ „

По химическому составу воды отложений перми и карбона бассейна р. Нижней Тунгуски относятся к пресным гидрокарбонатным кальциево-магниевым (см. табл. 18). В некоторых случаях наблюдается повышенное содержание хлора и натрия, что, вероятно, обусловлено смешиванием их с глубинными (подмерзлотными) водами хлоридного натриевого типа.

В настоящее время воды пермокарбоновых отложений не имеют какого-либо практического значения ввиду исключительно слабой освоенности территорий их распространения. Однако в будущем, особенно в связи с освоением энергетических ресурсов р. Ангары (Усть-Илимская и Бугучанская ГЭС), они непременно привлекут к себе внимание как возможные источники водоснабжения.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА

Гидрогеологические особенности отложений девона, выполняющих юго-восточное периклинальное окончание Канско-Тасеевской депрессии и развитых в Восточном Саяне, существенно отличаются и поэтому рассматриваются отдельно.

В Канско-Тасеевской депрессии подземные воды приурочены к породам топорокской и баероновской свит верхнего девона и саранчетской свиты среднего девона (табл. 19).

Отложения топорокской свиты (известняки, известковистые песчаники, алевролиты и аргиллиты) мощностью до 80—100 *м* сохранились лишь на некоторых междуречьях (Бирюса — Топорок, Бирюса — Кунчет и др.) и имеют ограниченное площадное распространение. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают горизонты известняков и песчаников. Однако при высоком их гипсометрическом положении и, следовательно, хороших условиях дренирования на участках незначительного площадного распространения они безводны. На больших площадях распространения в них появляются подземные воды. Наиболее развит трещинно-пластовый водоносный горизонт в известняках и известковистых песчаниках низов топорокской свиты Его водоупором служат алевролиты и аргиллиты верхней части баероновской свиты. С этим горизонтом связаны нисходящие родники, встречающиеся на склонах долин рек Бирюсы, Топорка и их притоков на абсолютных высотах 360—415 *м*. На этих же абсолютных отметках водоносный горизонт вскрыт некоторыми шурфами и колодцами Водообильность пород невелика; дебит большинства родников (см. табл. 19, родник 139 и др.) изменяется от сотых долей до 0,5 *л/сек* и лишь в единичных случаях достигает 1—2 *л/сек* (родник в долине р. Тымбыра)

Более широким распространением пользуются воды отложений баероновской свиты На правобережье р. Бирюсы отложения эти образуют обширное сплошное поле, а в левобережной части погружаются под осадки юрской системы Они представлены в основном слабо сцементированными песчаниками, с прослоями водоупорных глинисто-карбонатных пород. Прослои эти не выдержаны по площади, поэтому водоносный горизонт носит характер отдельных разобщенных линз, встречающихся в верхней и средней частях разреза свиты обычно выше местного эрозионного вреза. Подземные воды оказываются как бы «подвешенными». Иногда на склонах долин они дают начало родникам, выходящим на разных абсолютных высотах. Дебит родников измеряется сотыми и десятыми долями литров в секунду и отличается непостоянством во времени

Большей обводненностью характеризуются низы баероновской свиты, где в рыхлых трещиноватых песчаниках над глинистыми известняками и алевролитами выделяется выдержанный водоносный горизонт. Мощность его на юге рассматриваемой площади 13—20 *м*, водообильность характеризуется дебитом родников 0,02—1,5 *л/сек* и дебитом скважин около 0,5 *л/сек* при понижениях 1,0—16 *м*. Севернее и

Таблица 19

Некоторые данные о подземных водах отложений девона

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скв., м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л (сумма ионов)	pH / Температура воды, °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Жесткость, мг-экв	Источник
										Канский артезианский бассейн									
130	Скважина (136) в с Черчет; левый берег р. Бирюсы	230 / 63,4	$D_3 br$	Песчаники трещиноватые	—	24,0 / 27,0	0,58 / 1,0	0,5	—	мг/л	10,1	26,9	76,6	6,7	10,3	370,3	—	6,28	А. К. Батыров, 1956 г.
										мг-экв/л	0,17	2,45	3,83	0,19	0,21	6,06			
										% -экв	2,6	38	59,4	3,0	3,0	94,0			
134	Родник (90) в верховье р. Чивильчет, правый приток р. Бирюсы	260	$D_3 br$	Песчаники	1960	—	1,0	0,19	—	мг/л	0,9	13,8	97,2	3,4	Нет	80,3	—	1,37	В. А. Каницкий и др., 1961 г.
										мг-экв/л	0,03	1,13	0,24	0,09	—	1,31			
										% -экв	3,0	80,0	17,0	6,0	—	94,0			
—	Родник (33) в верховье р. Бандтик	270	$D_3 br$	„	1960	—	10,0	0,52	—	мг/л	3,2	21,7	94,0	7,6	2,1	393,4	—	6,47	То же
										мг-экв/л	0,13	1,78	4,69	0,21	0,04	6,44			
										% -экв	2,0	27,0	71,0	3,2	0,6	96,2			
—	Родник (220) в 6 км юго-восточнее дер. Сухой Мыс, верховье пади Михайловской (бассейн р. Топорок)	395	$D_1 tp$	Известняки	15 VIII 1959	—	0,3	0,09	6,5 / —	мг/л	6,2	4,4	10,1	1,7	3,4	61,0	Fe^{+2} 0,1; Fe^{+3} 0,3; NH_4 0,15; O_2 7,0; CO_2 10,3	0,86	Л. В. Муравьева, З. А. Хлебникова 1960 г.
										мг-экв/л	0,27	0,36	0,5	0,05	0,08	1,0			
										% -экв	23,9	31,8	44,3	4,4	7,1	88,5			
136	Родник (89) в верховье правого притока р. Пенчет	360	$D_3 br$	Песчаники	1960	—	0,3	0,31	—	мг/л	12,4	15,7	43,8	5,1	17,7	213,6	—	3,45	В. А. Каницкий и др., 1961 г.
										мг-экв/л	0,54	1,29	2,18	0,14	0,37	3,5			
										% -экв	14,0	32,0	54,0	3,6	9,2	87,3			
139	Родник (135а) в районе пос. Тракт-Ужет, правый склон долины р. Бирюсы	410	$D_3 tp$	Известняки	VII 1961	—	0,3	0,32	7,0 / —	мг/л	9,1	7,5	64,2	6,1	45,8	189,2	—	3,9	И. Н. Угланов, А. К. Старостеико 1965 г.
										мг-экв/л	0,36	0,62	3,20	0,17	0,91	3,10			
										% -экв	9,0	15,0	76,0	4,0	22,0	74,0			
—	Родник СВ дер. Невельская, долина р. Ергемы	290	$D_3 br$	Песчаники	1961	—	15,0	0,44		мг/л	12	19,8	71,5	6,70	Нет	335,5	—	5,2	То же
										мг-экв/л	0,51	1,63	3,56	0,19	—	5,5			
										% -экв	9,2	28,6	62,2	3,0	—	97,0			
140	Скважина (366) в дер. Невельская, правый берег р. Топорок	312,1 / 63	$D_1 br$	Песчаники трещиноватые	8.VI 1961	14 / 25,1 / 14 / 50	3,3 / 13,5	0,34	7,4 / —	мг/л	30,6	12,4	39,1	4,0	4,1	250,1	—	2,97	А. П. Родионова, 1961 г.
										мг-экв/л	1,33	1,02	1,95	0,11	0,09	4,1			
										% -экв	30,8	23,8	45,4	2,6	2,1	95,3			
179	Родник (1130) в 10 км от дер. Саранчет; долина р. Боровой	355	$D_2 sr$	Мергели и песчаники	22/VIII 1959	—	1,0	0,35	7,2	мг/л	23,4	5,2	58,1	3,5	0,8	256,2	—	3,33	С. К. Громов, В. А. Малий, 1962 г.
										мг-экв/л	1,03	0,43	2,9	0,09	0,02	4,2			
										% -экв	23,6	9,9	66,5	2,1	0,5	97,4			
183	Скважина (12-б) севернее дер. Преображенки	270 / 80	$D_2 sr$	Известняки брекчированные и мергели	6.VIII 1959	41,5 / 48,0	0,55 / 2,7	0,8	7,1	мг/л	5,3	137,2	53,4	3,5	331,2	268,4	—	11,15	То же
										мг-экв/л	0,23	6,76	4,39	0,09	6,89	4,4			
										% -экв	2,0	59,4	38,6	0,8	60,5	38,7			
—	Родник (36) юго-западнее дер. Венгерка, падь Бухтуриха	360	$D_2 sr$	Известняки и песчаники	II/VIII 1959	—	1,5	0,38	68	мг/л	30,8	4,0	66,1	3,5	2,0	274,5	—	3,34	„ „
										мг-экв/л	1,34	0,38	2,96	0,09	0,40	4,5			
										% -экв	28,8	7,3	63,9	1,9	0,9	97,2			

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скв., *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение *м*	Минерализация, *г/л* (сумма ионов)	pH / Температура воды, °С
				Восточно-Саянская гидрогеолс					
—	Родник (171) в долине рч. Кадэ; левый приток р. Нерхи, в 1,5 *км* от устья	320	D_{1-2}	Конгломераты	7/VIII 1961	—	1,5	0 09	6,9
292	Родник (220) в пос. Нерха; левый склон долины р. Нерхи (бассейн р. Уды)	870	D_{1-2}	„	5/VIII 1961	—	0,8	0,1	7,2
—	Родник (192) на правом склоне долины р. Джуктыр (нижнее течение)	1160	D_{1-2}	„	5 VII 1961	—	4,5	0,08	7,0
—	Родник (339) на левом склоне долины р. Бирюсы, в 5 *км* выше устья Нерхи	900	S_2-D_1	Фельзитовые порфиры	14 VII 1962	—	0,5	0,13	—

северо-восточнее мощность водоносного горизонта и водообильность пород заметно увеличиваются. Так, по данным Л. В. Муравьевой и В. А. Каницкого, дебит родников (см. табл. 19) достигает здесь 10—15 и даже 20—50 *л/сек*, а вскрывшие его скважины при понижениях уровня воды до 4 *м* имеют дебит до 1,7 *л/сек*.

В отложениях среднего девона (саранчетская свита), распространенных в Присаянской части Канско-Тасеевской депрессии, выделяются два водоносных горизонта. Первый горизонт наблюдается в верхней части толщи трещиноватых мергелей и развит преимущественно на левобережье р. Туманшета. Он прослежен по многочисленным нисходящим родникам на абсолютных высотах 340—380 *м*. Дебит большинства родников составляет 0,1—0,5 *л/сек*.

Второй горизонт (трещинно-карстовых вод) приурочен к закарстованным и трещиноватым известнякам и конгломератам низов саранчетской свиты. Слои этих пород погружаются в северо-западном направлении. На юго-востоке (бассейн р. Ингашета) они практически безводны. Северо-западнее (на левобережье Туманшета) в них прослеживается выдержанный водоносный горизонт, с которым связано большое количество нисходящих родников с дебитом от 0,2 до 1,5 *л/сек* (см. табл. 19, точки 179, 183 и др.) Скважиной в районе дер. Преображенки водоносный горизонт вскрыт на глубине 45—50 *м*. На левобережье р. Туманшета в соответствии с общим падением пород на запад-северо-запад нижние слои обводненных известняков и конгломератов погружаются ниже местного эрозионного вреза под толщу водоупорных мергелей. Глубина залегания подземных вод достигает 100—120 *м*. По мере по-

Продолж табл 19

Химический состав воды								Жесткость, *мг-экв*	Источник
Форма выражения анализа	$K^+ - Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*		
гическая складчатая область									
мг/л	2,3	3,6	14,0	3,5	Нет	66,0	—	1,0	А А Зайнулин, В М. Колосницын, 1963 г.
мг-экв/л	0,1	0,3	0,7	0,1	—	1,0			
%-экв	9,1	27,2	63,7	9,1	—	90,9			
мг/л	4,6	2,4	16,0	7,1	Нет	66,0	—	1,0	И Н Угланов и др, 1962 г
мг-экв/л	0,2	0,2	0,8	0,2	—	1,0			
%-экв	16,7	16,7	66,6	16,7	—	83,3			
мг/л	16,1	1,2	8,0	21,3	5,0	30,5	—	0,5	А А. Зайнулин, В. М. Колосницын, 1963 г
мг-экв/л	0,7	0,1	0,4	0,6	0,1	0,5			
%-экв	58,4	8,3	33,3	50,0	8,3	41,7			
мг/л	12,0	1,3	22,0	4,3	8,0	85,4	—	1,2	То же
мг-экв/л	0,49	0,1	1,1	0,12	0,17	1,4			
%-экв	29,1	5,9	65,0	7,0	10,0	83,0			

гружения воды, видимо, приобретают напор. Основной сток подземных вод направлен в сторону Канско-Тасеевской депрессии, где и следует ожидать повышенную обводненность пород.

В Восточном Саяне подземные воды встречены в хальтинской (средний — нижний девон) и сайлыгской (нижний девон) свитах, а также в верхненерхинской свите нерасчлененных отложений девона — верхнего силура. Изучены они очень слабо. Отложения хальтинской и сайлыгской свит выполняют межгорные впадины.

Водовмещающими среди них являются конгломераты и песчаники, водоупорными — алевролиты, частью массивные песчаники, аргиллиты и эффузивы. Разгрузка подземных вод осуществляется в речные долины, прорезающие отложения девона почти на всю мощность, поэтому родники по склонам речных долин дают возможность выявить и проследить некоторые горизонты развитых здесь трещинно-пластовых вод. Так, один из них установлен в конгломератах в долине р. Нерхи. Родники нисходящего типа прослеживаются здесь на значительном расстоянии на высотах 1,5—15 *м* над урезом воды в реке. Дебит их достигает 1,5—2,0 *л/сек* (см. табл 19, родник 292 и др.). Аналогичные родники наблюдаются в долинах рек Бэгэта, Кадэ, Большого Доктоя и др.

Обводненность алеврито-песчаниковой толщи наиболее полно изучена на Джуктырском рудопроявлении меди. Нисходящие родники (рассеянные или концентрированные) выходят на абсолютных высотах 900—1200 *м*. Дебит их достигает 4—5 *л/сек*.

Эффузивные породы верхненерхинской свиты обычно обводнены только в верхней трещиноватой зоне, из которой наблюдаются мало-

дебитные выходы подземных вод; лишь редкие из них дают 0,5—1,0 *л/сек*.

Воды отложений девона Канско-Тасеевской депрессии и Восточного Саяна однообразны по химическому составу. Это гидрокарбонатные *магниево-кальциевые, реже магниевые воды, формирующиеся на сравнительно небольших глубинах* в условиях относительно хорошей промытости терригенных и эффузивных пород. Минерализация их редко превышает 0,5 *г/л*. Большей частью она составляет 0,1—0,4 *г/л*, а в Восточном Саяне бывает и меньше 0,1 *г/л*.

В народнохозяйственном отношении наибольший интерес имеют воды Канско-Тасеевской впадины, где они используются для водоснабжения. В Восточном Саяне площади распространения подземных вод отложений девона в хозяйственном отношении не освоены.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ СИЛУРА

Силурийские отложения имеют сравнительно ограниченное распространение и встречаются лишь в северо-западных районах Иркутской области. Чаще всего породы силура находятся в глубине междуречий

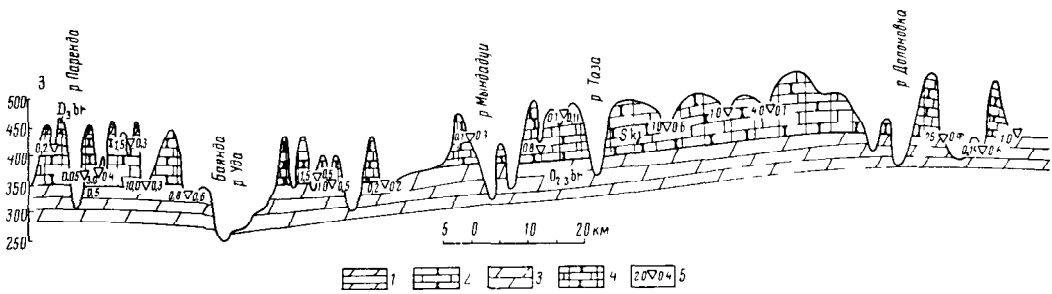


Рис 36 Схематический гидрогеологический разрез отложений нижнего силура (по В П. Качура, 1965 г)

1 — безводные песчаники и алевролиты девона, *2* — песчано карбонатные отложения кежемской свиты силура, *3* — водоупорные мергели и алевролиты братской свиты ордовика, *4* — водоносный комплекс кежемской свиты, *5* — родник, слева — дебит, *л/сек*, справа — минерализация подземных вод, *г/л*

главных дрен Ангаро-Ленского артезианского бассейна — рек Ангары, Илима, Уды и др. и мощность их обычно не превышает 200—250 *м*.

Ограниченное распространение и высокое гипсометрическое положение не препятствуют формированию в отложениях силура подземных вод. Породы представлены главным образом песчаниками, алевролитами, аргиллитами, однако последние очень неоднородны и подземные воды распространены преимущественно в горизонтах кежемской свиты, а вышележащая ярская свита, сложенная глинистыми загипсованными породами, по общему признанию исследователей Иркутского геологического управления, относится к числу слабо проницаемых комплексов.

Находки родников в поле отложений ярской свиты очень редки, причем родники обычно малодебитные мочажинного типа. Повышенный дебит родников отмечен в настоящее время на одном участке Ангаро-Илимского междуречья в вершине рч. Сосновки — правого притока р. Ангары, где залегание пород нарушается траповыми интрузиями. Здесь несколько выходов, сливаясь, образуют ручей с расходом 4 *л/сек* (рис. 36).

Водоносный комплекс отложений кежемской свиты распространен между реками Бирюсой, Удой, Ангарой и Илимом. В Присаянье кежем-

ский водоносный комплекс сложен слабо сцементированными песчано-глинистыми образованиями, песками и алевролитами, иногда с примесью гальки. Здесь формируются преимущественно поровые воды (табл 20) Далее на северо-восток происходит фациальное изменение отложений. На левобережье р. Ангары и на Ангаро-Илимском междуречье породы кежемского водоносного комплекса представлены песчано-карбонатными разновидностями с трещинно-пластовыми водами. Кежемский водоносный комплекс, находясь над урезом основных дрен, питает многочисленные родники. Подстилающим водоупором для них являются глинисто-алевритовые отложения верхней части разреза ордовика (братская свита).

Дебит родников достигает 100—150 *л/сек* (см прилож. 1) на междуречье Ангары и Илима и не превышает 10 *л/сек* на левобережье р. Уды (Чуны) В низовьях Илима функционируют мощные так называемые «мельничные» родники (на них раньше сооружали водяные мельницы), представляющие собой пластовые выходы протяженностью 100—300 *м* и высотой над урезом воды в реке 50—120 *м*.

Воды кежемского водоносного комплекса скважинами еще не изучались * По дебиту родников можно заметить, что на междуречье Уды и Топорка, на правобережье р. Уды, т. е. в Присаянье, этот комплекс характеризуется меньшей производительностью, чем в северной и центральной частях Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Воды кежемского комплекса чаще всего безнапорные. Лишь в долине р. Бирюсы и ее притоков, где породы силура перекрыты отложениями девона и погружаются ниже основных дрен этого района, воды становятся напорными. Здесь условия благоприятны и для образования самоизливающихся вод, хотя и с небольшими пьезометрическими уровнями над дневной поверхностью.

Химический состав вод отложений силура гидрокарбонатный магниево-кальциевый. В водах ярской свиты гидрокарбонатам принадлежит 95—100%-*экв*, а в водах кежемской свиты в заметных количествах содержатся сульфаты (20—23%-*экв*) при относительно меньшей роли гидрокарбонатов Общая минерализация не превышает 0,5 *г/л*, но для вод кежемской свиты она все же больше на 0,15—0,2 *г/л*, чем в ярской свите.

Вследствие ограниченного распространения воды отложений силура используются крайне редко Но по мере освоения северной части области их значение возрастет, поскольку обширные территории, где распространены воды отложений силура, других источников пресных подземных вод, как правило, не имеют. Это особенно относится к междуречью Уды (Чуны) и Ангары, а также низовий Илима и Ангары. Практическое значение вод силурийских отложений и именно кежемского водоносного комплекса не исчерпывается только использованием их для водоснабжения Высокодебитные родники с высоким гипсометрическим положением могут использоваться также для устройства небольших гидроэлектростанций.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА

Гидрогеологические условия территории распространения ордовикских отложений изучаются сравнительно недавно, с конца 50-х — начала 60-х годов. Поэтому значительная часть излагаемого материала

* В некоторых отчетах можно встретить сведения о скважинах, разрезы которых относятся авторами к силуру Однако в настоящее время стратиграфия по районам этих работ уточнена и отложения, выделявшиеся ранее как силурийские, датируются верхним ордовиком *(Прим. ред.)*

Некоторые данные о подземных водах

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка выхода родника, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Дебит, *л/сек*	Минерализация, *г/л*
—	Родник (13) в 7 *км* ВСВ дер. Кондратьево; правый склон долины р. Чуны	280	Пески с галькой	VII 1961	1,5	0,06
86	Родник (95) на левом склоне долины р. Боровой; Чуно-Мурское междуречье	260	Песчаники средне-мелкозернистые	IX 1961	0,1	0,08
—	Родник (401); верховье р Оки при впадении р. Ии	430	Песчаники вблизи контакта с братской свитой	VI 1961	25,0	0,4
—	Родник (1037) в 15 *км* ЗЮЗ дер. Баянда, левобережье р Уды	335	Песчаники	VIII 1962	10,0	0,3
—	Родник (146) в верховье р. Киренги — правого притока р. Туриги; левобережье Илима	530	Песчаники светло-серые и коричневые	VII 1963	1,5	0,17
93	Группа родников (359) в дер. Зарубино, подножье правого склона долины р. Илима, в его низовьях	260	Песчаники	VIII 1963	100—150	0,39
95	Группа родников (166); долина р. Яры, левобережье р Илима	350	Песчаники кварцевые, серые	VIII 1963	22,0	0,5
—	Родник (352) в верховье руч. Среднего, водораздел рек. Ангары и Илима	360	Песчаники пестроцветные	VII 1963	5,0	0,43

еще не нашла отражения в печати (работы Г. А. Еремченко, Ю. И. Блохина, З. А. Хлебниковой, Л. М. Куренной, В. М. Жадана, П. М. Исаченко и др.).

Воды нерасчлененных отложений верхнего — среднего ордовика. Средне-верхнеордовикские отложения выделяются в единый водоносный комплекс братской свиты (в северо-восточных районах ему соответствует водоносный комплекс макаровской и чертовской свит).

Водоносный комплекс братской свиты представлен песчано-глинистыми отложениями с характерной пестрой окраской. На междуречье Бирюсы и Уды это преимущественно мелкозернистые песчаники, алевролиты, мергели. Все разновидности, как правило, слабо сцементированные, рыхлые, с пластово-поровым характером подземных вод. В районе Тайшета Н. А. Журавель выделил в братском комплексе несколько водоносных горизонтов, отметив, что коэффициенты фильтрации этих горизонтов возрастают вниз по разрезу, оставаясь в целом сравнительно низкими (до 4 *м/сутки*).

Восточнее, на междуречье Чуны и Ангары, породы водоносного

Таблица 20

в отложениях кежемской свиты силура

pH / Температура воды, °С	Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Жесткость, *мг-экв*	Источник
6,9 / 1,5	*мг/л*	3,0	3,5	7,6	3,0	Нет	43,0	0,67	И. Н. Угланов и др., 1962 г.
	мг-экв/л	0,13	0,29	0,38	0,1	—	0,7		
	%-экв	16,2	36,3	47,5	12,5	—	87,5		
6,9 / 2,0	*мг/л*	13,8	2,4	5,7	3,0	4,0	55,0	0,5	То же
	мг-экв/л	0,6	0,19	0,29	0,1	0,08	0,9		
	%-экв	55,6	17,6	26,8	9,3	7,4	83,3		
— / —	*мг/л*	0,5	10,7	88,2	3,6	38,4	256,1	5,28	Г. А. Еремченко и др., 1965 г.
	мг-экв л	0,02	0,88	4,4	0,098	0,8	4,4		
	%-экв	0,7	16,3	83,0	1,2	15,2	83,6		
— / —	*мг/л*	8,2	15,7	44,6	6,6	3,7	225,7	3,52	То же
	мг-экв/л	0,40	1,29	2,23	0,18	0,08	3,7		
	%-экв	10,2	32,9	56,9	4,6	2,0	93,4		
— / —	*мг/л*	1,8	13,4	22,0	7,1	4,4	122,0	2,2	По данным Л. С. Цыганкова, 1963 г.
	мг-экв/л	0,08	1,1	1,1	0,2	0,08	2,0		
	%-экв	3,5	48,2	48,3	8,8	3,5	87,7		
7,2 / 2,0	*мг/л*	12,0	29,3	48,0	28,4	25,03	244	4,8	По данным З. А. Хлебниковой, 1963 г.
	мг-экв/л	0,52	2,4	2,4	0,8	0,52	4,0		
	%-экв	9,8	45,1	45,1	15,0	9,8	75,2		
7,4 / —	*мг/л*	1,4	41,5	68,0	3,5	75,0	317,2	6,7	По данным Л. С. Цыганкова, 1963 г.
	мг-экв л	0,06	3,4	3,4	0,1	1,56	5,2		
	%-экв	0,8	49,6	49,6	1,7	22,7	75,6		
— / —	*мг/л*	1,8	35,4	58,0	35,5	4,0	292,8	5,8	По данным З. А. Хлебниковой, В. В. Куренного, 1963 г.
	мг-экв/л	0,08	2,90	2,90	1,0	0,08	4,8		
	%-экв	1,4	49,3	49,3	17,0	1,4	81,6		

комплекса загипсованы. Песчаные разновидности сменяются алевритовыми и глинистыми. В долине р. Илима и других местах глинистые породы (мергели, алевролиты, аргиллиты), гипс и их взаимное переслаивание являются основным и самым характерным литологическим признаком водоносного комплекса.

Таким образом, водоносный комплекс братской свиты имеет неблагоприятный состав пород по водно-коллекторским свойствам. Именно поэтому естественные выходы подземных вод в поле его распространения редки. Обычно дебит родников не превышает 1,0—1,5 *л/сек* при характерных величинах 0,1—0,3 *л/сек*. Обширные площади, занятые породами братской свиты на междуречьях Бирюсы, Уды, Ии, Илима, Ангары и Лены, бедны не только подземными, но и поверхностными водами. Здесь часто встречаются сухие долины, водотоки в которых появляются после обильных дождей или в период стока вешних вод. Не удивительно, что в таких местах особенно часто встречается название «Сухая речка».

Скважины вскрывают воды братского водоносного комплекса на глубинах до 50—70 *м*. Обычно воды безнапорные или слабонапорные.

Удельный дебит скважин не превышает 0,2—0,3 *л/сек*, но чаще он менее 0,1 *л/сек*. В некоторых местах водоносный комплекс братской свиты оказывается водообильным (низовья р. Вихоревой, долина р. Ангары в зоне влияния Братского моря и др.); удельный дебит сква-

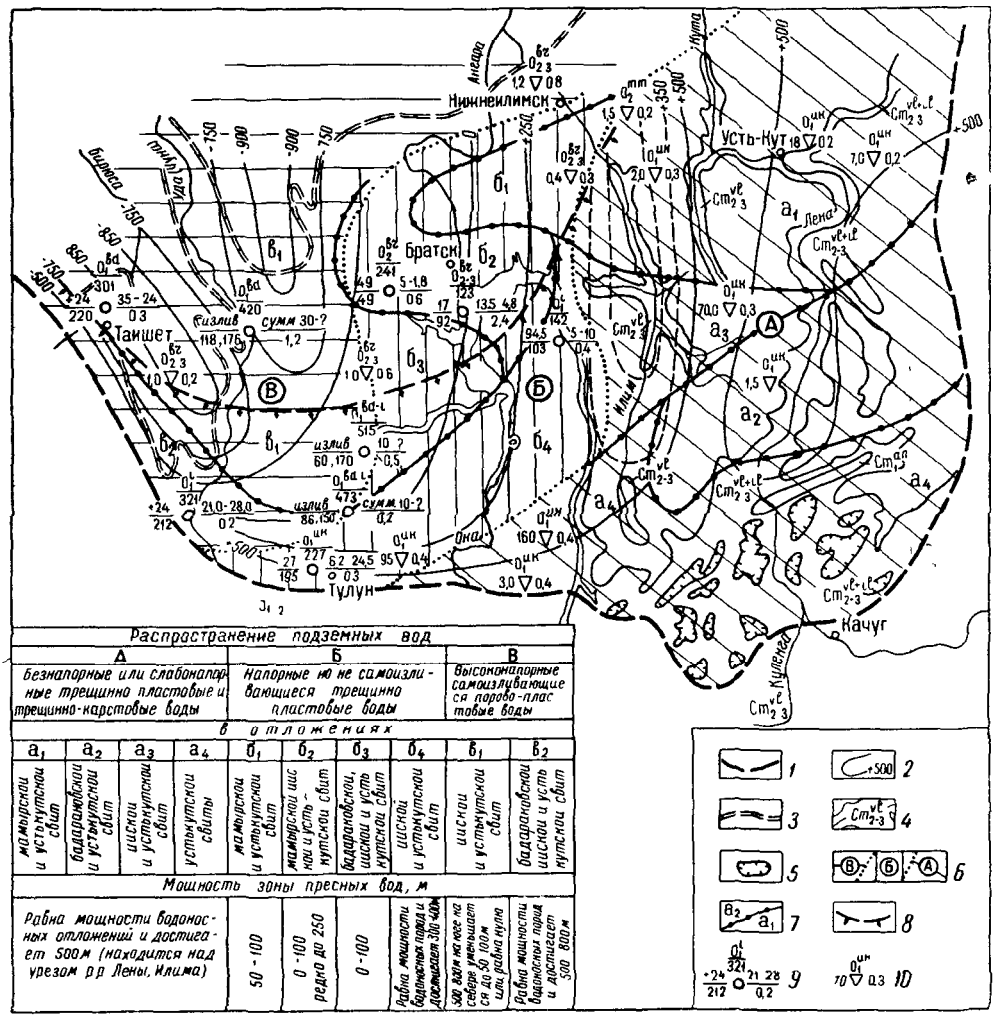


Рис. 37. Схема гидрогеологических особенностей отложений ордовика (составил В. В. Куренной, 1965 г.)

1 — южная граница распространения отложений ордовика, *2* — изогипсы подошвы отложений ордовика (цифры — абсолютные отметки); *3* — южная граница распространения более молодых отложений, чем ордовикские, *4* — выходы более древних (кембрийских) отложений по долинам рек, *5* — разобщенные участки отложений ордовика на междуречьях; *6* — площади с различными условиями распространения подземных вод; *7* — границы участков распространения вод, приуроченных к отложениям разных свит ордовика; *8* — северная граница территории распространения пресных вод в отложениях всех свит ордовика; *9* — скважина, вверху числитель — индекс водоносного комплекса, знаменатель — глубина скважины, *м*; слева числитель — уровень воды, *м*, знаменатель — глубина вскрытия водоносного комплекса, *м*, справа числитель — дебит, *л/сек* и соответствующее понижение, *м*, знаменатель — минерализация воды, *г/л*, *10* — родник вверху — индекс водоносного комплекса, слева — дебит, *л/сек*, справа — минерализация воды, *г/л*

жин достигает 3—4 *л/сек* (рис. 37). Если в зоне влияния Братского моря водообильность можно объяснить изменившимися, более благоприятными условиями питания водоносного комплекса, то в долине р. Вихоревой, на ее левобережье, повышенная водообильность, видимо, обусловлена наличием тектонических нарушений. На отдельных участ-

ках фациальный состав пород водоносного комплекса меняется от глинистых загипсованных до песчаных, слабо сцементированных хорошо промытых литологических разностей. Благоприятные условия водоносности встречаются в местах проявления вулканизма, например в низовьях р. Илима. Здесь водоносный комплекс выведен из нормального залегания, смят в сложные складки и разорван на отдельные сместившиеся блоки. Вдоль трапповых тел образуется особый тип вод братского комплекса — трещинно-жильный. Производительность характеризуется дебитом родников до нескольких литров в секунду и удельным дебитом скважин 1—2 *л/сек.*

Воды братского водоносного комплекса вследствие загипсованности пород обычно имеют повышенную минерализацию и сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, магниево-кальциевый состав. Только в бассейне р. Топорка (правый приток р. Бирюсы), в долине р. Вихоревой и в некоторых районах Ангаро-Илимского междуречья к водоносному комплексу братской свиты приурочены пресные воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава. Максимальная минерализация вод, известная в настоящее время, равна 6 *г/л* (в нижнем течении р. Илима). Это воды сульфатного кальциево-натриевого состава, подобные ижевским минеральным водам (табл. 21).

Водоносность отложений макаровской и чертовской свит (аналоги братской свиты в долине р. Лены) по существу ничем не отличается от водоносности братской свиты центральных районов. Водоносные породы представлены такими же преимущественно глинистыми слабо проницаемыми разновидностями. Они распространены на междуречьях, являясь естественным препятствием для инфильтрации атмосферных осадков. Плоский рельеф способствует образованию в поле отложений макаровской и чертовской свит многочисленных озер и болот.

Воды отложений среднего ордовика. Отложения среднего ордовика образуют единый водоносный комплекс мамырской и криволуцкой свит, представленный слабо сцементированными песчаниками, алевролитами или переслаиванием песчано-глинистых разновидностей. Он распространен в низовьях рек Оки и Ии, а также на Ангаро-Ленском и Лено-Киренгском междуречьях (см. рис. 37, участки $а_1$, $б_1$, $б_2$). Юго-восточнее условной линии Братск — Нижне-Илимск водоносный комплекс находится выше уреза крупных рек и подвергается интенсивному дренированию. Северо-западнее указанного направления водоносный комплекс погружается на значительную глубину (см. прилож. 1) ниже уреза рек Ангары, Илима и др. Так, если в районе Нижне-Илимска он непосредственно дренируется р. Илимом, то у дер. Тубы водоносный комплекс вскрывается на глубине около 170 *м* ниже отметки реки. В юго-восточных районах формируются безнапорные грунтовые и межпластовые воды, в северо-западных — они быстро приобретают напор и становятся самоизливающимися (см. рис. 37).

Установлено, что на Ангаро-Ленском междуречье и в долине р. Лены верхняя часть водоносного комплекса, представленная песчаниками, наиболее водообильна. Она выделяется в братско-мамырский водоносный горизонт. При этом к нему относится самая нижняя часть братского водоносного комплекса мощностью около 10 *м.* Общая мощность горизонта достигает 20—25 *м.* Повышенная водообильность отмечается и в нижней части среднеордовикского комплекса (Ангаро-Вихоревское междуречье). Здесь также выделяется горизонт под названием ийско-мамырского мощностью до 40—50 *м.* К нему относится и верхняя часть отложений нижележащей ийской свиты. Наконец, в долине р. Вихоревой некоторые скважины (см. рис. 37) вскрывают среднеордовикский водоносный комплекс, объединяющий эти горизонты. В та-

Таблица 21

Некоторые данные о подземных водах отложений ордовика

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг-экв*	Источник
Братская свита																		
—	Скважина (14-Б), водораздел Луговой и Бол. Тайшетки, на правобережье р. Бирюсы	370 / 163	Песчанки с прослоями рыхлых конгломератов	3/XII 1959	8,0 / 8,5	0,84 / 2,5	0,45	7,1 / —	*мг/л*	12,4	22,7	67,1	3,5	2,9	341,6		5,2	С. К. Громов, В. А. Малий, 1962 г.
									мг-экв/л	0,54	1,87	3,34	0,09	0,06	5,60	—		
									% *-экв*	9,4	32,5	58,1	1,6	1,0	97,4			
—	Скважина (I—П) в г. Братске; водораздел Ангары и Внхоревой	430 / 173	Алевролнты красно-бурые, пятнистые	—	53,7 / 53,7	Практически безводная / 6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	П. М. Исаченко, 1964 г.
—	Скважина (5174) в пос. Озерный; правобережье р. Оки	451 / 202	Переслаиванне плотных аргиллитов, песчаников, мергелей до 160 *м*; с 160 *м* песчаннкн мамырской свиты	17/VI 1964	25 / 160	3,3 / 55	2,5	—	*мг/л*	Не опред.	48,5	670,0	Не опред.	1700,0	92,0		37,0	Фонд треста „Востокбурвод", 1964 г.
									мг-экв/л	—	4,0	33,0	—	35,5	1,5	—		
									% *-экв*	—	10,8	89,2	—	96,2	3,8			
94	Скважина (*ИЛ-6*) в дер. Туба; долина р. Илнма	235 / 289	Алевролиты загипсованные н песчаннки	IX 1963	+1,4 / 172	3,5 / 1,4	5,98	7,6 / 20	*мг/л*	1258	140,0	433,8	606,2	3423,7	85,4	К 33,2	33,17	З. А. Хлебникова, 1963 г.
									мг-экв/л	54,8	11,51	21,66	17,09	71,20	1,4			
									% *-экв*	61,8	13,0	24,4	19,1	80,0	0,9			
—	Родник (617), пластовый выход верховье р. Ирил, левобережье р. Ин	470	Алевролиты н песчаники в зоне контакта с бадарановской свитой; у роднпка—скоплення травертнна	VII 1961	—	0,1—0,3 / —	0,59	—	*мг/л*	18,6	16,1	114,6	7,1	126,3	305,1		7,0	Г. А. Еремченко и др., 1965 г.
									мг-экв/л	0,81	1,32	5,72	0,19	2,63	5,0	—		
									% *-экв*	11,0	17,0	72,0	3,0	33,0	64,0			
Мамырская свита																		
—	Родник (2247) пластовый выход на правом склоне долнны р. Вихоревой	332	Песчаннки мелкозернистые, слабосцементированные	11/IX 1964	—	Около 200 / —	0,37	7,1 / —	*мг/л*	17,9	26,4	38,9	9,9	31,3	244,0		4,1	Материалы КЭГСМ
									мг-экв/л	0,78	2,17	1,94	0,28	0,65	4,0	—		
									% *-экв*	16,0	44,4	39,6	5,7	13,2	81,1			
—	Скважина (19—19а) в 4 *км* СВ г. Тайшета, правобережье р. Бнрюсы	290,0 / 577,0	Песчаники косослонстые с прослоямн алевролнта бадарановской свиты	V 1961	3,2 / 202	10,5 / 22,6	0,27	7,1 / —	*мг/л*	13,30	9,6	41,7	10,7	4,9	189,1		2,95	Н. А. Журавель и др., 1965 г.
									мг-экв/л	0,57	0,79	2,08	0,3	0,1	3,1	—		
									% *-экв*	16,6	23,0	60,4	8,6	2,8	88,6			
			Песчаники разнозернистые серые среднебадарановской подсвнты	VIII 1962	1,5 / —	7,4 / —	0,32	7,1 / 9,0	*мг/л*	19,7	15,6	50,2	55,5	29,7	152,5		3,78	То же
									мг-экв/л	0,86	1,28	2,5	1,56	0,61	2,49	—		
									% *-экв*	18,5	27,5	54,0	33,4	13,2	53,4			
			Песчаники н алевролиты нижнебадарановской подсвнты	VIII 1962	1,5 / 384	1,2 / 40,5	0,33	7,0 / 9,0	*мг/л*	27,6	11,4	49,1	55,5	24,1	158,6		3,39	„ „
									мг-экв/л	1,20	0,94	2,45	1,56	0,5	2,6	—		
									% *-экв*	26,1	20,5	53,4	33,4	10,7	55,9			

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*
							У с т ь к у т
161	Родник (79) на правом склоне долины р Купы	420	Известняки и песчаники Зона контакта мамырской и устькутской свит	1/VI 1963	—	50 / —	0,31
—	Родник (268), левый склон долины р. Четормы — левый приток р. Игирмы	350	Песчаники массивные	15 VII 1963	—	0,8 / —	1,03
—	Родник (1) у пос Якурим, вершина левого склона долины р. Лены	520	Песчаники с прослойками мергелей	9/VI 1963	—	18 / —	0,26
—	Скважина (И-3) в г Тулуне, надпойменная терраса левого склона долины р. Ии	475,6 / 175	Песчаники и алевролиты с прослоями известняков	—	+1,2 / 53,0	2,3 / 190	0,6
			Песчаники, алевролиты, аргиллиты	17/VIII 1961	+1,45 / 85,0	3,3 / 27,9	0,7
—	Родник (126) в верховье рч. Халакин, долина р Куды — левого притока р Ангары	680	Песчаники	14/VII 1964	—	2,0 / —	0,5
—	Родник (1060) в дер Порог, подиожие террасы левого берега р Уды	465	Песчаники, перекрытые террасовыми отложениями	I 1963	—	15,0 / —	1,73
—	Скважина (15-Н) в дер. Порог, левобережье р Уды	467 / 161,5	Песчаники под пластовой интрузией траппов	III 1964	4,40 / 70,0 4,10 / 89	10,3 / 2,2 9,3 / 4,1	0,39
162	Родник (75) в вершине правой пади долины р Тала, левобережье р. Турука	600	Песчаники рыхлые	30 VI 1963	—	7,0 Интервал 0—80 *м*	0,64
—	Скважина (2-П) в г Братске, берег водохранилища	396 / 138,7	Алевролиты пестроцветные, со 103 *м* алевролиты ийской свиты	VIII 1964	26 / 26	4,4 / 9,7 Суммарно 16,7 / 1,8	0,45

Продолж. табл. 21

pH / Температура воды, °С	Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг-экв*	Источник
Химический состав воды										
ская свита										
7,0 / —	*мг/л*	5,0	23,2	42,0	7,1	20,0	213,6	—	4,0	З. А. Хлебникова, 1963 г.
	мг-экв/л	0,22	1,9	2,1	0,2	0,42	3,6			
	%-экв	5,2	45,0	49,8	4,7	9,9	85,4			
7,4 / —	*мг/л*	8,0	70,3	179,5	7,2	535,4	228,5	—	14,74	То же
	мг-экв л	0,35	5,78	8,96	0,20	11,15	3,4			
	%-экв	2,3	38,3	59,4	1,3	73,9	24,8			
—	*мг/л*	9,3	14,3	36,0	4,7	2,0	195,2	—	2,97	Ю. И. Блохин и др., 1964 г.
	мг-экв/л	0,40	1,17	1,8	0,13	0,04	3,2			
	%-экв	13,0	34,0	53,0	4,0	1,0	95,0			
7,2 / —	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Н. С. Кузнецов и др., 1964 г.
	—	—	—	—	—	—	—			
	—	—	—	—	—	—	—			
7,2 / —	*мг/л*	73,6	31,0	65,1	13,9	95,1	387,4	—	5,80	То же
	мг-экв/л	3,20	2,55	3,25	0,39	1,98	6,35			
	%-экв	35,5	28,3	36,0	4,3	21,9	70,4			
—	*мг/л*	1,1	2,7	123,2	13,4	12,0	353,8	—	6,26	По даиным Л. М. Куренной, 1964 г.
	мг-экв/л	0,04	0,25	6,01	0,35	0,25	5,7			
	%-экв	0,3	4,0	95,7	5,5	3,7	90,8			
7,8 / —	*мг/л*	485,3	33,9	85,9	798,8	79,4	244,0	—	7,06	Г. А. Еремченко и др., 1965 г.
	мг-экв/л	21,10	2,78	4,28	22,51	1,65	4,0			
	%-экв	75,1	9,8	15,1	80,1	5,9	14,0			
7,5 / —	*мг/л*	16,1	21,9	54,2	6,1	45,3	250,1	—	4,5	То же
	мг-экв/л	0,70	1,80	2,70	0,17	0,94	4,1			
	%-экв	13,5	34,6	51,9	3,3	18,0	78,7			
7,0 / 2,0	*мг/л*	5,8	29,3	50,0	3,5	12,0	536,8	—	4,9	Материалы КЭГСМ
	мг-экв/л	0,25	2,4	2,5	0,10	0,25	4,8			
	%-экв	4,8	46,9	48,3	1,9	4,9	93,2			
7 / 2	*мг/л*	17,0	37,4	45,6	22,5	45,0	285,3	—	5,37	П. М. Исаченко, 1964 г.
	мг-экв/л	0,74	3,1	2,27	0,63	0,93	4,55			
	%-экв	12,1	50,6	37,3	10,23	15,21	74,56			

Продолж. табл. 21

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды, °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг-экв*	Источник
						Бадарановская и ийская свиты												
199	Скважина (14-К) в дер. Боровинок; левобережье р. Уды (Чуны)	312,6 / 538	Переслаивание песчаников и алевролитов бадарановской свиты	—	Самоизлив / 25 / Самоизлив / 152	1,7 / Самоизлив / 10 / Самоизлив	0,67	—	*мг/л* / *мг-экв/л* / % *-экв*	48,7 / 2,12 / 22,3	36,9 / 3,03 / 31,9	87,5 / 4,36 / 45,8	31,8 / 0,86 / 9,1	237,8 / 4,95 / 52,1	225,7 / 3,70 / 38,8	—	7,4	А. Н. Золотов, Л. М. Кнадис, 1960 г.
—	Скважина (193) в 2 *км* восточнее ст. Ук; долина р. Ук	490 / 219	Песчаники разнозернистые бадарановской свиты	2/XII 1956	51,7 / 163	0,49 / 19,8	0,38	6,6 / —	*мг л* / *мг-экв/л* / % *-экв*	29,7 / 1,29 / 26,2	12,00 / 0,98 / 20,0	52,42 / 2,62 / 53,6	14,2 / 0,4 / 8,1	25,0 / 0.52 / 10,6	244.0 / 4,0 / 81,3	—	3,60	В. А. Малий, 1957 г.
185	Скважина (19-б) в дер. Серьгино; низовье р Серьги — правого притока р. Бирюсы	300 / 64,5	Песчаники серые мелкозернистые ийской свиты	3/II 1960	9,4 / 19,2	0,83 / 1,0	0,16	—	*мг/л* / *мг-экв/л* / % *-экв*	16,1 / 0,70 / 35,0	3,90 / 0,3 / 15,5	19,8 / 0,99 / 49,5	6,8 / 0,19 / 9,3	2,5 / 0,05 / 2,5	109,8 / 1,80 / 88,2	NH_4 0,5	1,3	С. К. Громов, В. А. Малий, 1962 г.
–	Скважина (18-к) в 6 *км* южнее г. Нижнеудинска; долина р. Уды	410,5 / 545,0	Песчаники разнозернистые ийской свиты	—	Самоизлив / 85; 118	8,0 / —	0,29	—	*мг/л* / *мг-экв л* / % *-экв*	11,5 / 0,5 / 13,2	14,8 / 1,22 / 32,2	41,5 / 2,07 / 54,6	6,2 / 0,19 / 5,0	19,3 / 0,4 / 10,4	195,2 / 3,2 / 84,6	—	3,3	А. Н. Золотов Л. М. Киадис, 1960 г.
—	Родник (167) в дер. Карахун; 1,5 *км* от устья рч. Пихтовой, левобережье р. Ангары	410	Песчаники и алевролиты ийской свиты	—	—	450	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	По даниым Л. М. Куренной, 1964 г.
—	Скважина (19-19а) в 4 *км* СВ г. Тайшета; правобережье р. Бирюсы	290,0 / 577,0	Песчаники глинистые вблизи контакта с братской свитой	I 1961	12,5 / 87,0	1,44 / 17,9	0,41	6,9 / 5,0	*мг/л* / *мг-экв/л* / % *-экв*	12,2 / 0,5 / 10,0	20,9 / 1,7 / 32,0	60,9 / 3,0 / 58,0	6,6 / 0,18 / 3,0	4,9 / 0,1 / 2,0	305,0 / 5,0 / 95,0	—	4,7	Н. А. Журавель и др., 1965 г.
			Песчаники с прослоями гравелитов бадарановской свиты	V 1961	15,0 / 179,4	7,3 / 28,0	0,43	6,9 / 5,5	*мг/л* / *мг-экв/л* / % *-экв*	31,8 / 1,38 / 22,1	52,9 / 4,35 / 69,4	10,8 / 0,53 / 8,5	63,9 / 1,74 / 29,0	4,4 / 0,08 / 1,0	268,4 / 4,4 / 70,0	—	4,88	

ких случаях мощность водоносной толщи достигает 100—150 *м* и лишь по результатам опробования различных ее интервалов удается выявить горизонты с максимальной водообильностью. Водопроводимость пород в таком разрезе высокая и изменяется в пределах 400—1500 $м^2$/*сутки* (Куренной, 1965).

В долине р. Ангары производительность среднеордовикского водоносного комплекса характеризуется дебитом родников 1—7 *л/сек* (см. табл. 21). На правобережье р. Вихоревой функционируют родники с дебитом более 200 *л/сек*. Образование их обусловлено подпором со стороны Братского моря. Появление родников указывает на высокие коллекторские способности среднеордовикского водоносного комплекса в этом районе. В бассейне р. Лены водоносный комплекс повсеместно имеет дебиты родников 0,5—1,5 *л/сек*.

Наряду с хорошо проницаемыми породами в среднеордовикском комплексе встречаются и такие, которые можно рассматривать как относительно водоупорные, практически безводные. Так, на Ангаро-

Вихоревском водоразделе дебит одной из скважин достигал 13 *л/сек* при понижении не более 3 *м*, а другая скважина, пробуренная здесь же, оказалась практически безводной (удельный дебит менее 0,03 *л/сек*).

Химический состав вод среднеордовикского водоносного комплекса в бассейне р. Лены и на Ангаро-Ленском междуречье однообразный, гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Воды пресные, величина минерализации не превышает 0,3—0,6 *г/л*. На левобережье р. Вихоревой и в низовьях р. Илима, где среднеордовикский водоносный комплекс погружается ниже уреза этих рек, минерализация воды резко возрастает до 1—6 *г/л*, а состав становится сульфатным кальциевым и кальциево-натриевым.

Воды отложений нижнего ордовика. В отложениях нижнего ордовика выявлены водоносные горизонты и комплексы бадарановской (в Ленском районе ему соответствует комплекс суринской свиты), ийской и устькутской свит. Водовмещающие породы представлены обычно песчаниками, реже алевролитами. Аргиллиты и алевролиты являются относительно менее проницаемыми и слагают горизонты и слои, разделяющие водоносные породы. В отложениях устькутской свиты водовмещающими часто бывают известняки и известковистые песчаники.

Верхнебадарановский водоносный комплекс распространен в бассейнах рек Бирюсы и Уды (см. рис. 37, участки $в_1$, $в_2$). В Присаянье он выходит непосредственно на поверхность и дренируется речной сетью, давая многочисленные естественные выходы подземных вод (см. прилож. 1). Далее на северо-восток происходит погружение на значительные глубины под отложения братской свиты. Здесь он вскрывается скважинами в долинах рек Бирюсы, Топорка, Уды. В районе городов Тайшета и Лесогорска глубина залегания составляет 120—180 *м*. Вышележащие породы братской свиты слабо проницаемы, практически безводны. Они образуют мощный водоупорный горизонт, постепенно изолирующий верхнебадарановский водоносный комплекс от воздействия экзогенных факторов. В долине р. Уды, кроме того, верхнебадарановский водоносный комплекс на обширной территории разделяется на два горизонта пластовой интрузией траппов мощностью 50—90 *м* (рис. 38).

Моноклинальное залегание верхнебадарановского водоносного комплекса, слоистое строение, а также наличие мощных водоупоров создает условия развития в нем различных гидравлических типов вод: от грунтовых и межпластовых до высоконапорных самоизливающихся. Самоизливающиеся воды встречаются очень часто не только в долинах рек Уды и Бирюсы, но и на их междуречье (см. рис. 38). Мощность верхнебадарановского комплекса изменяется от 100 до 250 *м*.

Дебит родников в различных районах распространения комплексов составляет обычно 0,3—0,8 *л/сек*, максимальные величины его не превышают 2—5 *л/сек*. Дебит скважин, вскрывающих самоизливающиеся воды «подтраппового» горизонта в долине р. Уды, изменяется от 12—17 *л/сек* на юго-западе до 30 *л/сек* в районе Лесогорска. В долине р. Бирюсы при впадении рек Байроновки и Топорка дебит достигает 40 *л/сек*. Пьезометрические уровни устанавливаются на высоте 24—43 *м* над устьем скважин. Коэффициенты фильтрации в большинстве случаев составляют 1—4 *м/сутки*. Минерализация вод изменяется от 0,1—0,2 *г/л* в области питания водоносного комплекса до 1,2—1,5 *г/л* на погружении под относительно водоупорными породами братской свиты (Лесогорск). Химический состав пресных вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый, более минерализованных — гидрокарбонатно-

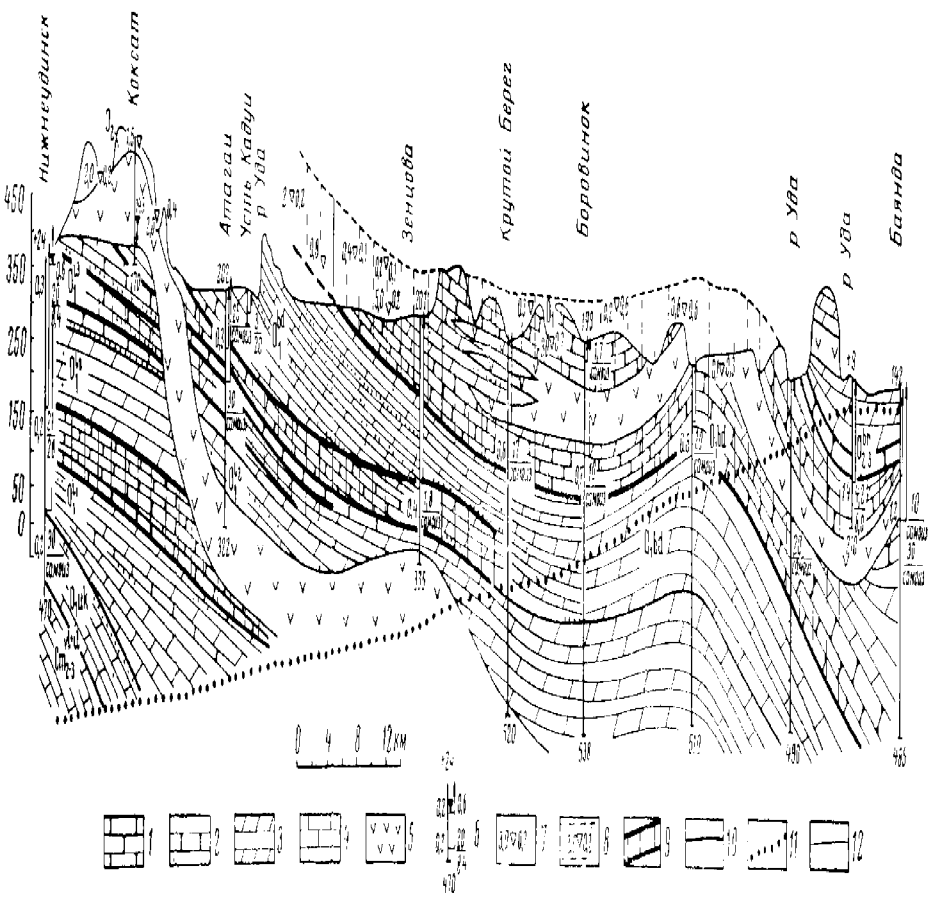


Рис. 38. Гидрогеологический разрез по долине р. Уды (по В. В. Куренному и Г. А. Еремченко, 1965 г.)

1 – песчаники, *2* – переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников, *3* – аргиллиты и мергели, *4* – известняки, *5* – траппы, *6* – скважина, вверху ее номер по гидрогеологической карте и пьезометрический уровень (цифра с плюсом), слева минерализация, *г/л*, справа в числителе – дебит, *л/сек*, в знаменателе – понижение, *м*, *7* – родник: слева – дебит, *л/сек*, справа – минерализация, *г/л*, *8* – водоносный комплекс, дренируемый над урезом р. Уды (границы указаны по родникам, снесенным на разрез с бортов долины), *9* – водоносный комплекс ниже уреза р. Уды, *10* – водоносный горизонт, *11* – нижняя граница зоны пресных вод, *12* – литолого-стратиграфические контакты

сульфатный или сульфатный магниево-кальциевый и кальциево-магниевый.

Нижнебадарановский водоносный горизонт широко распространен не только в долинах рек Бирюсы и Уды, но простирается и в долину рек Ии и Оки, постепенно выклиниваясь между водоносными комплексами мамырской и ийской свит на Ангаро-Окинском междуречье и на водоразделе рек Ии и Вихоревой (рис. 37, участки $б_3$, $б_4$). Этот водоносный горизонт приурочен к низам бадарановской свиты, где по сравнению со средней частью, представленной переслаиванием песчано-глинистых пород, состав отложений в основном песчаниковый.

Мощность горизонта около 40—50 *м*. В долине р. Ии и на водоразделе Оки и Ии при их слиянии нижнебадарановский водоносный горизонт залегает выше уреза этих рек или на 50—70 *м* ниже его. На водоразделах с ним связаны типично грунтовые или межпластовые, а в долинах рек слабо напорные воды. Дебит родников резко меняется от нескольких долей до 50 *л/сек* и более. Дебит скважин преимущественно небольшой (1—3 *л/сек* при понижениях до 7—10 *м*). Данные по водопроводимости показывают, что наибольшая водообильность характерна для участка Илир-Кобь, т. е. для центральной части Средне-Ангарского артезианского бассейна (см. прилож. 1). Здесь дебиты скважин равны 3—9 *л/сек* при понижении соответственно 1—10 *м*.

В направлении с юго-востока на северо-запад, как и с юго-запада на северо-восток, нижнебадарановский водоносный горизонт погружается на глубину 400—600 *м* ниже уреза рек Уды и Бирюсы (см. рис. 38). В бассейнах этих рек к нему приурочены высоконапорные самоизливающиеся воды (см. рис. 37). Водообильность горизонта несколько снижается (удельный дебит скважин не превышает 0,5 *л/сек*). Химический состав пресных вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Величина минерализации изменяется в пределах 0,2—0,6 *г/л*, причем меньше она в долинах рек Уды и Бирюсы, т. е. там, где горизонт залегает на больших глубинах. Севернее дер. Зенцова (см. рис. 38) этот горизонт не изучен.

Среди отложений верхнеийской подсвиты в долинах рек Уды и Ии некоторыми скважинами (Нижнеудинск, Атагай и др.) вскрывается водоносный горизонт мощностью 10—20 *м*. Однако сведения о нем весьма скудные. Залегает он на глубине 20—160 *м*. Воды напорные, иногда самоизливающиеся. Скважина в дер. Атагай на р. Уде (см. рис. 38) встретила его непосредственно под нижнебадарановским водоносным горизонтом. Воды оказались самоизливающимися, дебит скважины достигал 30 *л/сек*. По данным А. Н. Золотова и Л. М. Кнадис (1960 г.), такое же стратиграфическое положение верхнеийского водоносного горизонта отмечено в скв. 8-к в долине р. Илира, но здесь дебит скважины при самоизливе составлял 4 *л/сек*. К сожалению, в обоих случаях пьезометрический уровень над устьем скважин не был замерен.

На Ангаро-Вихоревском междуречье и в долине р. Вихоревой из-за выклинивания отложений бадарановской свиты верхнеийский и нижнемамырский горизонты образуют обычно единый ийско-мамырский водоносный горизонт (см. рис. 37, участок $б_2$), о котором уже упоминалось выше. Это повсеместно пресные, гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые с общей минерализацией 0,3—0,8 *г/л*.

По имеющимся данным, в средней части свиты выделяется мощный среднеийский водоносный комплекс, имеющий региональное распространение (см. рис. 37, площади В, Б и частично А). Среднеийский водоносный комплекс имеет фациально меняющийся состав: в долинах рек Бирюсы и Уды он представлен крупно- и грубозернистыми песками и

слабо сцементированными песчаниками. В направлении на восток и северо-восток породы становятся существенно глинистыми, хотя отдельные пачки остаются песчаниковыми и песчано-известковистыми. С этими пачками связаны наиболее водообильные горизонты. Глубины их залегания, как правило, большие. В Присаянье они достигают 300—800 *м* и более. Только на Ангаро-Окинском междуречье и в бассейне р. Ии этот комплекс широко распространен выше уреза основных дрен. Здесь в нем формируются типичные безнапорные воды (в том числе и межпластовых горизонтов — на междуречье Ии и Оки). На погружении воды приобретают напорные свойства и при вскрытии скважинами фонтанируют с дебитом до 10 *л/сек* (см. прилож. 2). Дебит родников среднеийского водоносного комплекса изменяется от долей до нескольких сотен литров в секунду. Сопоставления показывают закономерное возрастание расходов родников в направлении от Восточного Саяна на северо-восток и с запада на восток.

Химический состав вод среднеийского водоносного комплекса гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Воды пресные, с минерализацией 0,3—0,5 *г/л*.

В устькутской свите выявлено два-три водоносных горизонта в песчаниках или карбонатно-песчаниковых образованиях, приуроченных к верхней, средней и нижней подсвитам.

Верхнеустькутский водоносный горизонт охватывает верхнеустькутскую подсвиту и зачастую (долина р. Ии) нижнюю, приконтактовую часть ийской свиты.

Объединение водоносных пород верхнеустькутской подсвиты и низов ийской свиты в единый комплекс объясняется недостаточной гидрогеологической изученностью этих частей разреза ордовикской толщи. Водоупорные породы верхнеустькутского комплекса чаще всего приурочиваются к зоне контакта ийской и устькутской свит и представлены алевролитами и аргиллитами. В качестве водоупора в этой части разреза на территории Тулуно-Тайшетского Присаянья выступают также пластовые интрузии траппов. В долинах р. Лены и ее притоков, где отложения ийской свиты отсутствуют, создаются благоприятные условия для формирования водоносного горизонта только в верхах устькутской свиты.

Фактического материала, характеризующего воды отложений верхней подсвиты, сравнительно мало. Верхнеустькутский водоносный горизонт отмечен в Чуно-Бирюсинском Присаянье, где, по данным А. Н. Золотова, он залегает на глубине 159—163 *м*, воды самоизливающиеся, дебит до 5 *л/сек*. На правобережье р. Ангары скважинами по профилю Тайшет — Усть-Кут (по материалам Л. К. Овченкова и др., 1956—1957 гг.) он вскрыт между Братском и Заярском; воды также самоизливающиеся. Здесь глубина залегания его изменяется от 50 *м* (с. Заярск) до 350 *м* и более (пос. Гидростроитель). Дебит скважин при самоизливе вод достигает 10 *л/сек*. Водовмещающие породы представлены грубозернистыми известковистыми песчаниками. В районе г. Тулуна, на междуречье Ии и Курзанки и в некоторых местах Удинского Присаянья в верхнеустькутскую толщу пород произошло внедрение трапповой пластовой интрузии, разделяющей водоносный комплекс на две части. Поэтому скважины обычно вскрывают два водоносных горизонта, с вошедшими в обиход названиями «надтраппового» и «подтраппового». Чаще, однако, траппы составляют кровлю этого комплекса, и тогда вскрывается только горизонт «подтрапповый». Воды их напорные, но не самоизливающиеся. Глубины залегания изменяются в широких пределах и достигают 200 *м*. С погружением на север и северо-запад глубины залегания резко возрастают.

Среднеустькутский водоносный горизонт развит главным образом на западе, в бассейне р. Лены (см. рис. 37, площадь А). В центральной части и на востоке, в связи с фациальными изменениями пород и соответствующей сменой типа коллекторов (гранулярных — трещинными), он прослеживается не повсеместно. В отличие от верхнеустькутского водоносного горизонта он более водообилен. Дебит скважин достигает 50 *л/сек* (г. Нижнеудинск). В центральной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна производительность горизонта снижается. В вершине ручья Рудного на правобережье р. Илима удельный дебит скважин не превышает 0,01 *л/сек*. Южнее, на правобережье р. Ангары, удельный дебит несколько больше (0,04—0,2 *л/сек*). На отдельных участках зон тектонических нарушений он достигает 7 *л/сек* (данные Касаткина и Хлебниковой). В поле непосредственного распространения среднеустькутского горизонта на поверхности (Ангаро-Окинское междуречье), где широко развиты процессы карста, встречаются мощные естественные выходы с расходом до 160 *л/сек* (см. рис. 37).

Химический состав вод, связанных со среднеустькутским горизонтом, гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Общая минерализация иногда несколько меньше, чем у вод верхнеустькутского горизонта. По данным А. Н. Золотова, в бассейне р. Уды (Чуны) на глубине около 400 *м* воды среднеустькутского горизонта имеют минерализацию 0,15 *г/л*. Для левобережья р. Ии А. Н. Золотов (1958—1959 гг.) на той же глубине указывает величину минерализации 0,8 *г/л*.

Нижнеустькутский водоносный горизонт изучен преимущественно в областях питания и формирования напора. На большей части площади распространения он залегает в пределах эрозионного вреза крупных рек и подстилается относительно водоупорными отложениями верхнего кембрия. На междуречьях глубина его залегания изменяется от нескольких десятков до 100—120 *м*. В направлении с востока на запад и с юга на север глубина водоносного горизонта возрастает. В долине р. Ангары, в районе Братска, она равна примерно 450—500 *м*, в долине р. Чуны (Мироново) около 1200 *м*. Мощность нижнеустькутского водоносного горизонта невелика и по отдельным определениям не превышает 10—15 *м*. Различное структурное положение этого горизонта и изменение глубины залегания обусловливают наличие вод безнапорных (Лено-Илимский бассейн), напорных (Средне-Ангарский бассейн) и самоизливающихся (Чуно-Бирюсинский бассейн).

В долине р. Ии и на левобережье р. Оки нижнеустькутский водоносный горизонт сложен преимущественно глинисто-алевролитовыми и доломитовыми породами, поэтому он слабо обводнен; удельный дебит скважин исчисляется долями литра в секунду. Высокая производительность этого горизонта в рассматриваемой части Ангаро-Ленского бассейна связана с зонами тектонических нарушений локальных тектонических структур. Именно таковы условия образования родника в верховье р. Алки с расходом 95 *л/сек* на фоне других родников с расходами менее 0,5—1,0 *л/сек* и родник в устье р. Замы (правый приток р. Оки) с расходом около 230 *л/сек* (по данным Еремченко).

Наоборот, в долинах рек Ангары, Лены, Илима и Купы, где, с одной стороны, более четко выражены фации песчаников, а с другой — фации слабо проницаемых карбонатных пород, подстилающих песчаники, повсеместно встречаются мощные пластовые выходы подземных вод. Протяженность выходов исчисляется сотнями метров. Во многих местах в долине р. Лены (например, по левому берегу между Марково и Назарово) можно видеть, как изменение высоты высачивания вод пластовых выходов подчинено структурным элементам локальных складок.

В Присаянье нижнеустькутский водоносный горизонт также водообилен. Водовмещающие грубозернистые слабо сцементированные песчаники имеют высокие коллекторские свойства. По данным Г. А. Еремченко, дебит скважин 10 *л/сек* и более получен здесь при понижениях 2—4 *м*.

Таким образом, в нижнеустькутском водоносном горизонте по степени и характеру водопроводимости можно различать западную, центральную и восточную зоны: западная и восточная зоны характеризуются более высокой водопроводимостью по сравнению с центральной. Кроме того, западная зона отличается от восточной пластово-поровым характером коллекторов водоносного горизонта нижней подсвиты.

Воды нижнеустькутского горизонта слабо минерализованные. Величина минерализации обычно не превышает 0,3—0,5 *г/л*. Отмечается повышение минерализации (до 0,7 *г/л*) лишь в приконтактной части ордовикских и верхнекембрийских отложений. Состав вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый. При повышении минерализации появляются сульфаты. В зонах тектонических нарушений (Шумилово-Наротайская излучина р. Ангары; см. рис. 37, участок $б_2$), где создаются условия для подтока минерализованных вод кембрийских горизонтов, в нижнеустькутском горизонте встречены хлоридно-сульфатные (соответственно 25 и 73%-*экв*) кальциево-натриевые (35 и 40%-*экв*) воды с минерализацией 4,5 *г/л*.

Газовый состав вод ордовикских отложений в целом однообразный. Содержание азота очень устойчивое, в пределах 78—83% даже на глубинах до 400 *м*. Мало меняется и количество кислорода — 13—20%. Суммарное количество углекислого газа и сероводорода 0,7—7,2%.

Воды ордовикских отложений широко используются промышленностью и сельским хозяйством. В долинах рек Лены, Илима, Бирюсы, Уды, а также в низовьях Ии, Оки и средней части долины Ангары водоносные горизонты и комплексы различной стратиграфической приуроченности являются единственным источником пресных подземных вод. Отложения ордовика по сравнению с отложениями других возрастов вмещают наиболее мощные запасы пресных вод. Уже сейчас действуют крупные водозаборы, снабжающие питьевой и технической водой города Железногорск, Братск, Усть-Кут. Завершается разведка месторождений для водоснабжения г. Тайшета и Тайшетского металлургического комбината, городов Тулуна и Братска. По мере развития экономики Иркутской области значение вод отложений ордовика будет возрастать.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО И ВЕРХНЕГО — СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ

Породы верхнего — среднего кембрия отлагались на обширной территории в различных структурно-тектонических условиях, предопределивших фациальную изменчивость их состава и водно-коллекторских свойств. На юге Иркутской области в долинах рек Ангары, Илги и Лены среди пород верхнего — среднего кембрия значительное место принадлежит песчаникам. На трех различных стратиграфических уровнях они образуют региональные водоносные горизонты (рютинская пачка верхневерхоленской, а также михайловская и устьталькинская пачки средневерхоленской подсвиты). Севернее условной границы Балаганск — Жигалово (рис. 39) верхне-среднекембрийские отложения погружаются под отложения ордовика. Вследствие фациального замещения песчаных пород глинистыми гипсоносными и отчасти соленосными разновидностями толща постепенно становится водоупорной. Обводненными ока-

зываются только самые верхние ее горизонты, вскрываемые долинами рек Илима, Лены и др.

В центральной части Ангаро-Чунского и Чуно-Бирюсинского междуречий верхне- и верхне-среднекембрийские отложения находятся на

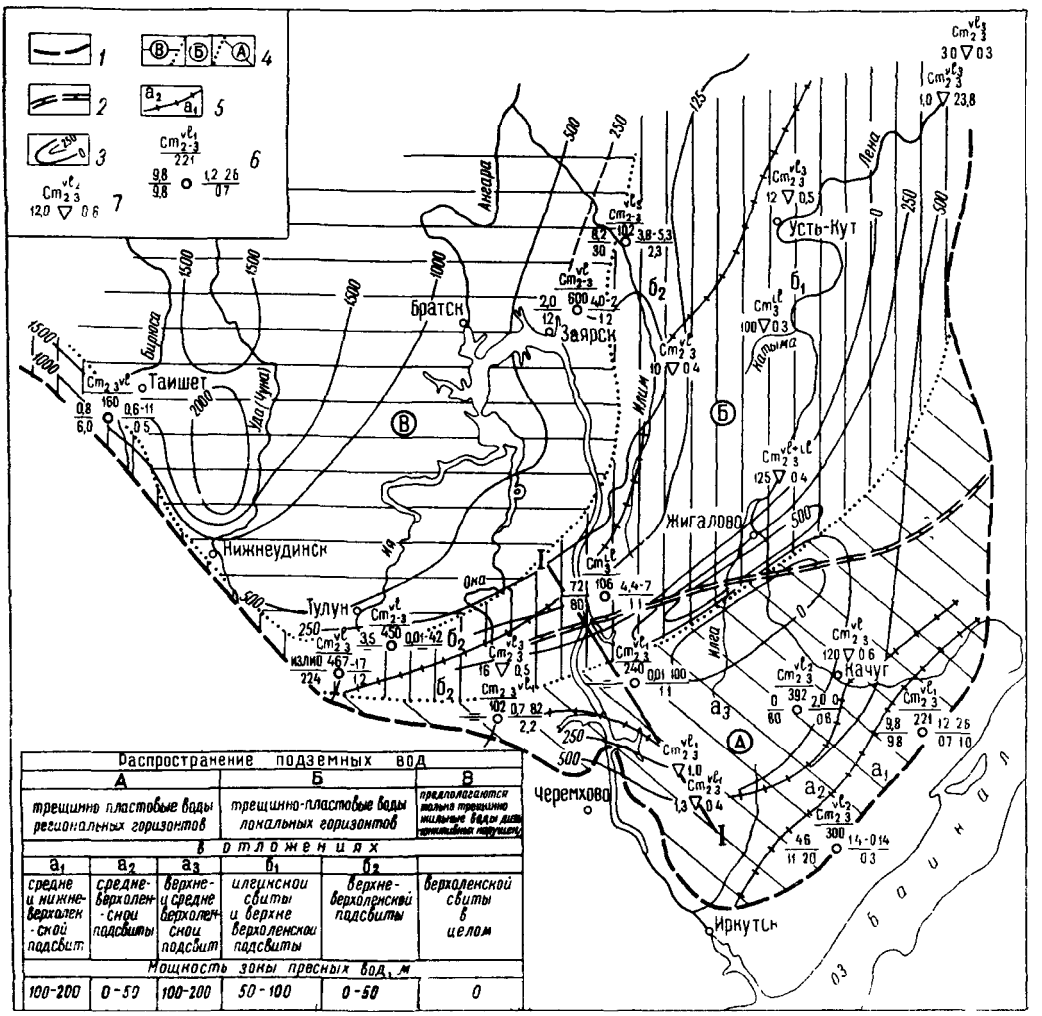


Рис 39 Схема гидрогеологических особенностей отложений верхнего и среднего — верхнего кембрия. Составил В. В Куреиной, 1965 г

1 — южная граница распространения средне-верхнекембрийских отложений; *2* — южная граница более молодых отложений, чем средне-верхнекембрийские; *3* — изогипсы, подошвы отложений верхоленской свиты (цифра —абсолютная отметка); *4* — площади с различными условиями распространения подземных вод; *5* — границы участков с различной мощностью зоны пресных вод; *6* — скважина, вверху числитель — индекс водоносного горизонта, знаменатель — глубина скважины, *м*; слева числитель — глубина уровня, *м*, знаменатель — глубина вскрытия водоносного горизонта, справа числитель — дебит, *л/сек* и понижение, *м*, знаменатель — минерализация воды, *г/л*, *7* — родник, вверху — индекс водоносного горизонта, слева — дебит, *л/сек*, справа — минерализация воды, *г/л*

глубине 500—1500 *м* и изучены чрезвычайно слабо. Из анализа имеющихся материалов А. Н. Золотова, В. А. Малия, Г. А. Еремченко и др. складывается представление, что здесь эта толща представлена водоупорными глинисто-алевролитовыми гипсоносными породами (см. рис. 39, площадь В).

Воды отложений илгинской свиты и верхне-верхоленской подсвиты. В долине р. Лены, на Ангаро-Ленском междуречье и в Присаянье развиты верхнекембрийские отложения, объединяемые в илгинскую свиту. Мощность и площади распространения их невелики. Небольшой материал о приуроченных к отложениям илгинской свиты водах не позволяет делать обобщения для всей площади ее распространения. При картировании она объединяется с верхневерхоленской подсвитой в единый водоносный комплекс (см. прилож. 1). По данным скважин, пробуренных в селах Аносово и Аталанка (долина р. Ангары), можно предполагать в средней части отложений илгинской свиты, представленных преимущественно песчаниками, наличие одного водоносного горизонта мощностью 10—30 *м*. Глубина залегания его в этом районе изменяется от 80 до 120 *м*; воды напорные — уровни устанавливаются на глубинах 46—72 *м*. Дебит скважин 3—4,4 *л/сек* при понижениях 7—9 *м* (табл. 22).

К северу илгинская свита выклинивается, а на северо-востоке, в долинах рек Лены, Якурима, Таюры и др., ее породы занимают водораздельные пространства и сильно дренированы. О водоносности отложений илгинской свиты долины р. Лены существуют разные мнения. Одни исследователи (Т. Я. Языкова, А. А. Дзюба 1965 г. и др.) связывают с ней многие сосредоточенные родники с дебитом 5—10 *л/сек* и пластовые выходы с дебитом до 100 *л/сек* и более. На наш взгляд, такие естественные выходы подземных вод принадлежат нижнеустькутскому водоносному горизонту ордовика. Что же касается отложений илгинской свиты, то они вместе с породами верхневерхоленской подсвиты образуют здесь очень слабо обводненный комплекс. В кровле этого комплекса залегает мощная водоупорная толща, представленная песчано-глинистыми образованиями илгинской свиты и песчано-карбонатными породами ордовика.

Водоносные отложения верхневерхоленской подсвиты представлены песчаниками и алевролитами или только песчаниками. В долинах рек Лены, Илги, Куленги и на юге Ангаро-Окинского междуречья с ними связаны многочисленные естественные выходы подземных вод. Родники, приуроченные к самой верхней песчаниковой пачке, так называемой кардинской, обычно находятся в глубине междуречий на высоких гипсометрических отметках. Дебит их изменяется в пределах 0,1—1 *л/сек*. Как показали исследования, отложения в таких условиях нередко глубоко дренированы (долина р. Ангары), что подчеркивается как отсутствием родников, так и явлением поглощения поверхностных вод ручьев, питающихся водами вышележащих отложений ордовика. Приуроченность вод кардинской пачки к определенным литологическим горизонтам еще не выяснена. Отмечается только различное гипсометрическое положение родников, которое можно объяснить как типично грунтовым характером подземных вод (по положению в разрезе и типу режима), так и структурными особенностями района.

С породами лежащей стратиграфически ниже рютинской пачки связаны более водообильные родники. Они находятся гипсометрически ниже, но обычно на 10—20 *м* выше урезов рек. Они отчетливо видны и их можно привязать к определенному стратиграфическому горизонту. Многие пластовые выходы подземных вод являются хорошим признаком для прослеживания литологических контактов при геологическом картировании. Дебит их изменяется от нескольких до 200 *л/сек* и более (устье р. Инея — левый приток р. Куленги, правобережье р. Буря — правый приток р. Оки и др.).

В разрезе илгинско-верхневерхоленского водоносного комплекса (см. рис. 39, площадь $А_{аз}$), песчаники рютинской пачки выделяются

Таблица 22

Некоторые данные о подземных водах отложений среднего — верхнего кембрия

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*	pH / Температура в °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг/экв*	Источник
									Илгинская свита									
—	Скважина (1867) в пос. Аносово; правый берег р. Ангары	431 / 106	Песчаники разиозернистые известковистые	VIII-1963	72 / 80	4,4 / 7,0	0,47	—	*мг/л*	28,8	39,2	35,3	9,3	27,4	329,4	—	4,98	Востокбурвод
									мг-экв/л	1,25	3,22	1,76	0,26	0,57	5,4			
									%-экв	20,0	51,8	28,2	4,2	9,1	86,7			
									Верхневерхоленская подсвита									
184	Скважина (1-б) в дер. Новокозино; водораздел Бирюсы и Туманшета	380 / 50,0	Монотонная толща мергелей, стратиграфически нерасчленеиная, мощностью не менее 950—1000 *м*	13/I 1961	0,8 / 6,0	0,6 / 10,9	0,63	7,0 / —	*мг/л*	23,2	30,6	104,3	10,5	106,2	362,8	—	7,72	С. К. Громов, В. А. Малий 1962 г.
									мг-экв/л	1,01	2,52	5,20	0,30	2,21	6,25			
									%-экв	11,5	28,8	59,4	3,4	25,2	71,4			
—	То же	— / 100,0	—	30/I 1961	—	0,4 / 7,3	0,86	7,1 / —	*мг/л*	38,9	34,5	153,3	14,0	274,9	356,6	—	10,49	То же
									мг-экв/л	1,69	2,84	7,65	0,40	5,72	6,1			
									%-экв	13,8	23,2	62,6	3,3	46,8	49,9			
—	» »	— / 150,0	—	13 II 1961		1,0 / 18,1	1,73	7,0 / —	*мг/л*	182,2	53,5	251,4	35,1	946	259,2	—	16,95	» »
									мг-экв/л	7,92	4,40	12,55	0,99	19,70	4,25			
									%-экв	31,8	17,6	50,3	4,0	79	17			
257	Скважина (4-к) южнее пос. Перфилово, левобережье р. Ии	493,5 / 491,0	Песчаники с прослоями алевролитов	26/VI 1958	Самоизлив / 140	7,5 / —	1,5		*мг/л*	275,7	54,4	115,0	73,5	851,2	146,4	—	10,21	А. Н. Золотов, Н. А. Смирнов, 1960 г.
									мг-экв/л	12	4,47	5,74	2,07	17,73	2,40			
									%-экв	54	20,5	25,5	9	80	11			
270	Скважина (124) в пос. Сборном, верховье р. Зарахой—бассейн р. Унги	645,6 / 66,6	Песчаники, переслаивающиеся с мергелями	14/II 1958	19,0 / 45,0	1,44 / 9,0	0,45	7,0 / —	*мг/л*	27,4	15,2	64,0	5,4	13,9	320,2	—	4,45	В. В. Куренной, 1959 г.
									мг-экв/л	1,19	1,25	3,20	0,15	0,28	5,20			
									%-экв	21	22,0	57	2,7	5,1	92,20			
—	Родник (697); междуречье Куленги и Тальмы	880	Песчаники с прослоями алевролитов	23/VII 1959	Пластовый выход на протяжении 200—300 *м*. Дебит одного из них 0,25		0,17	—	*мг/л*	12,4	10,2	18,4	12,2	2,6	115,9	—	1,76	В. М. Жадан, Л. М. Куренная, 1961 г.
									мг-экв/л	0,54	0,84	0,92	0,34	0,06	1,9			
									%-экв	23,5	36,4	40,1	14,9	2,4	82,7			
—	Родник (84) на правобережье р. Илги	820	То же	11/IX 1960	—	60 / —	0,41	7,1 / —	*мг/л*	5,8	10,9	56,1	Нет	7,0	244	—	3,69	Р. Ф. Иванилова и др., 1961г.
									мг-экв/л	0,25	0,89	2,80	—	0,14	3,8			
									%-экв	0,3	22,6	71,1	—	3,6	96,4			
									Средневерхоленская подсвита									
259	Скважина (2-к) в дер. Харантей; левый берег р. Ии (в Присаянье)	504,5 / 467,0	Песчаники и алевролиты	—	Самоизлив / 224	17,0	1,2	7,4 / —	*мг/л*	341,1	14	58,6	311,4	375,6	140,3	—	4,07	А. Н. Золотов, Н. А. Смирнов. 1960 г.
									мг-экв/л	14,83	1,15	2,92	8,78	7,82	2,3			
									%-экв	79	6	15	47	41	12,0			

Продолжение табл 22

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скважины, м	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура в °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты мг/л	Жесткость мг/экв	Источник
—	Скважина (120) в верховье руч. Прокопьевского; правобережье р. Оки	560 / 62	Песчаники красно-бурые трещиноватые	5/II 1958	14,2 / 28,0	1,21 / 0,0	0,34	7,0 / 1,5	мг л	26 4	17,5	35,3	7,2	8,0	244,0	—	3,2	В В Куренной, 1959 г
									мг-экв/л	1,15	1,43	1,79	0,2	0,17	4,0			
									%-экв	26 3	32,7	41	4,6	3,9	91,5			
—	Группа родников (70) в 0,8 км СЗ дер. Житово; левый берег р. Куленги	535	Переслаивание пластов, песчаников и алевролитов	9 I 1961	Насчитывается 11 ручьев на протяжении 180 м с дебитом 5—10 л/сек каждый		0,37	7,0 / 1 5	мг л	9,2	19,2	55 5	6,8	34,6	250,1	—	4 55	В М. Жадан, Л М Куренная, 1961 г
									мг-экв/л	0 4	1,58	2,97	0,19	0,72	4 1			
									% экв	8,0	31,5	59,3	3,8	14,3	81,9			
—	Родник (729) (пластовый выход) в 8 км северо-западнее дер. Зуева; левобережье р. Манзурки	740	То же	16/IX 1959	—	12,0	0,37	— / 2	мг/л	5 5	1,5	84,2	3,6	2,9	268,4	—	4,32	То же
									мг-экв л	0,24	0,12	4,20	0,10	0,06	4,4			
									%-экв	5,3	2,6	92,1	2,2	1,3	96 5			
—	Скважина (13-ж) в 2,5 км юго-западнее дер. Бурлай	615 / 67,4	Песчаники с прослоями аргиллитов	8/V 1960	45,3 / 46,9	0,2 / 0,36	0,4	—	мг/л	40,5	13,3	51,9	6,6	17,3	281 6	—	3,68	„ „
									мг-экв л	1,76	1,09	2,59	0,19	0,36	4,8			
									%-экв	32,4	20,0	47,6	3,2	6,6	89,4			
				25/V 1960			1,0	7,0 / —	мг/л	13,8	50,8	205,4	26,5	503,3	125,7	—	14,42	„ „
									мг-экв/л	0,60	4,18	10,25	0,75	10,47	3,7			
									%-экв	4,0	27,8	68,1	5	69,6	24,6			
—	Родник (2) в основании левого склона пади Топорок; левобережье р. Ангары	400	Песчаникн	23/VIII 1960	—	2,5	0,8	7,2 / 4	мг/л	49,4	41,1	115,8	13,1	295,9	274,5	—	9,0	З А Хлебникова и др, 1961 г
									мг-экв/л	2,15	3,38	5,78	0,37	6,16	4,5			
									%-экв	18,9	29,8	50,9	3,3	54,2	39,6			
	Нижиеверхоленская подсвита																	
404	Скважина (479) в улусе Бахай; левый склон долины р. Мурин	615 / 61,4	Мергели	22/V 1958	7,8 / 24,0	1,15 / 2,4	0,56	7,2 / —	мг/л	55,4	20,4	60,0	5,3	38,6	378,2	—	4 6	В В Куренной. 1959 г
									мг-экв/л	2,41	1,6	3,0	0,15	0,8	6,2			
									%-экв	33,9	23,4	42,1	2,1	11,2	86,7			
—	Скважина (28) в пос. Тыпхисыр; водораздел Ангары и Лены	— / 298	Алевролиты светло-зеленые и красно-бурые, плотные с прослойками мергелей, доломитов	20/IX 1962	28 / 55	0,21 / 64	2,33	7,4 / —	мг л	136,6	93,9	424,7	160,2	1250,7	262,3	—	28,88	КГСЭ, 1962 г.
									мг-экв л	5,94	7,72	21,16	4,52	26,0	4,2			
									%-экв	17,1	22,2	60,8	13,0	74,7	12,3			
—	Скважина (75) в дер. Муруй; левый берег р. Ангары	420 / 135,2	Мергели с прослоями алевролитов, загипсованные, 0,0—122,2 м. Доломиты трещиноватые, подстилаемые ангидритом	В породах нижневерхоленской подсвиты подземные воды не встречены														В В Куренной, 1956 г.

Продолжение табл. 22

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*	pH / Температура в °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг/экв*	Источник
—	Скважина (36) на водоразделе Ангары и Унги	600 / 270,2	Песчаники мелкозернистые, переслаивающиеся с мергелями (0,0—79,3 *м*), мергели с прослоями алевролита загипсованные	—	Скважиина практиче ски безвод ная				—	—	—	—	—	—	—	—	—	В. В. Куренной. 1956 г.
—	Колодец (616) в 0,5 *км* западнее дер. Мал. Бахтай, днище распадка	550 / 70	Мергелистые отложения	20/VIII 1960	4,8	0,02 / 0,5	0,45	7,6 / 4,0	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	26,4 1,15 19,1	22,1 1,8 30	60,1 3,0 49,9	9,5 0,28 4,8	14,4 0,30 5,2	317,2 5,20 90	—	4,8	З. А. Хлебникова и др., 1961 г.
—	Родник Горький (963) в 2,5 *км* СЗ с. Карлук, левобережье р. Манзурки	695	Мергели с прослойками алевролита вблизи контакта с нижнекембрийскими отложениями	5/X 1959		1,5 / —	2,1	7,3 / 0,8	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	0,5 0,02 0,1	55,1 4,53 14,9	517,6 25,83 85	7 0,20 0,7	1164,1 24,28 79,9	389,4 5,90 19,4	—	30,34	В. М. Жадан, Л. М. Куренная, 1961 г.
—	Родник (1001) в 6 *км* юго-западнее дер. Аргун, левобережье р. Манзурки	780	Мергели вблизи контакта с отложениями нижнего кембрия	26/IX 1959		0,3 / —	0,4	— / 1,5	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	3,9 0,17 3,3	20,8 1,71 13,0	66,1 3,30 63,7	5,2 0,14 2,7	7,0 0,14 2,7	298,2 4,9 94,6	—	5,0	То же
—	Родник (175) „Улан" в 0,4 *км* западнее дер. Улан	690	Мергели трещиноватые	19/VI 1958		5,6 / —	1,8	7,6 / 3	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	55,4 2,42 9,10	63,0 5,16 19,5	378,4 18,92 71,4	3,5 0,09 0,4	1133,7 23,60 89,1	164,6 2,80 10,6	—	24,1	Н. А. Журавель и др., 1960 г.

как горизонт с наиболее благоприятными водно-коллекторскими свойствами, имеющий повсеместное распространение (Куренной, 1962а).

В долинах рек Лены, Илима и их притоков родники, связанные с водоносными отложениями верхневерхоленской подсвиты, встречаются значительно реже. Дебит их невелик, едва достигает 1—12 *л/сек* (см. рис. 39). По данным Ю. И. Блохина, на междуречье Лены и Нижней Тунгуски встречаются водообильные родники, например в верховье р. Якурима. Наличие их, несомненно, объясняется особыми тектоническими условиями этого района, в первую очередь, складчатостью и дизъюнктивной тектоникой.

В Присаянье водоносный комплекс илгинской свиты и верхневерхоленской подсвиты залегает, как правило, на значительных глубинах под отложениями юры и ордовика. В с. Куйтун он вскрывается на глубине около 150 *м*, в г. Тулуне — на глубине 175 *м*. К северу и западу глубины резко возрастают. Воды напорные, а иногда и самоизливающиеся. В г. Тулуне пьезометрический уровень установился на высоте 1,90 *м* над устьем скважины. Дебит скважин невелик — до 0,5—1,0 *л/сек* при понижениях 30—50 *м* и более. На междуречье Бирюсы и Туманшета в скважине 1-б В. А. Малий проводил поинтервальное опробование водообильности этого комплекса. Результаты показали, что уже с глубины 100 *м* вся толща является практически безводной; при понижении 33 *м* дебит скважины не превышал 0,08 *л/сек*.

Химический состав вод илгинско-верхневерхоленского водоносного комплекса изменяется от гидрокарбонатного кальциевого на площади А до сульфатного кальциевого на площади $Бб_1$ и хлоридного натриевого на площади $Бб_2$. Соответственно меняется и величина минерализации вод от 0,3—0,5 до 50 *г/л* (см. табл. 22).

Можно предполагать, что воды илгинской свиты повсеместно отличаются от вод верхневерхоленской подсвиты меньшей минерализацией. Например, в долине р. Ангары между Усть-Удой и Аталанкой воды верхневерхоленской подсвиты имеют минерализацию 1 *г/л* и более, а для вод илгинской свиты характерна минерализация 0,4—0,5 *г/л*.

Воды отложений средневерхоленской подсвиты. Водоносность пород средневерхоленской подсвиты в южной части Ангаро-Окинского и Ангаро-Ленского междуречий в сущности ничем не отличается от водоносности вышележащей подсвиты: то же обилие родников, по преимуществу пластовых, высокие дебиты естественных выходов и скважин, небольшая минерализация подземных вод (см. рис. 39).

Гидрогеологические исследования, проведенные Иркутским геологическим управлением, позволили установить, что подземные воды в средней подсвите связаны главным образом с двумя ее горизонтами. Верхний горизонт приурочен к верхней части михайловской пачки, где разрез отличается наибольшей насыщенностью песчаниками. Нижний водоносный горизонт связан с устьталькинской пачкой песчаников. Средняя мощность каждого водоносного горизонта равна 30—40 *м* (Куренной, 1962а).

Глубина залегания обоих водоносных горизонтов невелика. Только на сильно расчлененных междуречьях, где преобладают останцовые, сопочные формы рельефа, породы оказываются глубоко дренированными. В этих случаях подземные воды находятся на глубинах 80—120 *м*. На увалистых пологих водоразделах даже на самых высоких отметках встречаются воды неглубокого залегания (рис. 40)

При этом воды не только первого, но и второго от поверхности горизонта бывают безнапорными межпластовыми. Исключением являются некоторые микроструктурные элементы средневерхоленских водоносных горизонтов в Прибайкалье На водоразделах здесь можно встретить слабо фонтанирующие воды. Дебит скважин характеризуется величинами от 0,33—0,75 *л/сек* при понижениях до 20 *м* на участках дренирования до 1,2 *л/сек* без заметного понижения уровня (см. табл. 22 точки (13-ж), (120), вблизи базисов стока — в долинах Расходы родников весьма изменчивы (0,5—120 *л/сек*).

На левобережье р. Оки пройдены скважины глубиной 385—400 *м*, вскрывшие под юрскими отложениями на глубине 100—150 *м* средневерхоленскую подсвиту на полную мощность. Поинтервальными откачками из скважины (71) (3-е отделение совхоза «Иркутский») установлено, что дебит не превышает 0,15—0,24 *л/сек* при снижении уровней на 32—50 *м*. На ст. Харик удельный дебит скважины не превысил десятитысячных долей литра в секунду. Химический состав вод, вскрытых этими скважинами, сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, общая минерализация 1,6—2,3 *г/л*. В долине р. Ии, у с. Едогон, скважина (2-к) (табл. 23) прошла отложения средней подсвиты в таких же условиях, т. е под покровом юрских образований (около 214 *м*). На глубине 224 *м* в песчаниках и алевролитах михайловской пачки вскрыты самоизливающиеся воды. Дебит самоизлива равен примерно 17 *л/сек*. Однако другая скважина, в с. Гадалей, встретившая верхнекембрийские отложения с поверхности и прошедшая их на всю мощность, оказалась безводной. Эти материалы позволяют прийти к выводу, что в западных районах средняя подсвита, как и верхняя, на большей части территории практически безводна или очень слабо водоносна. Скважина (2-к), по всей вероятности, вскрывает воды в зоне тектонического нарушения.

В северных районах средняя часть верхнекембрийских отложений вскрыта рядом скважин структурного (колонкового) бурения. В некоторых из скважин проведены гидрогеологические наблюдения (Ю. И. Блохин, Б. Б. Осташевский и др.), указывающие на безводность пород вне зон тектонических нарушений

Водоносные горизонты средней подсвиты на юго-востоке Иркутской области обнаруживаются как по естественным выходам подземных вод, так и по поглощению поверхностных водотоков. Последнее характерно (см. рис. 39 площадь Aa_3), в частности для низовьев рек Тальмы, Исети, Шаманки и других левых притоков р. Лены. Там, где долины рек и ручьев вскрывают хорошо проницаемые породы устьталькинского водоносного горизонта (например, на левобережье р. Манзурки), поглощение водотоков прослеживается особенно отчетливо. Оно наблюдается даже в периоды летних паводков (июль — август), когда рас-

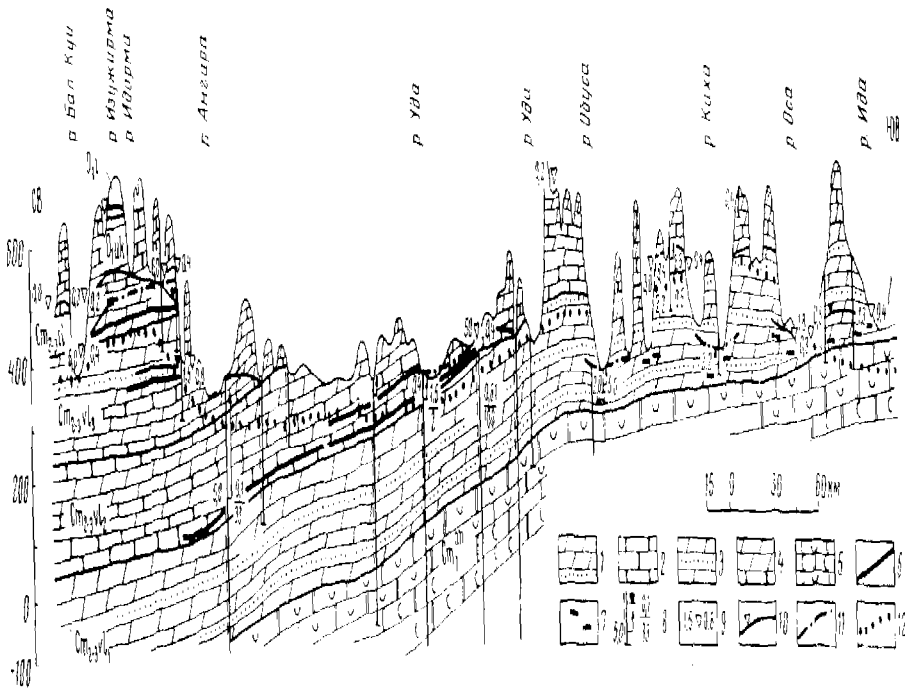


Рис. 40. Гидрогеологический разрез отложений среднего — верхнего кембрия по правобережью р. Ангары (по Л. М. Куренной и В. В. Куренному, 1964 г.)

1 — переслаивание алевролитов, аргиллитов и мергелей; *2* — песчаники; *3* — переслаивание песчаников и алевролитов; *4* — мергели и песчаники; *5* — доломиты загипсованные и засолоненные; *6* — водоносные горизонты трещинно-пластовых вод; *7* — локальные горизонты трещинно-грунтовых вод; *8* — скважины: слева — минерализация, г/л; справа — дебит, л/сек (числитель), понижение, м (знаменатель). Параллельная штриховая линия указывает интервалы практически безводных пород; *9* — родник: слева — дебит, л/сек; справа — минерализация, г/л; *10* — свободный уровень подземных вод; *11* — пьезометрический уровень; *12* — нижняя граница зоны пресных вод

Таблица 23

Местные и региональные базисы стока и связь глубины залегания подземных вод с ними в отложениях верхнего кембрия

№ скважин по первоисточнику	Местоположение скважин в рельефе	Относительное превышение устья над местным базисом, *м*	Глубина уровня в скважине, *м*	Относительное превышение устья над региональным базисом, *м*
	Мергели и алевролиты нижиеверхоленской подсвиты			
(95)	Верхняя часть правого пологого склона руч. Неизвестного (пос. Бол. Воронежский)	27 (руч. Неизвестный)	27	56 (р. Унга)
(57)	Левый берег р. Унги (пос. Семеновский)	20 (р. Унга)	19	35 (р. Ангара)
(59)	На левом склоне пади Закулей (улус Манцатан)	30 (падь Закулей)	30	87 (р. Ангара)
(51)	Нижняя часть пологого склона левом берегу р. Унги	15 (р. Унга)	13,6	15 (р. Унга)
(47)	Верхняя часть левого склоиа долины р. Унги	40 (р. Унга)	40	40 (р. Ангара)
(208)	На правом склоне руч. Талькин, правого притока р. Ангары	9 (руч. Талькин)	8,9	22 (р. Ангара)
(282)	На мысе между основной падью и ее распадком. Правобережье р. Ангары	30 (безымянная падь)	29,1	52 (р. Ангара)
	Песчаники и алевролиты средневерхоленской подсвиты			
(69)	Верхняя часть левого склоиа долины р. Унги (заимка Бутукей)	24 (падь)	23,4	160 (р. Уига)
(40)	Левый склон долиины р. Одиссы, левого притока р. Ангары	20 (р. Одисса)	25,3	42 (р. Ангара)
(44)	Средняя часть левого склона долиины р. Бирит	20 (р. Бирит)	30,0	42 (р. Ангара)
(97)	Правый пологий склон долины р. Куйты (пос. Филипповский)	15 (р. Куйта)	30,0	38 (р. Унга)
(98)	Правый склон долиины р. Куйты	10 (р. Куйта)	27,0	33 (р. Унга)
(93)	Правый склон долины р. Куйты (пос. Лнхачево)	10 (р. Куйта)	21,0	75 (р. Унга)

ходы речек достигают сотен литров в секунду. Лишь в зимне-весенний период поверхностный сток восстанавливается (очевидно, в связи с промораживанием русел поглощение прекращается или, по крайней мере, резко сокращается) и речки текут на всем протяжении долин.

Поглощение поверхностных вод, связанное с водоносным горизонтом михайловской пачки (долина р. Тальмы), выражено несколько слабее и наблюдается только в летние меженные периоды. В данном случае поглощение водотоков можно рассматривать как признак питания региональных горизонтов в долинах мелких рек и падях. Связь водоносных горизонтов с региональными дренами обусловливает положение уровня подземных вод на глубинах, определяемых не местными, а региональными базисами стока. Очевидно, этот признак проявляется не

всегда, а лишь в условиях некоторого дефицита питания подземных вод и выражается в том, что глубины залегания подземных вод часто бывают бо́льшими, чем превышения устьев скважин над местными базисами стока (см. табл. 23).

Химический состав вод отложений средней подсвиты весьма благоприятен для хозяйственно-бытовых и технических целей. Среди анионов обычно господствует гидрокарбонат-ион, наиболее устойчивые содержания которого составляют 70—90%-*экв*. Хлориды почти не встречаются. Среди катионов ведущим является кальций, который обычно содержится в количестве 50—70%-*экв*. Величина общей минерализации подземных вод на территории распространения средней подсвиты непосредственно на поверхности обычно редко превышает 0,5 *г/л*. Она несколько повышается только в зонах контакта этой подсвиты с породами нижней подсвиты.

Воды отложений нижневерхоленской подсвиты. В Прибайкалье (см. рис. 39, площадь Aa_1) отложения нижневерхоленской подсвиты выделяются в единый водоносный комплекс трещинно-пластовых вод. Он вскрывается долинами рек Лены, Иликты, Манзурки и питает многочисленные родники. Переслаивание в разрезе пород различной проницаемости (песчаников, мергелей, алевролитов и аргиллитов) обусловливает формирование на междуречьях не только грунтовых, но и межпластовых вод. Вследствие синклинального залегания отдельные водообильные горизонты этого комплекса, находящиеся ниже уреза рек, вскрываются скважинами на глубинах от 10 до 160 *м*. Скважин пробурено очень мало и количество таких горизонтов, как и площади их распространения, еще не удалось установить. Ниже уреза рек воды нижневерхоленского комплекса напорные. В юго-западной части, на левобережье р. Мурина (левый приток р. Куды), водоносный комплекс погружается на глубину до 200—250 *м* и в благоприятных условиях могут встречаться слабо самоизливающиеся воды (полевой стан Кордон, долина р. Загатуя).

Отличительной особенностью нижневерхоленской подсвиты внутриплатформенных районов ее распространения (см. рис. 39, площадь Aa_2) является то, что ей, как относительно однообразной глинисто-алевритовой загипсованной толще, свойственны воды трещинно-грунтового типа (Куренной, 1962а). В отличие от Прибайкалья здесь накопление подземных вод происходит только в зоне экзогенной трещиноватости на площадях непосредственного распространения пород нижней подсвиты на поверхности или на небольшой глубине. Формы распространения вод вследствие этого приобретают вид локализованных подземных потоков. Их очертания повторяют форму строения тех отрицательных элементов рельефа, к которым приурочены воды. Глубина залегания обусловливается местными базисами стока и не превышает первых десятков метров (см. табл. 23). Потоки, как правило, безнапорные или слабо напорные в осевых частях бассейнов (ложах долин). Подземные воды имеют непосредственную связь с атмосферными осадками по всей площади распространения и в целом испытывают влияние главным образом местных факторов как геологических, так и микроклиматических.

Обводненность пород разнообразная, но в общем невелика. В Прибайкалье родники, находящиеся на высоких гипсометрических отметках, имеют дебит 0,1—0,3 *л/сек*. В долине р. Иликты, у подошвы склонов, часто встречаются пластовые выходы подземных вод с дебитом 100—200 *л/сек*. Дебит скважин изменяется в пределах 0,7—1,2 *л/сек* при величине понижений 0,5—2,5 *м*. На участках внутриплатформенного распространения подсвиты наблюдается уменьшение обводненности пород на междуречьях и увеличение ее в отрицательных элементах

рельефа. На водоразделах рек Ангары и Унги, Ангары и Осы чаще всего встречаются практически безводные участки (см. рис. 40, табл. 22), где дебиты скважин не превышают сотых и десятых долей литра в секунду при понижениях до 40—80 *м*. В то же время в отрицательных элементах рельефа (долины рек и ручьев, крупные пади и распадки) они достигают 1,2—2 *л/сек* при понижениях около 0,7—2,5 *м*.

Некоторые исследователи (В. В. Куренной, В. А. Малий и др., 1962 г.) объясняют низкую водообильность отложений нижневерхоленской свиты отсутствием в ней региональных водоносных горизонтов и слабой водопроницаемостью, считая эту толщу водоупорной. По мнению других исследователей (Ткачук, 1957б; Пиннекер, 1958а; Ткачук и Пиннекер, 1959 и др.), в отложениях нижневерхоленской подсвиты среди пористых пород выделяются два-три водоносных горизонта. На водоразделах и склонах они часто оказываются дренированными. Сторонники двух названных точек зрения едины в одном вопросе — в низкой обводненности отложений нижневерхоленской подсвиты Воды нижневерхоленской подсвиты дают начало естественным выходам в исключительно редких случаях Родники зафиксированы только на контакте верхнесреднекембрийских и нижнекембрийских отложений в Приангарье (см. рис. 39) и в некоторых местах верхней части долины р. Лены.

Воды пород нижневерхоленской подсвиты по своему химическому составу достаточно разнообразны. Среди них четко выделяются два типа: гидрокарбонатный и сульфатный, причем почти во всех известных случаях ведущим является подтип кальциевых вод, независимо от величины общей минерализации. В долине р. Осы (правый приток р. Ангары) скважина (553) вскрыла гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные воды с минерализацией 1,9 *г/л*. В катионной группе этой воды ведущая роль принадлежит натрию (71%-*экв*), кальций же обнаружен в количестве 7%-*экв*. Подобные случаи крайне редки. Обычно же величина минерализации изменяется от 0,3 до 4,1 *г/л*. Рост минерализации сопровождается сменой гидрокарбонат-иона сульфат-ионом. Воды становятся сульфатными при величине минерализации около 0,7 *г/л*. Максимальная величина общей минерализации отмечается в платформенных районах распространения подземных вод (см. рис. 39, площадь Aa_2). В Прибайкалье она, видимо, не превышает 1—2 *г/л*. Скважина (А-8) (см. табл. 22), пробуренная в долине р. Левой Иликты, вскрыла гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 1 *г/л*, хотя в начале опытной откачки минерализация воды равнялась 0,7 *г/л*. Это изменение не позволяет считать величину 1 *г/л* предельной, тем более что скважина прошла нижнюю подсвиту не на всю мощность (глубина скважины 222 *м*, контакт с нижнекембрийскими отложениями можно предполагать на глубине 300—350 *м*). Сопоставляя площадь распространения и мощность зоны пресных вод с общей площадью, занимаемой верхнекембрийскими отложениями, и их мощностью, можно видеть, что условия формирования подземных вод небольшой минерализации в значительной мере ограниченны (см. рис. 39). Микроэлементы (свинец, мышьяк и др.) в водах верхнекембрийских отложений, судя по имеющимся спектральным анализам, отсутствуют или содержатся в чрезвычайно малых количествах. Бром и другие элементы этого ряда чаще всего отсутствуют или встречаются в количестве не более 1 *мг/л*.

Газовый состав вод изучен слабо. По данным А. И. Кукуева, воды родников содержат азот и кислород.

Для обширной территории юга Иркутской области (см. прилож. 1) водоносные горизонты отложений верхнего — среднего кембрия являются единственным источником подземных вод. В Приангарье отсутствие других вод заставляет использовать для хозяйственно-бытовых нужд не

только пресные, но и воды с повышенной минерализацией. С созданием Братского моря и изменившимися условиями питания в зоне влияния подпора появилась возможность строительства водозаборов инфильтрационного типа, которые используют опресненные воды устьталькинского и рютинского водоносных горизонтов.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Подземные воды отложений среднего и особенно нижнего кембрия имеют чрезвычайно широкое распространение в Иркутской области. Они вскрыты скважинами или выходят в виде родников преимущественно на Сибирской платформе; в пределах горноскладчатого обрамления как породы, так и приуроченные к ним подземные воды встречаются локально. Гидрогеологическая изученность рассматриваемых отложений весьма неравномерная, однако в целом водоносность их может быть охарактеризована достаточно полно, особенно в южной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Лишь подземные воды пород литвинцевской свиты и самые нижние водоносные комплексы (усольская и мотская свиты) изучены слабо.

У выхода на поверхность отложения среднего и нижнего кембрия содержат пресные воды, но на участках развития гипсоносных пород и в очагах разгрузки глубинных рассолов воды становятся солоноватыми и солеными. С удалением от горного обрамления водоносные горизонты и комплексы погружаются на значительную глубину (до 2000—4000 *м*) и представлены повсеместно рассолами с высокой концентрацией солей По мере погружения возрастают и напорные свойства подземных вод

Воды нерасчлененных отложений среднего—нижнего кембрия (литвинцевская свита и янгудская толща). Описание подземных вод этого водоносного комплекса из-за слабой их изученности может быть сделано в самом общем виде.

Подземные воды отложений литвинцевской свиты развиты главным образом в северной части Иркутской области, где они дают начало родникам по рекам Куте, Ичере, Непе, Нижней Тунгуске, Илиму и Туруке Широким распространением здесь пользуются карстовые и трещинно-карстовые воды. По А. И. Кукуеву, Е. В. Пиннекеру, И. Н. Угланову и др., известно, что в местах выхода на поверхность доломитов и известняков литвинцевской свиты находятся родники с пресной водой, дебит родников 0,08—1,6 *л/сек* в редких случаях достигает 3—5 *л/сек* (севернее с. Каймоново, в районе дер. Литвинцево, по р. Непе). В Непско-Тунгусском районе некоторые карстовые родники используются для целей водоснабжения. Скважинами пресные воды отложений литвинцевской свиты пока не вскрыты.

Несколько лучше изучены в отложениях литвинцевской свиты соленые воды и рассолы (табл. 24). Они выходят на поверхность в ядрах антиклинальных структур, обычно осложненных тектоническими разломами; по разломам происходит разгрузка подземных вод глубоких горизонтов. Очаги разгрузки тяготеют к долинам крупных рек. Пробуренные в ослабленных зонах скважины фонтанируют рассолами (Сользаводская антиклиналь в устье р. Куты, Гаженское поднятие на р. Нижней Тунгуске и т. д.).

При разведочном бурении в бассейне р. Лены (села Марково, Казарки, Якурим) в последние годы в верхней части разреза отложений литвинцевской свиты, на 40—100 *м* ниже контакта с породами верхнего кембрия во многих местах прослеживается водоносный горизонт, который можно назвать верхнелитвинцевским; мощность горизонта от 3—8

Таблица 24

Некоторые данные о подземных водах отложений литвинцевской свиты и янгудской толщи

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень проявления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
29	Родник Икский в 2 км выше устья р. Ики	355	$Cm_{1-2}lt$	Трещиноватые известняки	1936	–	50 / –	107,59	– / 5,5–7
39	Родник Гаженского сользавода в устье р. Гаженки	320	$Cm_{1-2}lt$	Известняки и доломиты	27.VIII 1953	–	40 / –	70,9	6,8 / 3,5–3
159	Родник Каймоновский на обоих берегах р. Куты у уреза реки	310	$Cm_{1-2}lt$	Трещиноватые известняки	23.IX 1963	–	10 / –	24,57	7,1 / 4,4
–	Родник Туркский на левом берегу р. Лены у уреза реки	287	$Cm_{1-2}lt$	Доломиты	19.VI 1963	–	3,5 / –	156,75	6,9 / 8,6
–	Скважина (2) в устье рч. Паники на левом берегу р. Куты	287 / 167,5	Контакт $Cm_{1-2}lt$ и Cm_2el	Трещиноватые доломиты	15.IX 1958	Самоизлив / 121	1,35 / –	101,49	7,2 / 6,0
–	Скважина (3) на р. Куте напротив курорта „Усть-Кут"	284 / 67	Контакт $Cm_{1-2}lt$ и $Cm_{2-3}el$	То же	17.VIII 1960	Самоизлив / 65	2,2 / –	99,01	7,2 / 15,2
–	Скважина (65) в Якуриме, на левом берегу р. Лены	285 / 362	$Cm_{1-2}lt$	Доломиты	21.VI 1963	Самоизлив / 320–362	24 / –	54,0	6,9 / 8
–	Скважина (2-р) в Казарках на левом берегу р. Лены	278 / в проходке	$Cm_{1-2}lt$	Трещиноватые доломиты	29.VII 1963	Фонтан. / 450	210 / –	115,73	– / 11,5
–	Родник Литвинцевский на правом берегу р. Илыма	260	$Cm_{1-2}lt$	Известняки и доломиты	28.VIII 1960	–	65 / –	8,91	8,4 / 9,2
178	Верхний северный родник на рч. Челолек, правый берег р. Витима	890	$Cm_{1-2}j$	Известняки	1962	–	8 / –	0,26	8,6 / –

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	K^+	Na^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Br^-	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Объемный вес, г/см³	Источник
29	Родник Икский в 2 км выше устья р. Ики	г/кг	0,08	37,32	0,31	1,10	0,031	57,76	3,31	0,17		1,075	И. С. Шарапов 1937 г.
		г/л	0,086	40,12	0,34	1,18	0,033	62,09	3,56	0,18			
		мг-экв/л	2,20	1714,4	26,31	55,18	0,41	1750,93	74,05	2,95			
		% -экв	0,1	95,3	1,4	3,2		96,8	4,0	0,2			
39	Родник Гаженского сользавода в устье р. Гаженки	г/кг	0,457	24,13	0,422	0,929	0,02	38,57	3,02	0,104	1-0,4	1,031	М. П. Распопов, 1954 г.
		г/л	0,48	25,36	0,44	0,976	0,02	40,33	3,171	0,109			
		мг-экв/л	12,28	1102,6	36,51	48,70	0,25	1137,3	66,1	1,79			
		% -экв	1,0	91,9	3,1	4,1		94,1	5,4	0,6			
159	Родник Каймоновский на обоих берегах р. Куты у уреза реки	г/л	0,021	8,947	0,124	0,341	0,014	13,90	0,985	0,232	Rn 60—450 эман	–	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л	0,54	389,0	10,20	17,02	0,17	392,0	20,51	3,80	Sr^{+2} 6		
		% -экв	0,1	93,3	2,5	4,1		94,1	4,9	0,9			
–	Родник Туруканский на левом берегу р. Лены у уреза реки	г/кг	0,139	56,13	0,527	1,69	0,022	79,14	5,79	0,109	Sr 47;	1,092	То же
		г/л	0,152	61,29	0,575	1,85	0,024	86,42	6,32	0,119			
		мг-экв/л	3,89	26,65	47,29	92,32	0,30	2437	131,5	1,95	Rn 60 эман		
		% -экв	0,1	94,9	1,7	3,3		94,8	5,1	0,1			
–	Скважина (2) в устье рч. Ианихи на левом берегу р. Куты	мг/л	0,036	36,38	0,619	1,743	0,056	56,95	5,52	0,188	H_2S 2,89	1,05	Е. В. Пиннекер, 1964 г.
		мг-экв/л	0,92	1582,0	50,91	86,98	0,71	1605,9	114,92	3,08			
		% -экв	–	91,9	3	5	–	93,1	6,7	0,2			
–	Скважина (3) на р. Куте напротив курорта „Усть-Кут"	г/л	0,042	36,09	0,406	1,547	–	55,99	4,786	0,146			
		мг-экв/л	1,0	1569	33,0	77,0	–	1579	99,0	2,0	H_2S 1,5	1,06	То же
		% -экв	–	93,4	2	4,6	–	94	5,9	0,1			
–	Скважина (65) в Якуриме, на левом берегу р. Лены	г/кг	0,044	18,08	0,465	1,16	0,020	28,27	3,95	0,189	H_2S 3,0	–	„ „
		г/л	0,046	18,71	0,481	1,20	0,021	29,26	4,09	0,196			
		мг-экв/л	1,0	810	40,0	60,0	–	820,0	80,0	3,0			
		% -экв	0,1	88,9	4,4	6,6		90,8	8,9	0,3	Sr 21;		
–	Скважина (2-р) в Казарках на левом берегу р. Лены	г/кг	0,117	38,75	0,576	1,58	0,095	60,20	5,95	0,164	Rn 6 эман		
		г/л	0,126	41,7	0,727	1,70	0,102	64,80	6,40	0,176	H_2S 10;	1,076	„ „
		мг-экв/л	3,0	1810	60,0	85	–	1830	133	3,0	Sr 27;		
		% -экв	0,2	92,4	3,1	4,3	–	93	6,8	0,2	Rn 2,0 эман.		
–	Родник Литвинцевский на правом берегу р. Илима	г/л		2,82		0,140	0,530	0,001	2,68	1,510	1,23	Sr 2,0	„ „
		мг-экв/л		99,22		11,51	26,45	–	75,5	31,14	20,16		
		% -экв		72,3		8,4	19,3	–	59,4	24,7	15,9	Fe^{+3} 0,8;	
178	Верхний северный родник на рч. Челолек; правый берег р. Витима	г/л		0,0101		0,0192	0,03336	–	0,0236	0,040	0,1342	Fe^{+3} 0,3;	Е. В. Пиннекер. 1961 г.
		мг-экв/л		0,44		1,58	1,68	–	0,66	0,83	2,20	NH_4 0,7;	
		% -экв		11,8		42,7	45,5	–	17,9	22,5	59,6	SiO_2 8,8	

до 50—70 *м*. Вскрывшие его скважины фонтанируют рассолами (см. табл. 24). В зависимости от коллекторских свойств и мощности водоносного горизонта находится дебит скважин (от 0,05 до 25—200 *л/сек*)

Состав соленых вод и рассолов отложений литвинцевской свиты хлоридный натриевый. Они содержат до 0,5—1 *г/л* калия, нередко встречаются сероводород и радон (см. табл. 24). Особенно сильный запах сероводорода отмечается на Даниловских родниках (Ю. Н. Тарасевич, 1955 г.). Радон в значительном количестве свойствен водам Турукского и Каймоновского родников; однако в рассолах верхнелитвинцевского горизонта количество радона не превышает фоновых содержаний (3—8 *эман*).

О водоносности карбонатных пород янгудской толщи почти нет сведений Подземные воды этой толщи развиты в северной части Байкальской гидрогеологической складчатой области На правом берегу р. Витима, в падях Усть-Юрех и Челолек, по данным Е. В. Пиннекера, отмечены карстовые родники с пресной водой. Дебит некоторых родников достигает 100 *л/сек*

Из карбонатных пород янгудской толщи выходят по тектоническому разлому челолекские термы (см. раздел «Минеральные и промышленные воды»).

Воды отложений ленского яруса (ангарская, булайская, бельская свиты и их аналоги). Отложения ленского яруса пользуются широким развитием на Сибирской платформе. Вдоль Восточного Саяна и Байкальского нагорья, а также в Южном Приангарье, по р. Лене и ее притокам они выходят на поверхность. Представлены они преимущественно карбонатными породами (доломитами и известняками) мощностью от 500—650 до 1000—1300 *м*, во внутреннем поле Сибирской платформы появляются пласты гипса, ангидрита и каменной соли. Местами соленасыщенность достигает 25—40%. Водовмещающими породами являются трещиноватые доломиты, реже — известковистые доломиты и известняки. Пласты гипса, ангидрита и каменной соли, а также плотные окремненные доломиты служат водоупором

В Прибайкалье, Присаянье и Южном Приангарье карбонатные породы ангарской, булайской и бельской свит, выведенные на дневную поверхность, интенсивно закарстованы и дренированы до отметок, отвечающих основным базисам дренажа — рекам Лене, Ангаре, Чаи, Киренге, Иркуту, Куде, Китою, Белой, Уде, Бирюсе и их крупным притокам. Выше уровня перечисленных рек подземные воды в карбонатных отложениях отсутствуют или развиты локально на незатронутых карстовыми процессами водоупорных прослоях — мергелистых, кремнистых и т п. (рис. 41). Мощность дренированных пород в зависимости от степени расчленения рельефа составляет, например в Приангарье, 50—170 *м*. В глубь междуречий она убывает, достигая наименьших значений в 15—20 *км* от основных дренирующих артерий.

Основным коллектором трещинно-карстовых вод являются нижние этажи закарстованных массивов, из которых на берегах крупных рек обычно выходят карстовые родники (рис 41) Дебит их чрезвычайно разнообразен и изменяется от 0,1—0,15 до 80—200 *л/сек*. Некоторые карстовые родники дают начало рекам — Большой Ирети, Хайте, Шаманке (табл. 25).

В Приангарье трещинно-карстовые воды вскрыты многими скважинами. Глубина залегания подземных вод в речных долинах 5—50 *м*. Воды, как правило, безнапорные. Дебит скважин равен нескольким литрам в секунду, иногда достигает 30—50 *л/сек* (например, в г. Свирске).

В зависимости от состава карстующихся отложений находится минерализация трещинно-карстовых вод. В Присаянье и Прибайкалье, где закарстованы преимущественно карбонатные породы, подземные воды

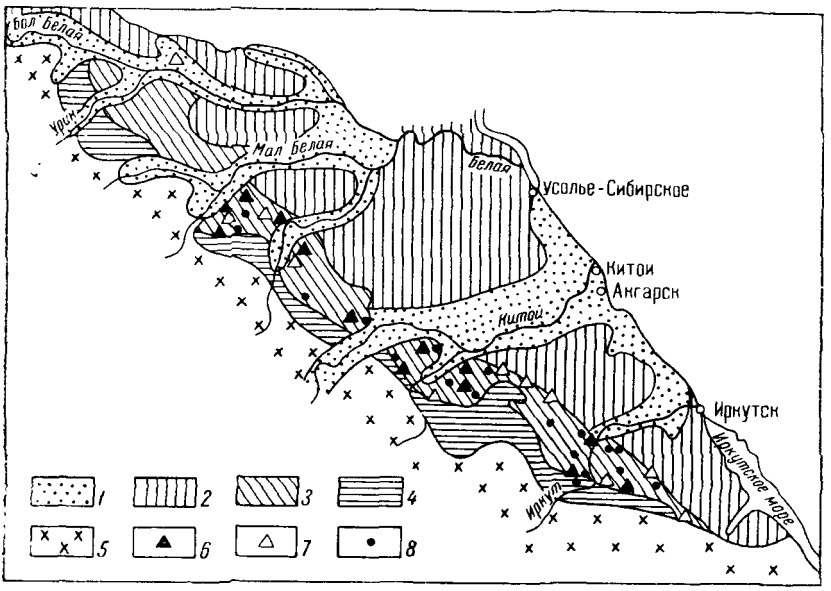


Рис. 41. Схема распространения карста и карстовых родников в Юго-Восточном Присаянье. Составил Е. В. Пиннекер, 1958 г.

Площади распространения пород: *1* — четвертичного возраста; *2* — юры; *3* — «карбонатного» нижнего кембрия и верхнего протерозоя; *4* — «терригенного» нижнего кембрия, верхнего протерозоя; *5* — протерозоя и архея; *6* — групповые выходы карстовых вод; *7* — одиночные карстовые родники; *8* — карстовые воронки, поноры и пещеры

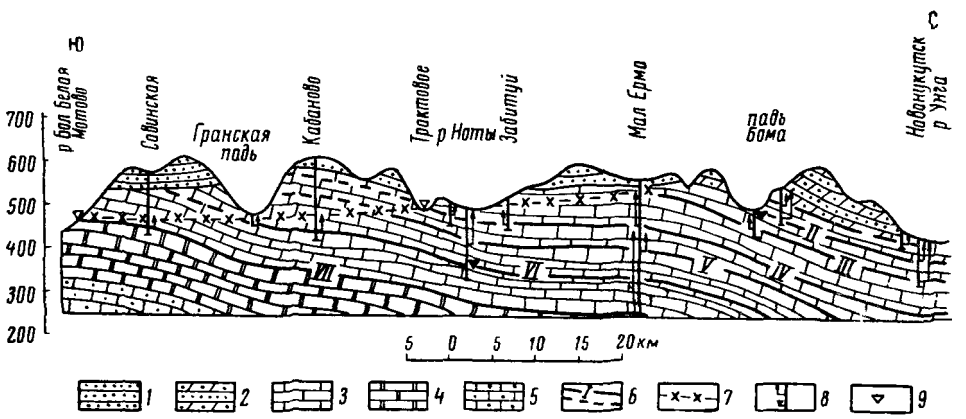


Рис. 42. Гидрогеологический разрез отложений ангарской свиты нижнего кембрия. Составил Е. В. Пиннекер, 1964 г.

1 — породы юры; *2* — средне-верхнекембрийские отложения; *3* — отложения ангарской свиты нижнего кембрия; *4* — массивные доломиты булайской свиты нижнего кембрия; *5* — отложения бельской свиты нижнего кембрия; *6* — водоносные горизонты в отложениях ангарской свиты, цифра — их номер (пунктиром — в зоне дренажа); *7* — нижняя граница дренированных пород; *8* — скважина с уровнем безнапорных (треугольник) и напорных (стрелка) подземных вод; *9* — родник

пресные. Среди анионов преобладают гидрокарбонаты, катионный состав смешанный, чаще магниево-кальциевый. Для Приангарья наряду с карбонатным карстом характерен гипсовый карст; подземные воды становятся сульфатными кальциевыми, а минерализация повышается до

Таблица 25

Некоторые данные о карстовых родниках, выходящих из сульфатно-карбонатных пород нижнего кембрия

№ по гидрогеологической карте	Местоположение водопункта, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка выхода родника, м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Дебит, л/сек	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
282	Группа родников по р. Улькану, в 1 км выше устья р. Шоны	590	Cm_1l	Известняки и доломиты	6/VII 1962	100	0,53	7,5 / 1,3
285	Родник на левом берегу р. Тангоды, в 15 км ниже слияния Левой и Правой Тангоды	800	Cm_1l	Битуминозные доломиты	27/VII 1962	100	1,96	7,9 / 3
306	Группа родников в основании склона горы Толстый мыс, у уреза воды в р. Оке	660	Cm_1l	Известняки трещиноватые	18/VII 1955	150	0,16	7,6 / 8
315	Группа родников напротив пос. Мееровского, в левом распадке долины р. Унги	435	Cm_1an	Доломиты	11/VIII 1955	49	1,4	7,3 / 5
329	Родник „Провалище" в 1,5 км вниз по р. Осе от дер. Усть-Оса	375	Cm_1an	Гипсово-доломитовая порода	12/VIII 1960	50	3,9	7,6 / 4,5
349	Родник в 2 км севернее дер. Каменка в долине р. Каменки	625	Cm_1an	Известняки	5/X 1958	1,0	1,01	7,4 / —
358	Родник в 16,2 км юго-восточнее дер. Самодуровой, в верхнем левого распадка пади Кайта	820	Cm_1bl	Доломиты	22/VII 1959	12	0,3	7,1 / 3,0
369	Группа родников, дающих начало р. Бол. Иреть у дер. Багаровские участки	499	Cm_1bl	Известняки и доломиты, участками окремненные	11/IX 1958	250	0,2	7,2 / 5,5
385	Группа родников в пос. Долиском, водораздел рек Китоя и Мал. Белой	498	Cm_1bl	Известняки и доломиты	10/VIII 1957	200	0,24	— / 4
388	Родник в 1 км южнее дер. Баушино, в основании левого склона долины р. Иркута	460	Cm_1bl	Доломиты	16/IV 1957	80	0,38	7 / 5

№ по гидрогеологической карте	Местоположение водопункта, геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Общая минерализация, г/л	Источник
282	Группа родников по р. Улькану, в 1 км выше р. Шоны	мг/л	75,1	19,6	51,4	59,7	95,4	231,8	$NH_4^+ < 0,1$; SiO_2 5,2	4,2	Б. Н. Писарский, 1963 г.
		мг-экв/л	3,27	1,62	2,57	1,69	1,98	3,8			
		%-экв	43,8	21,7	34,5	22,5	26,5	51,0			
285	Родник на левом берегу р. Тангоды, в 15 км ниже слияния Левой и Правой Тангоды	мг/л	34,9	88,4	408,8	3,5	1270	152,3	CO_2 св. 1,0; SiO_2 9,2	27,7	То же
		мг-экв/л	1,52	7,27	20,4	0,1	26,4	2,5			
		%-экв	5,1	24,9	70,0	0,1	91,0	8,6			
306	Группа родников в основании склона горы Толстый мыс, у уреза воды в р. Оке	мг/л	1,7	9,2	21,0	3,5	8,6	7,0	Окисляемость по O_2 8,6, CO_2 св. 93,6; Fe 0,3	1,9	В. И. Астраханцев и др., 1956 г.
		мг-экв/л	0,07	0,75	1,2	0,09	0,18	4,06			
		%-экв	3,5	37,1	59,4	2,08	1,15	93,77			
315	Группа родников напротив пос. Месровского, в левом распадке долины р. Унги	мг/л	98,8	41,3	261,5	107,8	725,5	158,6	Окисляемость по O_2 208; H_2S 0,2; CO_2 св. 82,7; SiO_2 12,0	16,4	То же
		мг-экв/л	4,3	3,39	13,0	3,04	15,1	2,6			
		%-экв	20,7	16,4	62,9	14,6	72,8	12,6			
329	Родник „Прорапище" в 1,5 км вниз по р. Осе от дер. Усть-Оса	мг/л	680,9	78,7	258,2	946,3	1669,1	237,9	NH_4 1,1; O_2 2,34 H_2S следы; CO_2 св. 13,2; SiO_2 1,2	35,7	З. А. Хлебникова и др., 1961 г.
		мг-экв/л	29,6	6,47	29,2	26,67	34,76	3,9			
		%-экв	45,1	9,8	11,8	40,8	53,2	6,0			
349	Родник в 2 км северо-восточнее дер. Каменка в долине р. Каменки	мг/л	24,8	42,0	206,4	7,0	173,3	292,8		13,8	Н. А. Журавель и др., 1960 г.
		мг-экв/л	2,08	3,44	10,32	0,18	9,86	4,8			
		%-экв	7,3	23,2	69,5	1,2	66,4	32,4			
358	Родник в 16,2 км юго-восточнее дер. Самодуровой, в вершине левого распадка пади Кайта	мг/л	6,0	18,5	36,1	3,5	19,3	189,1	CO_2 8,1	3,3	Г. А. Еремченко, Ю. Г. Вьюн, 1961 г.
		мг-экв/л	0,26	1,52	1,81	0,09	0,4	3,1			
		%-экв	7,3	42,3	50,4	2,5	11,1	86,4			
369	Группа родников, дающих начало р. Бол. Ирети, у дер. Багаровские участки	мг/л	13,8	0,8	21,6	10,0	12,3	112,9	O_2 4,96; CO_2 св. 25,3 SiO_2 4,0	1,8	Е. В. Иппекер, 1958 г.
		мг-экв/л	0,6	0,57	1,22	0,28	0,26	1,85			
		%-экв	25,1	23,8	51,1	11,7	10,9	77,4			
385	Группа родников в пос. Долинском, водораздел рек Китоя и Мал. Белой	мг/л	20,5	7,0	34,1	10,4	23,0	146,1	O_2 5,04; CO_2 св. 14,8 SiO_2 8,4; Fe 0,8	2,3	То же
		мг-экв/л	0,9	0,6	1,7	0,3	0,48	2,4			
		%-экв	28,1	18,8	53,1	9,1	15,2	75,7			
388	Родник в 1 км южнее дер. Бачшино, в основании левого склона долины р. Иркута	мг/л	25,1	15,7	55,1	17,4	16,4	249,9	NH_4 0,01; O_2 4,0; CO_2 св. 18,9; SiO_2 3,6	4,04	„ „
		мг-экв/л	1,09	1,29	2,75	0,49	0,34	3,9			
		%-экв	21,2	25,2	53,6	9,6	6,6	76,0			

2—4 *г/л* (см. табл. 25). Такой является вода озера-родника «Провалище» в устье р. Осы и многих скважин. Сульфатные кальциевые воды распространены главным образом в бассейнах рек Унги и Осы.

Пресные трещинно-карстовые воды широко используются для водоснабжения, а на некоторых родниках устроены водяные мельницы.

Режим трещинно-карстовых вод непостоянный. Уровень, дебит, а часто температура и химический состав сильно изменяются во времени. Основное питание вод закарстованных толщ происходит в периоды дождей, снеготаяния и половодья. Между водами карстовых зон и рек наблюдается тесная связь. В этом отношении интересно Приангарье. Во время паводков на р. Ангаре уровень карстовых вод сильно повышается (на 3—5 *м*), влияние подпора сказывается на 1—3 *км* от берега (а местами до 4,5 *км*). Отмечаются и другие формы взаимосвязи. Так, между пос. Каменно-Ангарск и с. Буреть по обоим берегам р. Ангары уровень карстовых вод на 0,5—1,7 *м* ниже уровня воды в реке. С удалением от реки уровень подземных вод, постепенно повышаясь, образует нормальную депрессионную кривую. Наличие указанных «окон» свидетельствует об оттоке воды из р. Ангары в закарстованные массивы. Это предположение подтверждается и гидрометрическими замерами, согласно которым р. Ангара теряет в карсте значительное количество воды.

Глубина распространения карста на междуречных пространствах достигает 100—200 *м*, под долинами она уменьшается до 40—60 *м*. Ниже зоны дренажа, вызванной закарстованностью, в карбонатных породах прослеживаются выдержанные напорные водоносные горизонты, которые погружаются от Саяно-Байкальского горноскладчатого обрамления в глубь Ангаро-Ленского артезианского бассейна и приурочены к определенным стратиграфическим пачкам; глубина их залегания изменяется от 5—10 до 100—200 *м* и более Водоносные горизонты, моноклинально падая на северо-восток и северо-запад (углы падения не более 1°), на участках положительных геологических структур приподнимаются, подходят близко к поверхности и это облегчает разгрузку подземных вод, тем более, что здесь увеличивается трещиноватость пород. Коллекторские свойства водоносных пород (трещиноватых и кавернозных доломитов, пористых известняков и т. д.) характеризуются пористостью 3—25% и коэффициентом проницаемости 10—90 *мдарси*. По данным Е. Н. Мещерской (1963 г.) и С. В. Носовского (1953 г.), для зон повышенной кавернозности и трещиноватости коэффициент проницаемости оценивается несколькими сотнями миллидарси. Вблизи поверхности он увеличивается до 500—2500 *мдарси*.

Выделение пространственно выдержанных водоносных горизонтов в отложениях ленского яруса стало возможным лишь в последнее время, когда было проведено обобщение обширного фактического материала (Ткачук, 1957б; Ткачук и Пиннекер, 1959; Цахновский и Садыков, 1962) Водоносность отложений каждой свиты ленского яруса, за исключением зоны карста, которая уже была охарактеризована, рассматривается раздельно.

Ангарская свита. В зоне свободного водообмена (мощностью до 200—300 *м*) отложения ангарской свиты ниже базисов дренажа содержат семь пространственно выдержанных водоносных горизонтов (Ткачук, 1957б; Пиннекер и Вологодский, 1962). Выше базисов эрозии среди закарстованных пород они дренированы и сохранились только в виде «линз» и «обрывков» на незатронутых карстом прослоях. Стратиграфические толщи, к которым приурочены такие линзы, часто обладают высокой поглотительной способностью, достигающей 125 $м^3/час$ (пос. Касьяновка).

Выделение и стратификация водоносных горизонтов в отложениях ангарской свиты сделано для Южного Приангарья (табл. 26; см. рис. 42). Из-за фациальной изменчивости и структурных особенностей в этой толще не всегда развиты все семь водоносных горизонтов. Так, В. В. Куренной (1962б), по данным бурения в дер. Малой Ерме, выделяет пять горизонтов, в бассейне р. Иды В. Г. Ткачук и Е. В. Пиннекер (1959) насчитывают шесть. Однако в большинстве районов (как показали результаты региональных гидрогеологических исследований) развиты все (от первого до седьмого) горизонты. Примерно такая же картина наблюдается и за пределами Южного Приангарья (Пиннекер, 1965).

Таблица 26

Схема стратификации водоносных горизонтов в отложениях ангарской свиты Южного Приангарья

(по данным А. Н. Золотова, В. Г. Ткачук, Г. П. Вологодского и Е. В. Пиннекера)

Водоносный горизонт	Стратиграфическое положение	Водовмещающие породы	Удельный дебит скважин, *л/сек*	Мощность водоносного горизонта, *м*
Верхнеангарская подсвита				
Первый	Вблизи контакта с среднекембрийскими отложениями	Водорослевые кавернозные доломиты	0,3—1,0	4—5
Второй	На 30—50 *м* ниже контакта с среднекембрийскими отложениями	Пачка доломито-ангидритов и карбонатных брекчий	0,1—4,0	5—10
Третий	На 75—100 *м* ниже контакта с средним кембрием и в 70—90 *м* выше контакта с нижнеангарской подсвитой	Пачка мергелистых кавернозных доломитов	0,01—10,00	3—10
Четвертый (шелонинский)	На 15—30 *м* выше контакта с нижнеангарской подсвитой	Пачка серых доломитов	0,2—3,0	5—30
Нижнеангарская подсвита				
Пятый	На 180—200 *м* выше кровли булайской свиты и 10—15 *м* ниже контакта с верхнеангарской свитой	Верхняя часть пачки коричнево-серых известняков	0,1—7,0	5—20
Шестой (зиминский)	На 70—90 *м* выше кровли булайской свиты	Контакт пачки брекчиевидных известняков и мергелистых доломитов с пачкой массивных доломитов	0,1—2,0	3—10
Седьмой (нукутский)	На контакте с булайской свитой	Низы пачки брекчиевидных известняков и мергелистых доломитов	0,06—1,0	10—30

Производительность водоносных горизонтов изменяется в очень широких пределах и зависит от степени трещиноватости пород (водоносные горизонты трещинно-пластовые). Сильно сказывается также влияние структурных особенностей: при прочих равных условиях наибольшей водообильностью обладают трещиноватые и кавернозные доломиты на локальных поднятиях и в речных долинах (удельный дебит скважин 0,5—10 *л/сек*). Меньшая производительность наблюдается

в водоносных горизонтах, приуроченных к слабо трещиноватым породам, что чаще всего бывает на междуречьях (удельный дебит скважин 0,1—0,5 *л/сек*). На глубине в несколько сотен метров вследствие затухания трещиноватости породы обводнены слабо; удельный дебит скважин редко превышает 0,1 *л/сек*, иногда породы безводны. Правда, в ряде случаев (например, в с. Малышевке, на р. Ноты и т. д.) многие водоносные горизонты даже на глубине 100—300 *м* сохраняют высокую производительность.

В удалении от горноскладчатых сооружений, где отложения ангарской свиты залегают на глубине 400—800 *м* и более, они содержат уже рассолоносные горизонты. Буровыми работами пока что выявлено три таких горизонта (рис. 43, 50): шелонинский, зиминский и нукутский (устькутский), по стратиграфическому положению они соответствуют четвертому, шестому и седьмому водоносным горизонтам области питания (см. табл. 26 и рис. 42).

На Шелонинской и Зиминской площадях рассолы приурочены к кавернозным доломитам среди пластов каменной соли с чрезвычайно разными коллекторскими свойствами. Дебит скважин (табл. 27) от 0,001 до 0,2 *л/сек* (при понижениях 100—300 *м*), в отдельных местах достигает 0,8—1,6 *л/сек*. Нукутский рассолоносный горизонт связан с пористыми доломитами. Нижним водоупором являются массивные доломиты булайской свиты. При его вскрытии скважины Усть-Кутская 1 и Нукутская 1 фонтанировали с дебитом 0,001—0,78 *л/сек*. Этот же водоносный горизонт отмечен при бурении на Жигаловской, Тыретской и Мироновской площадях.

Питание водоносных горизонтов отложений ангарской свиты происходит в местах выхода пород на дневную поверхность за счет атмосферных осадков, а также карстовыми и речными водами.

Вблизи областей питания подземные воды пресные, по составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые Зона пресных вод имеет весьма изменчивую мощность — от 25—60 до 200—300 *м*. В толще гипсоносных отложений уже на небольшой глубине появляются сульфатные кальциевые воды с минерализацией 1—3, реже до 5 *г/л* (см. табл. 27), но на глубине 100—300 *м* они переходят в соленые воды хлоридного натриевого состава (села Малышевка, Тыреть, пос. Оса и т. д.). Минерализация хлоридных натриевых рассолов достигает 180—318 *г/л* (города Усть-Кут и Тайшет). В г. Зиме и пос. Шелонинском, где отложения ангарской свиты содержат пласты каменной соли, обнаружены рассолы хлоридного кальциевого и магниево-кальциевого состава с минерализацией 400—450 *г/л* (см. табл. 27). Вода содержит много брома.

Булайская свита. Плотные и массивные доломиты булайской свиты представляют регионально выдержанный водоупор, разделяющий водоносные горизонты в отложениях ангарской и бельской свит. В местах выхода на поверхность в Присаянье и Прибайкалье эти доломиты содержат трещинные воды с невысокой (0,2—0,5 *г/л*) минерализацией. Дренирующие их родники имеют дебит не более 0,5—1 *л/сек*. Кроме того, булайские доломиты иногда являются водоносными на контакте с ангарской и бельской свитами (скважины в с. Кулакова на р. Малой Белой, на территории физиотерапевтического санатория в г Иркутске, в пос. Марково на р. Лене и с. Тырети). Вероятно, здесь находятся локальные водоносные горизонты, образующие единое гидравлическое целое с выше- и нижележащими пространственно выдержанными водоносными горизонтами. Лишь на куполовидных поднятиях при сильной раздробленности пород булайской свиты к ним приурочены трещинные воды (например, на Булайском поднятии и в районе Малой Ермы).

По периферии Ангаро-Ленского артезианского бассейна, где отложения ангарской свиты отсутствуют и породы булайской свиты непосредственно перекрываются образованиями юры, фиксируется водоносный горизонт на контакте пород юрского возраста и трещиноватых доломитов булайской свиты. Некоторые авторы (Трофимук, 1960), склонны считать отложения, с которыми связан данный водоносный горизонт, уцелевшими от размыва пород ангарской свиты. Такой горизонт выявлен в Приирку тской впадине. В с. Московщина дебит вскрывшей его скважины составлял 8 *л/сек* при напоре 18,5 *м* выше поверхности земли, в Больше-Разводнинских скважинах 1 и 2 дебит был несколько ниже, а в скважине 110 Иркутского физиотерапевтического санатория составлял доли литра в секунду.

По химическому составу воды пород булайской свиты в перечисленных скважинах хлоридные натриевые с минерализацией 8—20 *г/л* и относительно высоким (до 25%-*экв*) содержанием сульфатов.

Бельская свита представлена теми же породами, что и ангарская свита, — доломитами, известняками, гипсами, ангидритами и пластами каменной соли. Последние занимают в среднем 20—30% от общего объема свиты (преимущественно в верхней и нижней подсвитах).

Анализ имеющихся данных позволяет говорить о наличии в отложениях бельской свиты трех пространственно выдержанных водоносных горизонтов, что хорошо видно на примере Половининской скважины 3 (табл 28) Эти горизонты плавно погружаются от горноскладчатого обрамления в глубь Сибирской платформы.

Первый водоносный горизонт приурочен к пористым загипсованным доломитам, залегающим на контакте с перекрывающими плотными доломитами булайской свиты. Горизонт напорный, глубина его залегания составляет 150—300 *м* и более. Помимо ст. Половина, он вскрыт и опробован в г. Иркутске, дер. Большой Разводной, на ст. Мальта и т д Производительность горизонта оценивается дебитом скважин от 0,5 до 15—18 *л/сек*. Вода по составу хлоридная натриевая с минерализацией от 1 до 10 *г/л* (табл 29 и см. табл. 28).

Второй водоносный горизонт располагается в средней части разреза бельской свиты (на 100—150 *м* ниже ее кровли) и представлен трещиноватыми доломитами и известняками. С первым водоносным горизонтом он обычно имеет гидравлическую связь. Производительность и степень минерализации подземных вод обычно несколько больше, чем верхнего водоносного горизонта. На ст. Мальта дебит скважины при опробовании обоих водоносных горизонтов составлял 200 *л/сек*. Вода по составу хлоридная натриевая.

В нижней части бельской и верхней части усольской свит находятся обводненные доломиты и доломито-ангидриты, заключенные среди пластов каменной соли и имеющие мощность 40—60 *м*. Глубина их залегания составляет 500—1100 *м* и более (см. табл. 29). Водоносный горизонт получил наименование балыхтинского (Цахновский, Садыков, 1962). Он опробован многими скважинами (в пос. Балыхте, с. Нижнем Булае, на ст. Половина, Марковском нефтяном месторождении и т п) и хорошо выдерживается на огромной площади (рис 43).

Коллекторские свойства балыхтинского горизонта очень разнообразные и всецело определяются степенью трещиноватости пород. Подземные воды обладают высокими напорными свойствами (до 1000—2000 *м*). Дебит скважин изменяется от 0,001 до 1—10 *л/сек*, т. е от долей до нескольких десятков и сотен кубических метров в сутки. Более того, в с. Балыхта в 800 *м* севернее и южнее скважины 5, фонтанировавшей с дебитом 1—2,25 *л/сек* (до 250 *м*^{3}/*сутки*), а при откачке дававшей 10 *л/сек* (850 *м*^{3}/*сутки*), было пройдено две скважины, в которых

Таэна

Тюремный Шукунский р. Анадырь

Апрелка

Болыхтма Тюлимга

р. Иэло Жилищный р. Лено

р. Лено

р. Тураки Усть-Кут Якутия

Казаркы

Мирного

р. Вилюй Тюлимский Мирный

Ленск

Якутск

Покровск

Хандыга

Усть-Мая

Нижнеянск

Тикси

Усть-Янск

Верхоянск

Оймякон

Среднеколымск

Зырянка

Колымская ГЭС

Усть-Среднеканск

Сеймчан

Магадан

Палатка

Анадырь

Беринговский

Марково

Анадырь

Мыс Шмидта

Певек

Чаун

Билибино

Эгвекинот

Провидения

Уэлькаль

Мыс Дежнева

Уэлен

Лаврентия

Номе

Кивалина

Барроу

Прудхо Бей

Колвилл

Аляска

Канада

Чукотка

Якутия

Магаданская область

Колымская область

Анадырь

Мыс Шмидта

Певек

Чаун

Билибино

Эгвекинот

Провидения

Уэлькаль

Мыс Дежнева

Уэлен

Лаврентия

Номе

Кивалина

Барроу

Прудхо Бей

Колвилл

Аляска

Канада

Чукотка

Якутия

Магаданская область

Колымская область

Рис. 43. Гидрогеологические разрезы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Составил Е. В Пиннекер, 1964 г

Водоносные формации *1* — песчано-глинистых угленосных отложений юры, *2* — изверженных пород триаса (траппов); *3* — песчано-глинистых отложений ордовика, силура и девона; *4* — песчано-мергельных соленосных пород среднего — верхнего кембрия, *5* — известково-доломитовых и галогенно-сульфатных отложений нижнего и среднего кембрия — карбонатная рассолоносная формация, *6* — соленосных образований нижнего кембрия — галогенная рассолоносная формация; *7* — песчано-сланцевых и известково-доломитовых отложений верхнего протерозоя и нижнего кембрия — терригенная рассолоносная формация, *8* — метаморфических и изверженных пород архея — протерозоя, *9* — тектонические разломы (в том числе и рассоловодящие разломы), *10* — очаги разгрузки рассолов; *11* — изолинии минерализации (цифра — минерализация, *г/л*), *12* — граница между свитами и другими стратиграфическими подразделениями внутри водоносной формации, *13* — скважина (цифра сверху — абс. отметка приведенного гидростатического напора пар феновского рассолоносного горизонта, *м*); *14* — интервал водоносного горизонта вскрытого скважиной, и его цифровая характеристика числитель — дебит, *м³/сутки*, знаменатель — глубина установившегося уровня (знак «+» означает фонтанирование); *15* — нефтегазопроявления

балыхтинские доломиты оказались практически безводными. С балыхтинским горизонтом связаны нефте- и газопроявления (Балыхта, Марково и т. п.).

Подземные воды балыхтинского горизонта — это рассолы с минерализацией от 100 до 600 *г/л*. При минерализации ниже 280—350 *г/л* они хлоридные натриевые, с увеличением концентрации солей становятся хлоридными кальциевыми. Нередко в них много сероводорода (до 1,1—2 *г/л*), брома (до 7—9 *г/л*), калия, стронция и других компонентов. Характерно низкое содержание йода (0,001—0,006 *г/л*).

Усольская свита. В отложениях свиты на долю каменной соли приходится более 50%, что и определяет гидрогеологическую характеристику этой толщи и присущую ей высокую гидрогеологическую закрытость. Водовмещающими породами являются выдержанные пачки трещиноватых доломитов, заключенные среди пластов каменной соли. В периферийных частях Ангаро-Ленского артезианского бассейна соленосная толща не выходит на поверхность и фациально замещена доломитами и известняками. Соль появляется на глубине 600—1000 *м*. В центральных частях бассейна глубина залегания усольской свиты увеличивается, достигая 1600—2500 *м*. По мере погружения возрастает мощность пород (от 300—500 до 1000—1400 *м*). Максимальные значения мощностей характерны для районов с соляной тектоникой (Жигаловский вал).

Пространственная выдержанность и чередование водопроницаемых пород (доломитов) с водоупорными толщами (каменной солью и ангидритами) позволяют предполагать наличие в рассматриваемой свите нескольких водоносных горизонтов. Помимо описанного выше балыхтинского горизонта, на контакте с бельской свитой усольская свита содержит еще два (а может быть, и больше) водоносных горизонта: а) в средней части разреза и б) на контакте средне- и нижнеусольской подсвит (осинский горизонт).

Водоносный горизонт среднеусольской подсвиты еще недостаточно изучен. Он отмечается по водопоглощениям в скважинах. Небольшой водоприток из него получен на Тыретской площади, а в Тангуйской скважине 1 (см. табл. 29) наблюдался слабый самоизлив.

Наиболее хорошо изучен осинский горизонт, который является не только водоносным, но и нефтегазоносным. В Осе, Тырети, Атовке, Марково и других местах этот горизонт содержит залежи нефти и газа; глубина его залегания от 1200—1700 до 2100—2800 *м*. Подземные воды обладают высокими напорными свойствами, многие скважины фонтанируют (см. табл. 29).

Осинский водоносный горизонт выдержан на значительной площади (см. рис. 43). Водовмещающие массивные и известковистые доломиты с прослоями ангидрито-доломитов общей мощностью 20—90 *м* являются маркирующими при сопоставлении разрезов усольской свиты. Коллекторские свойства пород сильно изменчивы и обусловлены невыдержанной по площади трещи-

Таблица 27

Некоторые данные о подземных водах отложений ангарской свиты

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скважины, м	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень пресных вод, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
Первый горизонт								
–	Скважина (5) в пос. Радуй, правобережье р. Ангары	477 / 215,0	Водорослевые доломиты с включениями белого кремния и гипса	17.IX 1960	119,0 / 188,5	Незначительный приток	4	7 / –
–	Родник (868) в СЗ части дер. Лузгина, бассейн р. Осы	426	Кавернозные доломиты	16.VI 1960	–	0,1	0,54	8,0 / 1
Второй горизонт								
318	Скважина (28) в южной части пос. Шалоты, в основании склона пади	475 / 84,3	Доломиты с прослоями гипса и ангидрита	–	19,6 / 62,4	2,66 / 1,95	2,3	–
–	Скважина (261) в дер. Мольта	560 / 47,35	Трещиноватые и брекчированные доломиты	29.VIII 1960	16,2 / 41,4	2,5 / 1,8	0,71	7,4 / –
Второй-третий горизонт								
	Скважина около с. Малышевка; правый берег р. Ангары	–	Доломиты с ангидритами и мергелями	2.IX 1955	фонтан / 110	7,2 / фонтан	18,55	–
Третий горизонт								
–	Скважина (51) в пос. Угольном, правый берег р. Ангары	520 / 98	Мергелистые кавернозные доломиты	7.II 1956	36 / 27	0,78 / 8	0,83	Свед. нет
Четвертый горизонт								
–	Скважина (1-Б) в Шелонинском	583 / 502,7	„Рухляки" среди каменной соли	26.IX 1963	110,5 / 116–502	0,8–1,6 / 295	421,2	<4 / 13,6

322	Скважина (394) в дер. Левые Нарены	510 / 16,4	Трещиноватые доломитизированные известняки	7 V 1957	18,2 / 27	1,2 / не понижается	0,58	6,8 / 1,5

Пятый горизонт

—	Скважина (237) в западной части дер. Кунта; бассейн р. Белой	505 / 16,9	Известняки	30 IX 1956	28,7 / 32,0	1,18 / 0,2	0,54	7,5 / —
—	Скважина (26-К) в долине р. Ноты, у Московского тракта; бассейн р. Белой	488 / 159,4	Доломитизированные трещиноватые известняки	30 VIII 1956	фонтан. / 62,7	5–6 / фонтан.	0,65	7 / —

Шестой горизонт

311	Скважина (31-К) на Зиминской площади, в районе с. Ухтуй; долина р. Оки	144,4 / 458	Брекчированные доломиты	12 I 1961	— / 142–458	0,001 / —	415,12	6,4 / —
—	Скважина (203) в дер. Кабаново (водораздел Гранской пади и долины р. Ноты)	602 / 176	Мергелистые известняки и доломиты	1956	131 / 100	—	0,54	—
—	Скважина в с. Оронки; правый склон р. Ангары	420 / 54	Трещиноватые доломиты		16,5 / 53,0	2,0 / 0	0,144 кг/л	—

Седьмой горизонт

166	Скважина Усть-Кутская (1-р); левый берег р. Лены	303,8 / 2382	Доломиты	17 XI 1954	фонтан. / 918–968	0,009 / —	181,5	10,2 / 1,5
317	Скважина Нукутская 1-р в 3 км ЮЗ с. Нукуты; левый берег р. Залари	403 / 3553	Брекчиевидные доломиты	19 VIII 1963	фонтан. / 425–435	0,2–0,78 / —	57,52	7 / 5,1
—	Скважина 228 к северу от с. Верхний Булай	540 / 176,8	Трещиноватые доломиты	III-1956	91,4 / 163	3,3 / —	0,59	7,3 / —
370	Родник в дер. Мотово; левый берег р. Боя, Белой	458	Брекчиевидные доломиты	1 IX 1956	—	0,45	0,93	7 / 6

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	K^+	Na^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Br^-	Cl^-	SO_4^{-2}	$HCO_3^- + CO_3^-$	Прочие компоненты, мг/л	Общая минерализация, г/л	Источник
	Первый горизонт												
–	Скважина (5) в пос. Радуй; правобережье р. Ангары	мг/л	802	87,8	389,4	–	789	1748	1769		SiO_2 4;	–	З.А.Хлебникова и др., 1961 г.
		мг-экв/л	34,88	7,22	19,38		22,02	36,40	2,90		NH_4 0,5;		
		%-экв	56,7	11,7	31,5		36,1	59,2	4,7		O_2 11,3; CO_2 2,2		
–	Родник (808) в СЗ части дер. Лузинка; бассейн р. Осы	мг/л	3,0	29,3	97,8	–	10,2	71,2	310,7		NH_4 0,3;	–	То же
		мг-экв/л	0,13	2,41	4,88		0,29	1,48	5,5		SiO_2 10;		
		%-экв	1,8	32,4	65,7		3,9	19,9	74,1		NO_3 10; NO_2 0,3		
	Второй горизонт												
318	Скважина (28) в южной части пос. Шалоты; в основании склона пади	мг/л	154,5	97,0	380,0	–	6,8	1420,0	244,0			–	В.Н. Астраханцев и др., 1956 г.
		мг-экв/л	6,8	7,98	18,96		0,19	29,5	4,0				
		%-экв	20,0	24,0	56,0		1,0	87,0	12,0				
–	Скважина (261) в дер. Мольта	мг/л	39,3	41,5	86,2	–	45,6	17,7	457,5		SiO_2 8;	–	З.А.Хлебникова и др., 1961 г.
		мг-экв/л	1,7	3,4	4,30		1,29	0,37	7,50		XO_3 18;		
		%-экв	18,1	36,1	45,5		13,6	3,8	79,5		Fe^{+3} 0,5; O_2 12,8; CO_2 8,8		
	Второй-третий горизонт												
	Скважина около с. Малышевка; правый берег р. Ангары	мг/л	21	5545	222	970	–	8692	2880	219	NH_4 0,4	1,0138	Г.М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л	0,5	241	18,9	48		244,0	60,0	3,6			
		%-экв	0,2	78,4	5,8	15,6		79,3	19,5	1,2			
	Третий горизонт												
–	Скважина (51) в пос. Угольном; правый берег р. Ангары	мг/л	21,4	422	134,4	–	6,8	84,5	586,8	–	–	–	Е.В. Пиннекер, 1958 г.
		мг-экв/л	0,97	3,46	6,70		0,19	1,75	8,79				
		%-экв	8,7	31,1	60,2		1,7	16,4	81,9				
	Четвертый горизонт												
–	Скважина (1-Б) в Шепониском	г/кг	18,03	34,09	21,60	46,38	3,43	211,8	0,202	1,37	Sr 1910;	1,25	Г.М. Белозерова и др., 1964 г.
		г/л	22,54	42,61	27,0	57,98	4,29	264,8	0,253	1,71	H_2S 10;		
		мг-экв/л	580	1850	2229	2890	50,0	7470	5,0	30,0			
		%-экв	7,7	24,6	29,4	38,3	0,7	98,8	–	0,4			

322	Скважина (394) в дер Левые Нарены	мг/л мг-экв/л %-экв		4,4 0,19 2,5	34,7 2,84 36,8	93,2 4,7 60,5	–	7,1 0,2 2,6	60,0 1,31 17,0	378,2 6,2 80,4	Fe^{+3} 0,3, NH_4 0,2, O_2 5, CO_2 8,8, NO_2 0,01	–	Л М Куренная, 1957 г
							Пятый горизонт								
–	Скважина (237) в западной части дер Куйта, бассейн р Белой	мг/л мг-экв/л %-экв		8,8 0,38 4,7	49,8 4,09 50,8	71,6 3,58 44,5	–	7,1 0,20 2,5	60,0 1,25 15,5	341,6 6,60 82,0		–	Р Ф Иванилова и др. 1957 г
–	Скважина (26 К) в долине р Ноты, у Московского тракта, бассейн р Белой	мг/л мг-экв/л %-экв		46,2 2,01 21,7	36,9 3,04 32,9	84,2 4,39 45,4	–	10,4 0,29 3,0	132,3 2,76 29,8	341,6 6,20 67,2	SiO_2 18,4	–	То же
							Шестой горизонт								
311	Скважина (31-К) на Зиминской площади, в районе с Ухтуи, долина р Оки	мг/л мг-экв/л %-экв	13,46 344 4,6	8,06 350 4,7	11,73 960 12,9	115,89 5780 77,8	6,28 78 1,1	256,85 7240 98,9	Отсутствует „ „		Fe^{+3} 3220, Mn^{+2} 8	1,3	В.В Мясковский, 1962 г
–	Скважина (203) в дер Кабаново (водораздел Гранской пади и долины р. Ноты)	мг/л мг-экв/л %-экв		4,8 0,21 2,9	39,8 3,27 45,4	74,8 3,73 51,7	– – –	21,3 0,59 8,2	25,0 0,52 7,2	372,1 6,10 84,6	SiO_2 8,4	–	Р. Ф Иванилова и др, 1957 г
–	Скважина в с Олонки, правый склон р Ангары	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Материалы Облводхоза
							Седьмой горизонт								
166	Скважина Усть Кутская (1-р), левый берег р. Лены	г/л мг-экв/л %-экв	0,154 3,91 0,1	89,1 3000,4 97,9	– – –	1,7 84,8 2,0	0,05 0,6 –	107,4 3028,7 97,8	3,1 66,6 2,2	0,02 0,33 –		1,120	А К Овчинков, 1956 г.
317	Скважина Нукутская I-р в 3 км ЮЗ с Нукуты, левый берег р Залари	г/кг г/л мг-экв/л %-экв	0,106 0,110 3,0 0,3	17,66 18,28 790 82,9	0,518 0,536 40 4,2	2,40 2,48 120 12,6	0,146 0,145 2,0 0,2	29,0 30,01 850 88,1	4,84 5,05 100 10,4	0,787 0,815 13 1,3	H_2S 49, Rn 3, Sr 28, J 1,0	1,035	Г М Белозерова и др, 1964 г.
–	Скважина 228 к северу от с. Верхний Булай	мг/л мг-экв/л %-экв	–	13,2 0,57 7,2	35,4 2,9 36,7	89,0 4,45 56,1	– – –	15,0 0,43 5,1	86,4 1,73 22,2	347,7 5,76 72,7	–	–	А Н Золотов, 1957 г
370	Родник в дер Мотово, левый берег р Бол Белой	мг/л мг-экв/л %-экв		121,4 5,28 41,0	34,5 2,84 22,0	98,2 4,30 37	– – –	128,7 3,64 28,0	90,0 1,8 14,0	457,5 7,50 58,0	CO_2 41,8	–	Е В Пиннекер, 1958 г

Таблица 28

Водоносные горизонты бельской свиты в Половининской скважине 3
(Будельков Н. А., Романенко Г. Н., 1956 г.)

Водоносный горизонт	Водовмещающие породы	Установившийся уровень, *м*: Глубина появления воды, *м*	Дебит, *л/сек*: Понижение, *м*	Формула химического состава воды
I (верхний)	Загипсованные доломиты	108 / 295	0,76 / 142	$M_{9,3}\frac{Cl\,88\ SO_4\,11}{(Na+K)86\ Ca\,14}$ Br 0,004
II (средний)	Трещиноватые известняки и доломиты	108 / 395	0,22 / 152	$M_{20,9}\frac{Cl\,84\ SO_4\,15}{(Na+K)81\ Ca\,12}$ Br 0,008
III (балыхтинский)	Кавернозные доломиты („ряхляки")	130 / 602—637	0,11 / 235	$M_{184}\frac{Cl\,99}{Na\,84\ Ca\,11\ Mg\,5}$ Br 0,5

новатостью. Трещинная пустотность, согласно исследованиям ВНИГРИ и треста Востсибнефтегеология, изменяется от 0 до 12% (преимущественно 1—5%). Коэффициент проницаемости на основании промысловых испытаний оценивается А. Н. Золотовым (1965 г.) величинами от 3—10 до 100 *мдарси*. Значения дебита скважин (см. табл. 29) при слабой трещиноватости не превышают 0,03 *л/сек* (2,5 *м*^{3}*/сутки*), а при повышенной увеличиваются до 1—1,7 *л/сек* (85—150 *м*^{3}*/сутки*), обычно при понижениях в несколько сотен метров. Исключение представляет скважина 6 Тыретской площади, где происходило фонтанирование с дебитом около 0,3 *л/сек* (29 *м*^{3}*/сутки*). При вскрытии нефтегазовых залежей приток воды из скважин является пульсирующим и сопровождается выбросами газо-водяной смеси

Карта приведенных гидростатических уровней, построенная * для осинского горизонта (рис. 44), показывает, что снижение напоров происходит от периферии к центральным частям Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Хорошо вырисовывается в Южном Приангарье область с чрезвычайно низкими гидравлическими градиентами.

Воды отложений усольской свиты являются рассолами хлоридного натриевого и кальциевого состава. Минерализация достигает 500—600 *г/л*, но по периферии Сибирской платформы не превышает 60—150 *г/л*. В составе газов обычно преобладает метан. По содержанию микрокомпонентов эти рассолы аналогичны рассолам балыхтинского горизонта (см. табл. 29).

Мотская свита и ее аналоги. Отложения мотской свиты и ее аналогов выходят на поверхность по периферии Сибирской платформы вдоль Восточного Саяна и Байкальского нагорья. Здесь располагаются области питания приуроченных к ним подземных вод. Толща этих отложений мощностью от 250 до 400—600 *м* представлена главным образом песчаниками (от рыхлых до плотных), алевролитами и аргиллитами, подчиненное положение в верхней части разреза занимают известняки и доломиты, на долю которых приходится не более 20%.

В области питания подземные воды отложений мотской свиты дают начало многочисленным родникам, вскрываются колодцами и скважинами. Породы обычно отличаются повышенной трещиноватостью, вследствие чего дебит источников преимущественно достигает нескольких лит-

* Для составления карт приведенных гидростатических уровней расчеты производились по формуле А. И. Силина-Бекчурина (Пиннекер, 1965).

ров в секунду (табл 30) При погружении отложений мотской свиты скважины уже на небольших глубинах вскрывают напорные пластовые воды Например, скважина в с. Моты (правый берег р. Иркута) в песчаниках нижней части мотской свиты обнаружила фонтанирующие подземные воды на глубинах 130 и 178 *м* Вблизи областей питания воды пресные, минерализация их 0,05—0,3 *г/л*, на глубине более 100 *м* она

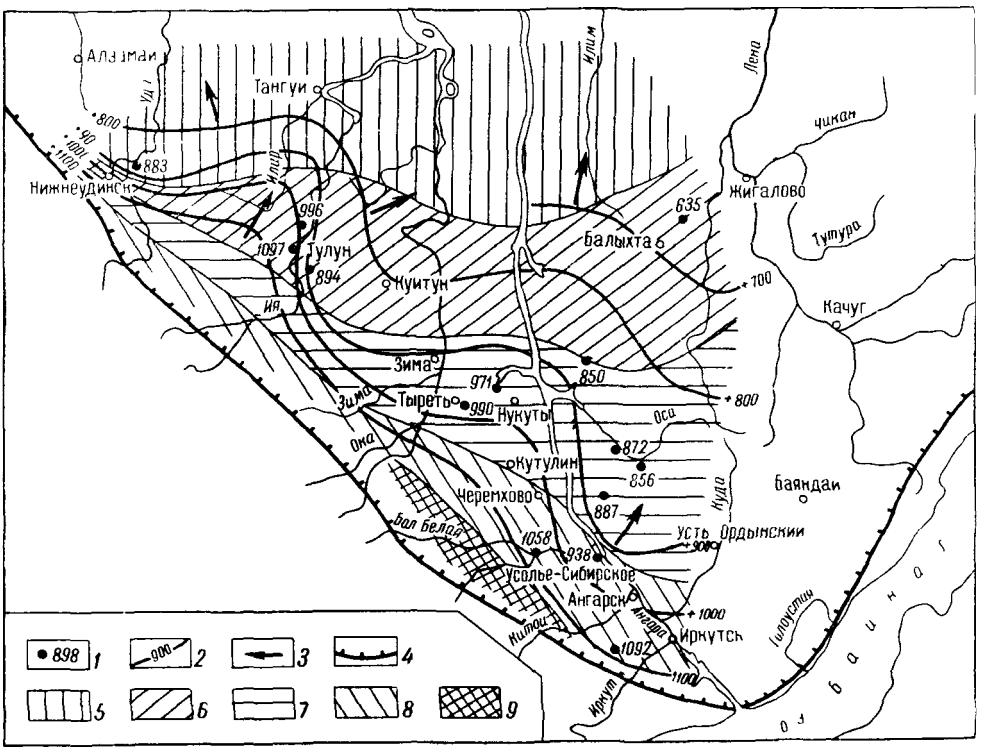


Рис 44 Схема приведенных гидростатических уровней Осинского рас солоносного горизонта (составил Е В Пиннекер, 1964 г)

1 — скважина (цифра — абсолютная отметка приведенного уровня *м*), *2* — гидроизопьезы (через 100 *м*), *3* — предполагаемое направление движения подземных вод, *4* — граница Ангаро-Ленского артезианского бассейна Глубина опробования подземных вод (в абсолютных отметках) *5* — более 2500 *м*, *6* — от 2500 до 2900 *м* *7* — от 2000 до 1500 *м*, *8* — от 1500 до 1000 *м* *9* — менее 1000 *м*

повышается до 0,5 *г/л*. Это гидрокарбонатные воды со смешанным катионным составом, чаще магниевые или натриевые (см. табл 30).

Судя по гипсометрическим отметкам родников и результатам опробования неглубоких скважин, мотская свита уже вблизи областей питания содержит несколько водоносных горизонтов С удалением от горноскладчатых сооружений водоносные горизонты испытывают быстрое погружение Если вдоль Восточного Саяна они выходят на поверхность, а у с Моты залегают на глубине не более 150—200 *м*, то в дер. Еловке (25 *км* от с Моты) они погружаются на глубину 1200—1700 *м* и у пос. Тыпты (Ангаро-Ленское междуречье) — до 2900—3000 *м*. Напор подземных вод по мере погружения возрастает до 1000—2500 *м* и более.

Глубинные воды отложений мотской свиты сейчас вскрыты многими нефтеразведочными скважинами (села Оса, Кутулик, города Тулун, Нижнеудинск, поселки Атовка, Парфеновка, Бильчир и т. д) В г Усолье-Сибирском, дер. Тагне и ст. Тырети были пробурены специ-

Таблица 29

Некоторые данные о подземных водах отложений бельской и усольской свит

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины, м / Глубина скважины, м	Возраст и наименование водоносного горизонта	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
–	Скважина (28) на левом берегу р. Лены (Марковская площадь)	280 / в проходке	Cm_1as (балыхтинский горизонт)	Доломитизированные известняки среди пластов каменной соли	15/VIII 1964	Фонтан. / 1661–1671	2,5–3 / Фонтан.	577,7	4 / 17–19
–	Скважина (1) в 10–12 км восточнее с. Тангуя, на левом берегу р. Ии	408,7 / 3424	Cm_1as (средняя подсвита)	Доломиты с песчаником	27/X 1963	Фонтан. / 2630	0,05 / –	311,9	7,8 / 2
275	Скважина (5) в 4 км СВ дер. Балыхты: левый берег р. Балыхты	566,3 / 2501,2	Cm_1as (балыхтинский горизонт)	Кавернозные доломиты	18/IX 1960	Самоизлив. / 1122–1130	1,04 / ~200	599,0	4,6 / 15
–	Тыретская скважина (6) у дер. Фирсово	528 / 2465,3	Cm_1as (осинский горизонт)	Доломиты, доломито-ангидриты	13/VI 1960	Фонтан. / 1675–1730	0,29–0,336 / 100	534,58	4,5 / 18,8
321	Скважина (ГЛ-3) в дер. Мал. Ерма	559 / 902,0	Cm_1bel (средний горизонт)	Доломиты	27/XII 1960	103 / 650	0,04 / 202	39,39	8,0 / 4,2
–	То же	559 / 902,0	Cm_1as (балыхтинский горизонт)	Трещиноватые доломиты	2/XI 1961	128 / 830–837	0,02 / 57,3	194,46	7,6 / 4,8

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Химический состав воды										Объемный вес, г/см³	Источник
		Форма выражения анализа	K^+	Na^+	Mg^{++}	Ca^{++}	Br^-	Cl^-	SO_4^{--}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л		
–	Скважина (28) на левом берегу р. Лены (Марковская площадь)	г/кг	8,10	0,046	11,56	124,7	5,15	259,0	0,336	0,060		1,41	Е. В. Пиннекер 1961 г.
		г/л	11,43	0,064	16,32	176,1	7,27	366,0	0,474	0,085			
		мг-экв/л	292,4	2,81	1342	8786	90,95	10321	9,87	1,39			
		%-экв	2,8	–	12,9	84,2	0,9	99	0,1	–			
–	Скважина (1) в 10–12 км восточнее с. Тангуя, на левом берегу р. Ии	г/кг	2,239	86,07	0,128	14,35	0,725	159,7	0,642	0,028	Sr 470	1,182	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		г/л	2,646	101,7	0,151	16,95	0,86	188,8	0,759	0,033			
		мг-экв/л	68,0	4,42	12,0	850	11,0	5320	16,0	–			
		%-экв	1,3	82,6	0,2	15,9	0,2	99,5	0,3	–			
275	Скважина (5) в 4 км СВ дер. Балыхты, левый берег р. Балыхты	г/кг	15,06	7,942	11,42	118,05	5,73	264,7	0,743	1,102	H_2S 1470; Sr 5980	1,41	То же
		г/л	21,23	11,20	16,10	166,5	8,079	373,2	1,048	1,554			
		мг-экв/л	540	480	1320	8310	101	10520	21,0	25			
		%-экв	5,1	4,5	12,4	78	1,0	98,6	0,2	0,2			
–	Тыретская скважина (6) у дер. Фирсово	г/л	15,77	4,7	15,08	154,6	8,81	333,34	–	1,28	H_2S 1730; Sr 4070; SiO_2 382	1,38	„ „
		мг-экв/л	400,00	200	1240	7710	110	9400	–	20			
		%-экв	4,2	2,1	13,0	80,7	1,2	98,6	–	0,21			
321	Скважина (ГЛ-3) в дер. Мал. Ерма	г/кг	0,036	9,27	0,73	3,48	0,364	21,68	1,72	0,596	H_2S 11; Sr 98	1,04	„ „
		г/л	0,037	9,61	0,76	3,61	0,378	22,54	1,79	0,619			
		мг/экв/л	0,9	407,0	60,8	175,0	4,6	617,0	36,0	9,8			
		%-экв	0,1	68,2	9,5	27,2	0,7	92,4	5,4	1,5			
–	То же	г/кг	2,27	62,23	0,38	2,11	0,07	101,22	3,73	0,047	H_2S 13; Sr 17; SiO_2 85	1,123	„ „
		г/л	2,55	71,01	0,43	2,37	0,08	113,67	4,19	0,053			
		мг-экв/л	60,00	3080,0	35,0	118	–	3205,0	87,0	0,8			
		%-экв	1,8	93,5	1,1	3,6	–	97,3	2,7	–			

№ по гидрогеологической карте	Местонахождение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическим признакам	Абсолютная отметка устья скважины, м / Глубина скважины, м	Возраст и наименование водоносного горизонта	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень подъема воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
–	Скважина (3) на курорте „Новое Усолье", у дер. Нижнее Булая	120 / 500	C_2m_1bl (балыктинский горизонт)	Доломиты	27 VII 1960	11 / 489	6,36 / 232	105,46	8,2 / 6,5
–	Скважина (1) на ст. Половина	528 / 610	C_2m_1bl (балыктинский горизонт)	Кавернозные доломиты („рухляки")	1956	130–134 / 626–640	2,49 / 150	197,8	– / 5,8
325	Атовская скважина (7) в пос. Атовка	2653	C_2m_1as (осинский горизонт)	Трещиноватые доломиты	19 X 1962	125 / 394,1–2085	0,06 / 1375	365,08	5,9 / 13,8
–	Осинская скважина (1) в с. Оса	413 / 2330	C_2m_1as (осинский горизонт)	Доломиты, доломито-ангидриты	24 II 1955	Выброс с нефтью / 1630–1668	0,06 / 160,0	308,12	– / 13,2
380	Скважина (1) у ст. Мальта; правый берег р. Белой	416,1 / 317	C_2m_1bl (верхний горизонт)	Трещиноватые доломиты	23 VII 1955	Фонтан. / 169	15–18 / Фонтан.	1,04	6,4 / 5,08
–	То же	416,1 / 317	C_2m_1bl (верхний и средний горизонты)	Кавернозные доломиты	13 VIII 1956	Фонтан. / 317	200 / Фонтан.	14,87	– / 8
–	Скважина (3) на территории Иркутской горбольницы	475 / 765	C_2m_1bl (верхний горизонт)	Трещиноватые доломиты	13 III 1962	15 / 661	1,03 / 15	4,6	7,3 / 9
400	Скважина (2) в дер. Бол. Разводной	448,5 / 2129	C_2m_1as (осинский горизонт)	Доломито-ангидриты	10 VII 1951	+20 / 1216	0,17–0,5 / +20	62,62	7,3 / 23,35

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды										Объемный вес, г/см³	Источник
		Форма выражения анализа	K^+	Na^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Br^-	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л		
1	Скважина (3) на курорте „Новое Усолье", у дер. Нижнего Булая	г/л	0,061	38,732	0,082	1,523	0,0089	55,302	9,581	0,134	SiO_2 2,1	1,067	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л	1,64	1684	6,74	76,0	0,5	1560,0	199,54	2,20			
		%-экв	0,1	95,2	0,4	4,3	–	88,5	11,3	0,2			
2	Скважина (1) на ст. Половина	г/л	2,57	59,46	2,92	9,22	0,707	117,3	1,64	–		–	По данным Е. В. Кравченко
		мг-экв/л	66,0	2585	240	460	9,0	3308	34	–			
		%-экв	2,0	77,1	7,2	13,7	0,3	98,7	1,0	–			
3,5	Атовская скважина (7) в пос. Атовка	г/кг	7,91	59,89	3,02	41,65	2,51	181,2	0,187	0,395	Sr 2540; J 5; NH$_4$ 339	1,239	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		г/л	9,80	74,21	3,74	51,60	3,11	224,5	0,232	0,489			
		мг-экв/л	250	3227	307,6	2575	38,8	6331,7	4,8	8,08			
		%-экв	3,9	50,7	4,9	40,5	0,6	99,1	0,1	0,1			
1	Осинская скважина (1) в с. Оса	г/л	19,75	0,86	15,51	146,23	3,78	320,97	0,12	0,902		1,36	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л	505	37	1275	7297	47	9051	2,0	14,0			
		%-экв	5,6	0,4	14,0	80,0	0,5	99,3	–	0,2			
380	Скважина (1) у ст. Мальта; правый берег р. Белой	г/л		0,292	0,023	0,064	–	0,583	0,031	0,042		1,009	По данным М. А. Жаркова
		мг-экв/л		12,69	1,89	3,19	–	16,44	0,64	0,69			
		%-экв		71,4	10,6	18,0	–	92,5	3,6	3,9			
1	То же	г/л	0,001	4,029	0,201	0,59	0,007	6,638	2,018	0,053	H_2S 6	1,003	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л	–	175,0	16,0	29,0	–	187,0	42,0	5,0			
		%-экв	–	79,5	7,3	13,2	–	79,9	18,0	2,1			
–	Скважина (3) на территории Иркутской торфобольницы	г/л	0,051	15,82	0,396	1,181	0,0137	25,01	4,036	0,085	H_2S 11,4; Rn 3; Sr 28	–	То же
		мг-экв/л	1,30	687,80	32,57	58,93	–	705,28	84,03	1,40			
		%-экв	0,2	88,1	4,2	7,5	–	89,2	10,6	0,2			
400	Скважина (2) в дер. Бол. Разводной	г/л		21,95	0,28	1,54	0,01	33,46	5,28	0,1	H_2S 26	1,018	„ „
		мг-экв/л		950	20	70,0	–	940	109	1,6			
		%-экв		91,3	1,9	6,8	–	89,5	10,4	0,1			

Таблица 30

Некоторые данные о подземных водах отложений мотской свиты

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
				Область питания					
373	Родник (339) в пос. Камыжи; долина р. Камыжи	530	$C_{III}mt$	Песчаники	15/VIII 1957	–	5,5	0,28	—
390	Скважина (2-бис) в с. Моты; правый берег р. Иркута	485 / 285	$C_{III}mt$	То же	16/VI 1957	Фонтан. / 178	0,15 / фонтан.	0,5	8,2 / 5,6
401	Родник (819) в 5 км восточнее пос. Большой Луг; днище пади Сухой Кук-Юрт	500	$C_{III}mt$	» »	8/VII 1957	–	2,0	0,14	– / 2
				Доломиты в верхней части мотской свиты					
–	Парфеновская скважина (3)	442 / 2450,2	Контакт $C_{III}mt$ и $C_{III}us$	Доломиты с прослоями доломито-ангидрита	26/XI 1957	100 / 1805–1818	0,22 / 362	434,1	5,6 / 28,40
				Парфеновский горизонт					
203	Нижнеудинская скважина (1) в лер. Укар левый берег р. Уды	367 / 3251	$C_{III}mt$	Доломиты с прослоями песчаника	15/VI 1961	260 / 3218–3233	0,61 / 166	414,9	4 / 14,5
253	Тулунская скважина (1-р); на северной окраине г. Тулуна	486 / 3002,9	$C_{III}mt$	Карбонатно-терригенные породы	9/VIII 1960	186 / 2785–2795	1,96 / 444	325,78	7,2 / 15,4

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	K^+	Na^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Br	Cl	SO_4^{-2}	$HCO_3^- + CO_3^{-2}$	Прочие компоненты, мг/л	Объемный вес, г/см³	Источник
Область питания													
373	Родник (339) в пос. Камыжи; долина р. Камыжи	мг/л	20,0	20,5	30,1	–	6,9	29,5	183,0	NO_3 0,8	–		Е. В. Пиннекер 1958 г.
		мг-экв/л	0,87	1,67	1,5		0,2	0,4	3,0				
		% -экв	21,5	41,3	37,2	–	5,5	11,3	82,7				
390	Скважина (2-бис) в с. Моты, правый берег р. Иркута	мг/л	116,6	4,2	19,0	–	10,4	14,0	335,2		–		И. Н. Сулимов, В. И. Глухов, 1957 г.
		мг-экв/л	5,1	0,35	0,95	–	0,29	0,29	5,79	O_2 7,2;			
		% -экв	79,6	5,5	14,9	–	4,6	4,6	90,8	SiO_2 6,0			
401	Родник (8/9) в 5 км восточнее пос. Большой Луг; днище пади Сухой Кук-Юрт	мг/л	13,8	8,3	11,2	–	3,3	–	106,8	CO_2 67,5	–		С. Л. Пугач, Л. Н. Бондаренко, 1960 г.
		мг-экв/л	0,6	0,68	0,56	–	0,09	–	1,75				
		% -экв	33,0	37,0	30,0	–	5,0	–	95,0				
Доломиты в верхней части мотской свиты													
–	Парфеновская скважина (3)	мг/л	21,2	5,7	21,6	101,7	6,6	277,0	0,06	0,3	H_2S 10	1,311	Н. Ф. Коробова, 1957 г.
		мг-экв/л	542	247,9	1776,3	5074,8	80	7807	1,85	4,9			
		% -экв	6,6	3,3	23,6	66,5	1,0	98,9	–	–			
Парфеновский горизонт													
203	Нижнеудинская скважина (1) в дер. Укар, левый берег р. Улы	г/кг	5,61	26,49	12,18	68,11	5,60	203,9	0,06	Нет.	Sr^{+2} 3620;	1,252	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		г/л	7,19	33,96	15,61	87,32	7,18	261,4	0,07	–	NH_4 264;		
		мг-экв/л	183,9	1476,7	1284,1	4357	89,8	7389,3	1,46	–	Fe^{+2} 150[1];		
		% -экв	2,5	20,0	17,4	58,91	1,3	98,7	–	–	SiO_2 1112		
253	Тулунская скважина (1-р) на северной окраине г. Тулуна	г/кг	5,76	65,25	4,01	26,02	2,76	161,3	1,00	0,73	Sr^{+2} 1350;	1,22	Б. Б. Осташевский, 1961 г.
		г/л	7,03	79,60	4,89	31,74	3,37	196,8	1,22	0,89	NH_4 240;		
		мг-экв/л	179,8	3461,1	402	1583,9	42,16	5551,6	25,6	15			
		% -экв	3,2	61,5	7,2	28,1	0,9	98,0	0,4	0,1	Mn^{+2} 5,0		

Продолжение табл. 30

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скважин, м	Возраст эксплуатируемых пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень излияния воды, м	Дебит, л/сек / Удельное, л	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
–	Тыретская скважина (11), у дер. Фирсово	523,3 / 2302	Cm_2mt	Песчаники глинистые	13/IX 1963	309 / 2200–2220	0,14 / 818	450,7	8,4 / 19
325	Атовская скважина (7), южнее дер. Усть-Малой, правый берег р. Ангары	610 / 2653	Cm_2mt	Песчаники, доломиты, доломито-ангидриты	2/X 1961	400 / 2563–2653	0,024 / 810	362,18	6,2 / 15,2
381	Усольская скважина (1-Б) на северной окраине г. Усолье-Сибирского	419 / 1992	Cm_2mt	Разнозернистые песчаники	20/VII 1963	241 / 1790–1850	0,032 / 1280	347	4,9 / 21
–	Еловская скважина (1) у дер. Еловки	464 / 1790,5	Cm_2mt	Доломиты, песчаники, реже известняки	1954	50 / 1655–1695	0,32 / 900	229,2	– / 24

Боханский горизонт

–	Тыретская скважина (9) у ст. Тыреть	459,5 / 2544,5	Контакт Cm_2mt и Pt_3	Доломиты, песчаники, алевролиты	1/V 1958	358 / 2349–2368	0,414 / 807	380,98	– / 10
253	Тулунская скважина (1) на северной окраине г. Тулуна, левый берег р. Ия	486 / 3002,9	Контакт Cm_2mt и Pt_3	Алевролиты с прослоями песчаников	25/IV 1960	2,0 / 2841–2865	0,35–0,70 / 480	329,9	6,2 / 14

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по левобережью, геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Формы выражения анализа	K^+	Na^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Br	Cl	SO_4^{-2}	HCO_3^- CO_3^{-2}	Прочие компоненты, мг/л	Объемный вес, г/см³	Источник
–	Тиретская скважина (11), у дер. Фирсово	г/кг	3,13	62,88	14,04	77,02	5,27	187,2	0,18	0,694	Sr 5480;	1,286	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		г-э	3,93	80,56	18,05	99,05	6,78	240,7	0,231	0,892	Mn^{+2} следы		
		мг-экв/л	100	352	1480	4940	80,0	6790	5,0	15,0			
		%-экв	1,6	5,1	21,5	71,8	1,2	98,6	0,1	0,2			
325	Атовская скважина (7), южнее дер. Усть-Малой, правый берег р. Ангары	г/кг	1,99	39,46	5,97	56,72	4,32	180,31	0,10	0,062	Sr^{+2} 3270;	1,252	Б. А. Фукс, 1961 г.
		г-э	2,49	49,49	7,47	71,090	5,405	225,75	0,12	0,078	J 1,83,		
		мг-экв/л	63,7	2148,4	614,4	3544,5	67,6	6366,1	2,5	1,28	Rn 3 эман;		
		%-экв	1,0	33,7	9,7	55,6	–	99,9	–	–	SiO, 1314		
381	Усольская скважина (1-Б) на северной окраине г. Усолье-Сибирского	г/кг	6,18	43,54	10,43	39,99	3,42	173,9	0,320	0,254	Sr^{+2} 1860;	1,237	Л. З. Салыков, 1963 г.
		г-э	7,64	55,96	12,90	49,47	4,23	215,1	0,395	0,314	Fe^{+3} 400;		
		мг-экв/л	190	2410,6	1060	2470	50	6070	8,0	5,0	NH_4 500,		
		%-экв	3,1	39,1	17,2	41,1	0,8	99,0	0,1	0,1	Mn^{+2} 57		
–	Еловская скважина (1) у дер. Елонки	г/л	4,8	41,7	8,2	31,8	3,3	148,8	0,6	0,03		1,172	С. Г. Кимлалов, 1956 г.
		мг-экв/л	120	1800	700	1580	40,0	4190	10,0	0,5			
		%-экв	2,9	42,8	16,7	37,6	0,9	98,8	0,3	–	–		

Боханский горизонт

–	Тыретская скважина (9) у ст. Тырет	г/л	3,6	59,3	10,6	64,6	4,08	237,8	0,1	–	Mn^{+2} 300	1,21	И. Г. Разумовская, 1956 г.
		мг-экв/л	90,8	2570	870	3220	60	6700	3,00	–			
		%-экв	1,3	38,1	12,9	47,7	0,9	99,1	–	–			
253	Тулунская скважина (1) на северной окраине г. Тулуна; левый берег р. Ия	г/л	6,0	79,5	5,9	32,7	2,4	203,1	0,3	0,006		1,22	Б. Б. Осташевский, 1961 г.
		мг-экв/л	153	3457,4	485,2	1634,9	30	5727,4	6,2	0,1	–		
		%-экв	2,6	60,8	8,4	28,2	–	99,8	0,2	–			

альные скважины на промышленные рассолы в отложениях мотской свиты Обводнены преимущественно песчаники, а в верхнемотской подсвите — доломиты В разрезе мотской свиты (по данным опробования глубоких скважин треста Востсибнефтегеология) намечается три водоносных горизонта а) в верхнемотской подсвите, б) в верхней части нижнемотской подсвиты (парфеновский горизонт) и в) на контакте мотской свиты с верхним протерозоем (боханский горизонт)

С доломитами верхнемотской подсвиты связан водоносный горизонт мощностью 10—20 *м*, залегающий на глубине 1700—2500 *м* Этот горизонт, опробованный пока лишь на Осинской и Парфеновской площадях, обладает высоким напором, но низкими коллекторскими свойствами (см табл 30)

Лучше других изучен и регионально прослежен парфеновский водоносный горизонт, с которым связаны многочисленные газо-, нефте- и водопроявления Он обнаруживается почти во всех глубоких скважинах (см рис 43) В Парфеновке из этого горизонта впервые на площади Иркутской области был получен мощный газовый фонтан Представлен он одной или двумя пачками песчаников, которые лежат на 90—125 *м* выше контакта с ушаковской свитой, глубина их залегания от 1600—1800 до 2800—3200 *м* Мощность изменяется от 10 до 70 *м* при средних значениях 45—55 *м* Это слабо сцементированные, иногда рыхлые песчаники, коллекторские свойства которых оцениваются пористостью 5—20% и коэффициентом проницаемости от 6—25 до 40—80 *мдарси* Как показали исследования треста Востсибнефтегеология, коллекторские свойства парфеновских песчаников улучшаются по направлению от Прибайкалья и Приангарья в сторону Северо-Западного Присаянья, с максимальными показателями в районе г Тулуна

Боханский водоносный горизонт опробован в Тулуне, Тырети и Осе (см табл 30) В Бохане, где он был впервые обнаружен, вода содержит нефтяные пленки, а на Марковской площади водопроявлений в нем не было (хороший нефтеносный коллектор) Боханским горизонтом называется толща гравелитов и песчаников в почве мотской свиты и толща пористых песчаников в кровле ушаковской свиты верхнего протерозоя общей мощностью 50—60 *м* На Марковской площади его целиком относят к мотской свите Открытая пористость песчаников, по определениям треста Востсибнефтегеология (А И Горячев, Е Н Мещерская, Я Н Перькова, 1959 г), равна 10—14% Коэффициент проницаемости, как показали промысловые исследования (А Н Золотов, 1954 г), в среднем изменяется от 8 до 24 *мдарси*, обводнен горизонт лишь частично, а местами безводен

Дебит скважин при откачках из водоносных горизонтов отложений мотской свиты довольно постоянен по площади и составляет при понижениях в несколько сотен метров 0,01—0,4 *л/сек* (1—35 $м^3/сутки$) В Тулуне и Нижнеудинске дебит скважин из парфеновского горизонта характеризуется большими величинами — 0,6—2,0 *л/сек* (50—170 $м^3/сутки$) При вскрытии и опробовании водоносных горизонтов наблюдается выделение свободного газа, иногда напор газа вызывает выбросы разгазированных рассолов На Парфеновской скважине 1 в 1960 г ежесуточно происходило 12—18 выбросов воды по 1—2 $м^3$ каждый

Падение гидростатических уровней парфеновского водоносного горизонта происходит от периферии к центральной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна В отличие от осинского горизонта изопьезы (рис 45) четко оконтуривают выступы кристаллического фундамента — Ийский и Иркутский Общее направление потока подземных вод в Присаянье северо-восточное Ближе к центру бассейна поток приобретает северное направление, хотя не исключена возможность, что он

раздваивается: от Тулуна подземные воды могут двигаться на северо-запад, а от Атовки и Тыпты — на северо-восток.

Глубинные воды отложений мотской свиты (см. табл. 30) повсеместно представлены бессульфатными рассолами хлоридного кальциево-го или натриево-кальциевого, реже кальциево-натриевого состава. Минерализация равна 300—440 *г/л* и только вблизи области питания снижается до 236 *г/л* (дер. Еловка). Как и рассолы балыхтинского и осинского горизонтов, они содержат много брома, стронция и других

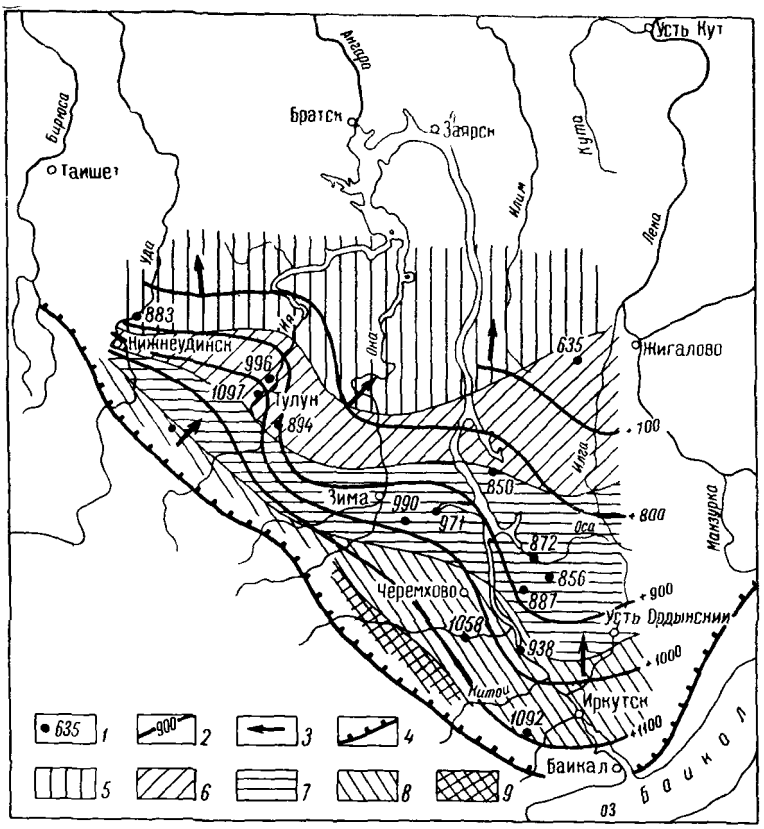


Рис 45 Схема приведенных гидростатических уровней парфеновского рассолоносного горизонта Составил Е В Пиннекер, 1964 г

Условные обозначения те же что и на рис 44

компонентов Однако в них почти нет сероводорода и значительно меньше калия, йода же несколько больше — до 0,01—0,03 *г/л*.

Трещинно-жильные воды отложений нижнего кембрия. Породы нижнего кембрия осложнены разрывными дислокациями и трещинными зонами, по которым из глубин выводятся рассолы. Поднимающиеся трещинно-жильные рассолы смешиваются с водами вышележащих горизонтов, увеличивая их минерализацию Буровыми работами такие обводненные разломы выявлены среди отложений ленского яруса во многих пунктах — в городах Усть-Куте и Усолье-Сибирском, на Марковском нефтяном месторождении, в дер. Ключи, с Каймоново и в других местах При пересечении разломов скважинами наблюдается бурное фонтанирование. Дебит скважин испытывает значительные колебания, обычно он выше 1 *л/сек*. В г Усолье-Сибирском (на Варничном острове) дебит достигал 25—60 *л/сек*

На Марковской площади с зоной разрывных нарушений связана газоконденсатная залежь. Скважина 1 при ее вскрытии фонтанировала рассолом с дебитом 6—7 *л/сек* (500—600 *м³/сутки*) Бурный выброс продолжался около двух недель, вплоть до закрытия скважины. По данным И П Карасева и Л К Овченкова (1956 г), сама залежь, находящаяся на глубине 2164 *м*, является безводной. Вода в скважину, очевидно, поступала из вышележащей части разреза (интервал 1900—1925 *м*).

В случае отсутствия надежных перекрывающих водоупоров напорные рассолы из карбонатной формации достаточно легко проникают в вышележащие толщи Ранее уже говорилось, что подток рассолов существенным образом сказывается на составе подземных вод отложений среднего — верхнего кембрия, ордовика и юры При наличии водоупоров рассолы или соленые воды сосредоточиваются в верхней части среднего и нижнего кембрия на контакте с вышележащей толщей.

В местах выхода карбонатной толщи на поверхность с ней связано большое количество соленых и рассольных родников. Основная масса родников находится в долинах крупных рек, на участках пересечения ими тектонических нарушений или антиклинальных структур.

Дебит родников чрезвычайно разнообразен (от 0,001 до 50—225 *л/сек*). Так же изменчива минерализация (табл 31), максимальные значения которой достигают 150 *г/л*. Состав вод хлоридный натриевый

Соленые и рассольные родники представляют очаги разгрузки подземных вод глубоких горизонтов Основная масса родников сосредоточена в северной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна, куда, как было показано выше, движется поток глубинных вод. Здесь же находятся родники, рассолы которых имеют наиболее высокую минерализацию и отличаются заметным содержанием хлоридов кальция Наземными родниками разгружается лишь небольшая доля соленых вод и рассолов по сравнению с тем их количеством, которое поступает непосредственно в реки Эта разгрузка хорошо заметна по увеличению минерализации воды в реках Лене (у с. Жигалово и ниже г Киренска), Ангаре (в районе Осинского острова), Нижней Тунгуске и т. д Наиболее интересен Марковский очаг разгрузки (рис 46), где гидрохимическая аномалия связана с упомянутым выше тектоническим разломом Рассолы по тектоническому разлому из нижнекембрийских отложений поднимаются вверх, выходя на поверхность из пород среднего — верхнего кембрия и аллювия

Только на территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна насчитывается 145 соленых и рассольных родников. По самым скромным подсчетам они выносят около 1 млн *м³/сутки* воды, а солевой их расход составляет 7750 тыс *т/сутки* (Пиннекер, 1963).

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (НИЖНЕГО КЕМБРИЯ — СИНИЯ?)

Отложения верхнего протерозоя (ушаковской, оселковой, карагасской и миричунской свит), ранее относящиеся к синию, или нижнему кембрию, широким развитием пользуются по периферии Сибирской платформы, где они выходят на поверхность и содержат порово-пластовые, пластово-трещинные, трещинно-карстовые или трещинно-жильные воды Здесь располагаются области питания приуроченных к ним подземных вод. Во внутреннем поле платформы отложения погружены на глубину 2000—3000 *м* и еще плохо изучены В области погружения

обводнены пористые песчаники самой верхней части разреза на контакте с отложениями мотской свиты нижнего кембрия — боханский горизонт, характеристика которого уже дана выше Поэтому остановимся на описании подземных вод области питания

В местах выхода на поверхность воды отложений верхнего протерозоя дают начало многочисленным родникам и вскрываются скважинами на сравнительно небольшой глубине (табл 32) Характер водообильности зависит от литологического состава и степени трещиноватости пород

Отложения ушаковской свиты развиты в Прибайкалье, они представлены гравелитами, песчаниками и трещиноватыми алевролитами и отличаются сравнительно хорошими коллекторскими свойствами До глубины 30—40 *м* прослеживается зона интенсивной трещиноватости пород Родники большей частью сосредоточенные, приурочены к горизонтам пористых и трещиноватых крупнозернистых песчаников, дебиты их 0,1—1,5 *л/сек* Дебит скважин обычно превышает 1 *л/сек* (дебит скважины в пос Горячие, в верховьях р Ушаковки, 1,1 *л/сек*, без понижения уровня) Воды обладают слабым напором (1—3 *м*) или безнапорные Подземные воды широко используются для водоснабжения (поселки Алатаи, Малышкин, Горячие и т д)

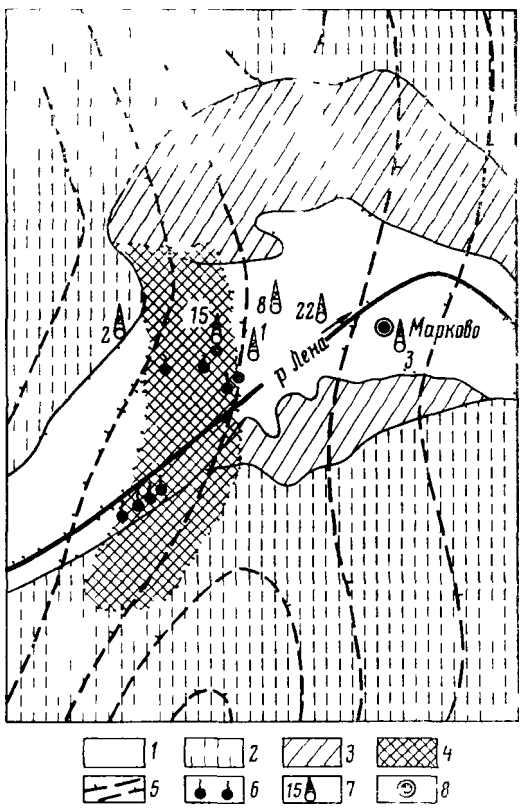


Рис 46 Карта разгрузки рассолов на Марковской антиклинальной структуре Составил Е В Пиннекер, 1963 г

1 — четвертичные образования, *2* — отложения ордовика, *3* — породы верхоленской свиты, *4* — прослеженная зона тектонического разлома, *5* — изогипсы антиклинальных структур, *6* — места выхода соленых вод и рассолов *7* — скважины треста Востсибнефтегеология, *8* — населенные пункты

Отложения оселковой свиты, развитой в Бирюсинском Присаянье, являются стратиграфическим аналогом ушаковской свиты, но представлены флишеобразным переслаиванием песчаников и сланцев Подземные воды находятся только в верхней интенсивно трещиноватой части (до глубины 10—25 *м*) В нижней части толщи, по данным В А Малия (1962 г), отсутствуют горизонты, которые могли бы служить коллекторами подземных вод В ряде случаев породы оселковой свиты являются экраном, вдоль которого выходят на поверхность подземные воды подстилающих ее отложений карагасской свиты

С отложениями оселковой свиты связаны выходы подземных вод в виде заболоченностей или групп мелких родников Они обычно расположены в вершинах распадков, нередко почти на водоразделе Дебит их 0,1—0,5 *л/сек* Атмосферные осадки на площади развития оселковой свиты не фильтруются на глубину, а стекают по поверхности,

Таблица 31

Очаги разгрузки рассолов, связанные с отложениями ленского яруса нижнего кембрия

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка выхода родника, м	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Дебит, л/сек	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
41	Родники Паршинские („Воньские ключи") на левом берегу р. Лены	–	Битуминозные известняки	7 IX 1959	74	7,47	7,6 / 4,9
24	Родники южнее дер. Лужки, в 3,5 км выше устья р. Двуглавой — правого притока р. Нижней Тунгуски	250	Известняки	8 VII 1962	10	6,1	6,0 / 3,5
28	Родник вблизи пос. Душекан, у русла р. Чоны	–	Известняки и доломиты	1963	1,0	0,85	–
61	Родник Иванушковский в 4 км выше дер. Иванушковой; правый берег р. Лены	–	Известняки	8 VIII 1959	20	8,2	8,2 / 4,4
75	Родник Кутуканский в долине р. Жун; приток р. Чан	252	»	8 VII 1962	3,0	4,89	7,8 / 4,4
116	Группа родников на правом берегу р. Чан, в 4 км выше устья р. Лимпеи	–	»	19 IX 1954	3,0	1,2	7,6 / 4
186	Родники Соляновские на р. Соленой в долине р. Бирюсы	315	Доломиты	1960	377	4,66	7,4 / 6
314	Родники Алтарикские в 3 км восточнее пос. Камского; левый берег р. Уяги	392	»	12 VIII 1962	0,2	10,08	7,2 / 6,0
382	Родник в с. Усолье-Сибирском, на поверхности поймы долины р. Ангары	390	»	7 VII 1961	10	71	7,2 / 7,6

№ по табл. 30	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	K^+	Na^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Br^-	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Объемный вес, г/см³	Источник
41	Родники Паршинские („Вонь-кие ключи") на левом берегу р. Лены	*мг/л*	19	2250	96	343	–	3562	1076	122	H_2S 1,8;	–	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л	0,49	97,8	7,87	17,1	–	100,45	22,10	2,00	SiO_2 6,0;		
		%-экв	0,4	79,3	6,4	13,9	–	80,7	17,7	1,6	NH_4 1,0		
24	Родники южнее дер. Лужки, в 3,5 *км* выше устья р. Дюгдовой правого притока р. Нижней Тунгуски	*мг/л*	–	862	372,0	840,0	7,1	3692	216,0	122,0	CO_2 18;	–	И. Н. Угланов, П. Н. Петров, 1963 г.
		мг-экв/л	–	37,5	31,0	42,0	–	104	4,48	2,0	Fe 0,8		
		%-экв	–	33,9	28,1	38,0	–	94,1	4,1	1,8			
28	Родник вблизи пос. Душекан, у русла р. Чоны	*мг/л*	–	16,1	47,7	158,7	–	107,8	151,4	372,1	H_2S–следы	–	М. Ф. Кузнецов и др., 1963 г.
		мг-экв/л	–	0,7	3,9	7,87	–	3,0	3,15	6,1			
		%-экв	–	5,7	31,9	62,4	–	24,7	25,6	49,7			
51	Родник Иванушковский в 4 *км* выше дер. Иванушковой; правый берег р. Лены	*мг/л*	13	2,943	42,8	139	–	4656	196	244	NH_4 0,2;	–	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л	0,33	127,96	3,52	6,94	–	131,3	4,08	4,0	SiO_2 8,0		
		%-экв	0,2	92,2	2,5	5,1	–	94,2	2,9	2,9			
75	Родник Кутуканский в долине р. Жук, приток р. Чая	*мг/л*	–	1167,9	99,8	271,9	–	1897,4	1181,8	268,4	Окислы 3,68	–	М. Я. Дубников и др., 1963 г.
		мг-экв/л	–	50,82	8,2	13,57	–	53,5	24,6	4,39			
		%-экв	–	70,8	11,5	17,7	–	64,8	29,9	5,3			
116	Группа родников на правом берегу р. Чая, в 4 *км* выше устья р. Лямпея	*мг/л*	–	299	11	123,0	–	554	60,0	195,0		–	А. И. Кукуев, 1955 г.
		мг-экв/л	–	13	0,9	6,15	–	15,6	1,25	3,2			
		%-экв	–	64,8	4,5	30,7	–	78	6,2	15,8			
186	Родники Соляновские на р. Соленой в долине р. Бирюсы	*мг/л*	–	1508,6	47,5	166,8	4,4	2441,2	198	294			В. А. Малый, 1961 г.
		мг-экв/л	–	65,67	3,9	8,28	0,05	68,8	4,12	4,82			
		%-экв	–	84,3	5,1	10,6	–	88,5	5,3	6,2			
314	Родники Алгарикские в 3 *км* восточнее пос. Камского; левый берег р. Уяги	*мг/л*	Нет	2490	231	859	12	4630	1466	392	Sr 15; Rn 2,7 эман;	1,006	Г. М. Белозерова и др., 1964 г.
		мг-экв/л		108,26	18,99	42,86	0,150	130,50	30,52	6,42	SiO_2 14		
		%-экв		63,6	11,2	25,2	0,1	77,9	18,2	3,8	J		
382	Родник в г. Усолье-Сибирском, на поверхности поймы долины р. Ангары	*г/кг*	0,031	24,92	0,133	1,036	0,038	37,75	3,71	0,29	H_2S 12	1,045	То же
		мг/л	0,033	26,06	0,139	1,083	0,04	39,45	3,88	0,30	Sr 12,5		
		мг-экв/л	0,84	1132,7	11,43	54,04	0,05	1112,27	80,8	4,9	Rn 3,6 эман		
		%-экв	0,1	94,5	0,9	4,5	–	92,9	6,7	0,4			

Таблица 32

Некоторые данные о подземных водах отложений верхнего протерозоя (нижнего кембрия — синия?)

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды, С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг-экв*	Источник
182	Скважина (М-2) у Туманшетского сользавода; правый берег р. Туманшета	291,4 / 49,3	Песчаники и доломиты карагасской свиты	23 III 1961	+1,4 / 31	0,44 / 1,0	55,37	7,6 / —	*мг л* *мг-экв л* *%-экв*	20 260 881,4 93,6	276,8 22,7 2,4	763,5 38,07 4,0	32501 917,6 96,3	1372,2 28,67 3,0	155,6 2,56 0,7	Br 46, O_2 53,6, I 0,4	60,8	В. А. Малии, 1961 г.
188	Скважина (15-6) в дер. Георгиевке; долина р. Тагула	312,7 / 48,5	Доломиты карагасской свиты	5 IX 1961	4,0 / 8,3	1,08 / 15,7	7,86	6,9 / —	*мг л* *мг-экв/л* *%-экв*	2630,5 114,4 85,1	55,9 4,6 3,4	309,4 15,44 11,5	4658,6 131,2 97,4	13,6 0,28 0,2	195,2 3,2 2,4	O_2 5,4, CO_2 88, SiO_2 8	20,4	С К Громов, В А. Малий, 1962 г.
189	Родник (*1019*) в 7,5 *км* западнее пос Сереброво в вершине р Болотной; бассейн р. Бирюсы	480	Песчаники, сланцы карагасской свиты	4 VII 1959	—	0,3	0,06	6,4 / —	*мг л* *мг-экв л* *%-экв*	2,5 0,37 42,2	2,2 0,18 18,3	7,2 0,36 39,5	1,7 0,04 4,4	8,6 0,17 18,7	42,7 0,7 76,9	NH_4 0,4; SiO_2 44	0,54	То же
248	Родник (406) в вершине руч. Лобазного—левого притока р. Икея	680	Трещиноватые песчаники карагасской свиты	19 VI 1956	—	0,1	0,04	— / 4	*мг л* *мг-экв/л* *%-экв*	1,4 0,06 9,4	3,9 0,33 51,6	5,0 0,25 39	3,5 0,1 15,4	11,6 0,24 37,6	18,3 0,3 47	SiO_2 4, CO_2 17,6	0,58	И. С. Ломоносов, 1959 г.
356	Родник (489) в 11,6 *км* ЮЮЗ дер Чаичур, в вершине правой пади долины рч. Конкудей	1040	Песчаники ушаковской свиты	13 VII 1960	—	1,5	0,06	7 / —	*мг л* *мг-экв л* *%-экв*	13,3 0,58 72,5	1,1 0,09 11,2	2,2 0,1 12,5	3,4 0,09 11,0	1,6 0,03 3,7	42,7 0,7 85,3	NH_4 0,6; CO_2 4,4; SiO_2 4,0	0,19	Г. А. Еремчеико, Ю. Г. Вьюн, 1961 г.
233	Родник (455) в правом склоне долины р. Большого Агула, в 1 *км* ниже устья р. Малой Янгоды	1100	Углисто-кварцевые сланцы миричунской свиты	18/VII 1962	—	0,4	0,34	6,5 / 3	*мг л* *мг-экв л* *%-экв*	11,0 0,48 10,5	28,0 2,25 50,3	35,0 1,75 39,2	7,1 0,2 4,4	4,0 0,08 1,8	256,2 4,2 93,8	—	4,0	А. А. Зайнулии, В. М. Колосницын, 1963 г.
—	Родник-колодец в пос Малышкин (исток р. Ангары)	635	Песчаники ушаковской свиты	3 X 1957	—	0,24	0,05	5,6 / 56	*мг л* *мг-экв л* *%-экв*	5,1 0,22 31,0	3,7 0,31 43,6	3,5 0,18 25,4	4,4 0,12 16,9	3,7 0,08 11,3	30,5 0,5 70,4	NO_3 0,6	0,49	Е. В Пинекер, 1958 г.

обусловливая появление болот в основании склонов и на плоских водоразделах; скважины в таких условиях на глубине более 25 *м* оказываются практически безводными.

Более сложные условия обводнения свойственны породам карагасской и миричунской свит. Пестрые по составу песчаники (от пористых до сливных), доломиты, алевролиты, глинистые сланцы наряду с трещинно-пластовыми и порово-пластовыми содержат воды и трещинно-карстового типа. Дебит родников, выходящих из отложений карагасской свиты по рекам Бирюсе, Тагулу и Туманшету, в среднем составляет 0,1—2,0 *л/сек* К трещиноватым песчаникам приурочены пластовые выходы с дебитом 2—2,5 *л/сек*, иногда 5 *л/сек* (на р. Туманшете). Еще больше дебит карстовых родников, по ручьям Пещерному, Ердею и в долине Большой Речки их дебит составляет 3—10 *л/сек*.

Воды рассматриваемой толщи в области питания пресные, минерализация изменяется от 0,04 до 0,35 *г/л*. Среди анионов преобладают гидрокарбонаты, катионный состав смешанный, но чаще преобладает кальций. Более сложный состав отмечается у трещинно-жильных вод, вскрытых (преимущественно в карагасской свите) в тектонически

ослабленных зонах и разломах. Вода таких родников носит явные следы смешения пресных вод верхней зоны и глубинных рассолов. Примером может служить вода родника на р. Туманшете в устье р. Талой:

$$M_{0,22}\frac{HCO_3\,66\;Cl\,32}{Na\,38\;Ca\,34\;Mg\,28}.$$

Более минерализованные воды обнаружены скважиной в дер. Георгиевке. Соленая хлоридная натриевая вода вскрыта на глубине 12,3 *м*, минерализация ее 7,9 *г/л* (см. табл. 32).

Интересным очагом разгрузки рассолов является Туманшетский родник. Он выходит в ядре антиклинальной складки, сложенной породами карагасской свиты. Поступающий с глубины (очевидно, по тектоническому разлому) рассол засолоняет аллювиальные воды долины р. Туманшета. Природа его не совсем ясна: трудно объяснить причину повышенной минерализации воды, так как в отложениях карагасской свиты не обнаружены соленосные фации. По данным В. А. Малия (1961 г.), дебит родника на протяжении года изменяется от 0,042 до 1,33 *л/сек*, возрастая весной и летом при подъеме аллювиальных вод. Среднегодовой дебит 0,125 *л/сек*. Минерализация изменяется от 28 до 34 *г/л*. На базе Туманшетского соленого родника длительное время функционировал солеваренный завод. Пробуренная рядом скважина в песчаниках и доломитах карагасской свиты вскрыла хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 55,4 *г/л* (см. табл. 32).

Многолетняя мерзлота на обводненность рассматриваемой толщи в пределах Иркутской области почти не влияет. Правда, местами зона интенсивной трещиноватости пород часто полностью промерзлена (в поле развития отложений оселковой свиты), иногда вокруг родников встречаются наледи и бугры пучения. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 20—30 *м*, но на большей глубине породы не промерзлены.

ВОДОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Отложения верхнего протерозоя, развитые вдоль горного обрамления Сибирской платформы — в Присаянье, Прибайкалье, а также в Витимо-Патомском нагорье, в гидрогеологическом отношении чрезвычайно слабо изучены. Материал по водоносности этих отложений имеется лишь по Мамскому слюдоносному и Ленскому золотоносному районам, по Юго-Западному Прибайкалью и бассейну р. Олхи. Сведения о подземных водах на остальной площади носят общий характер или вовсе отсутствуют.

В отличие от ушаковской свиты и ее аналогов осадочные образования верхнего протерозоя метаморфизованы, а местами сильно перемяты. Сильнее других метаморфизованы породы мамской подсерии, несколько меньше метаморфизм сказывается на отложениях кадаликанской и бодайбинской подсерий; отложения трехчленного байкальского комплекса (голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты) и их стратиграфические аналоги метаморфизованы гораздо меньше и отличаются более интенсивной сланцеватостью. Водовмещающие породы представлены песчаниками, трещиноватыми кристаллическими сланцами и алевролитами, мраморами, метаморфизованными доломитами и известняками; в Мамском районе обводнены гнейсы и кварциты. Подземные воды в них относятся к трещинным, трещинно-карстовым и трещинно-жильным, иногда встречаются пластово-трещинные воды (в песчаниках и доломитах).

Для Мамского слюдоносного района, где мощность многолетнемерзлых пород не превышает 30 *м*, основным фактором в обводнении осадочно-метаморфической толщи является характер и интенсивность трещиноватости пород. Подземные воды сосредоточены главным образом в зоне интенсивной трещиноватости, мощность которой в зависимости от рельефа и литологии пород колеблется от 15 до 50 *м*. Глубина зеркала подземных вод 2—10 *м*. Дебит родников, дренирующих трещинные воды, по данным А. А. Дзюбы и В. Е. Путятина (1963 г.), очень небольшой (0,05—0,2 *л/сек*), а удельный дебит скважин не выходит за пределы 0,001—0,01 *л/сек*. Ниже зоны трещиноватости следуют монолитные породы, которые обводнены лишь в зонах тектонических нарушений. Трещинно-жильные воды прослежены на глубину 120—160 *м*.

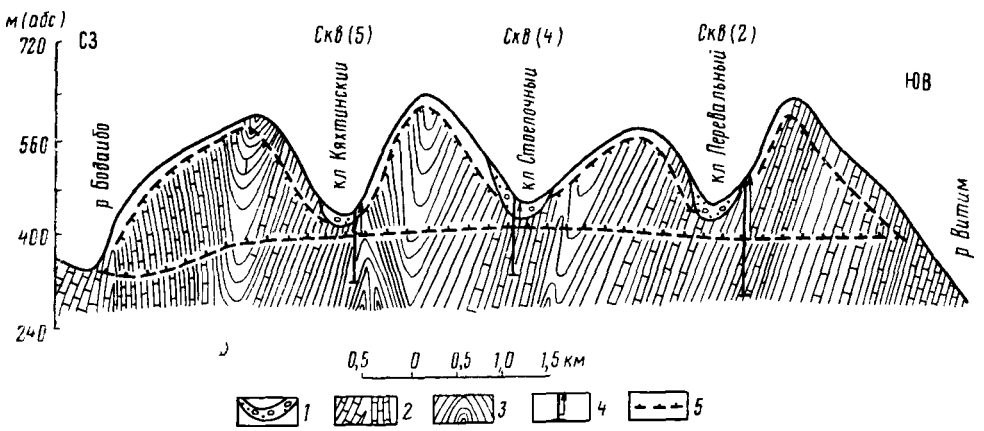


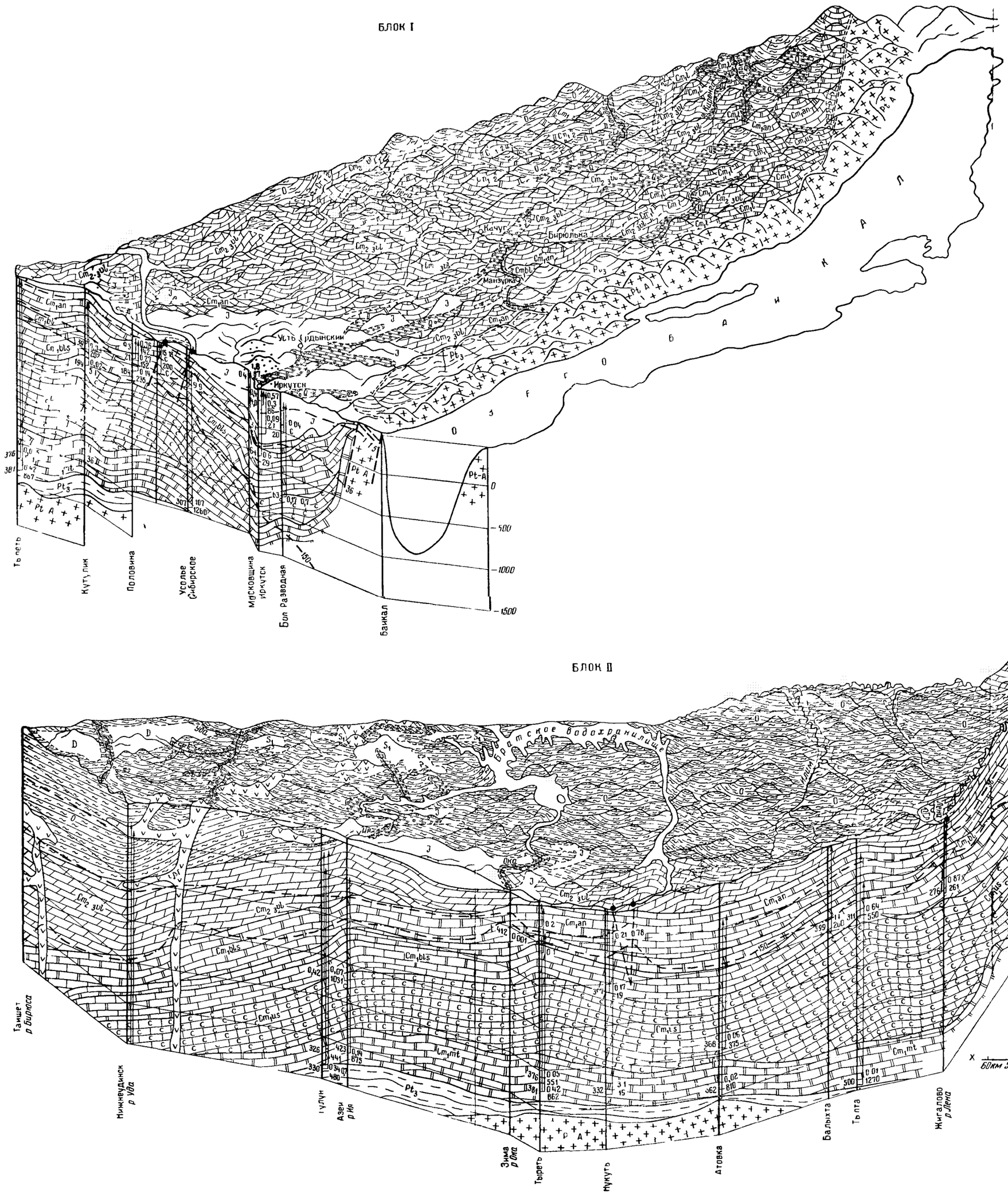
Рис. 47. Мерзлотно-гидрогеологический разрез по трассе туннеля Нижне-Бодайбинской ГЭС (по А. И. Голубкову, 1945 г.)

1 — рыхлые отложения; *2* — известняки мраморизованные; *3* — сланцы песчано-глинистые; *4* — гидрогеологические скважины (стрелка — напор подземных вод); *5* — граница многолетней мерзлоты

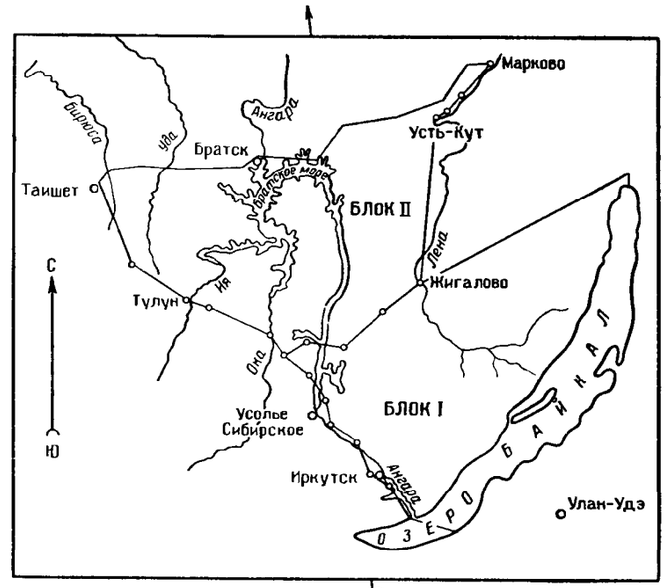
Нередко они дают родники с дебитом 0,5—13 *л/сек* (табл. 33). При вскрытии трещинно-жильных вод скважины фонтанируют с дебитом в несколько литров в секунду. По наблюдениям В. Е. Путятина, трещинно-жильным водам свойствен довольно стабильный режим.

Значительно лучше изучены подземные воды пород верхнего протерозоя в Ленском золотоносном районе (Пиннекер, 1962а). Гидрогеологические условия этой территории во многом определяются условиями залегания многолетней мерзлоты. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 70—200 *м* (рис. 47), талыми оказываются только породы в долинах крупных рек — Витима, Мамакана и др., но и под руслами рек иногда встречаются острова многолетней мерзлоты (рис. 48). Мощность деятельного слоя изменяется от 1,9 до 4,8 *м* и в среднем составляет 3 *м*.

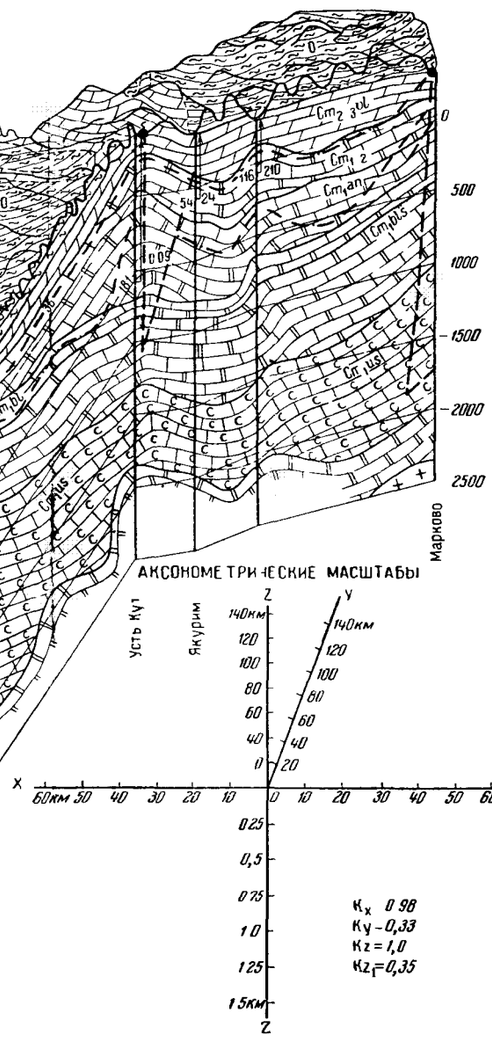
Особенно сильно промерзла осадочно-метаморфическая толща кадаликанской и бодайбинской подсерий. В юго-западной части Ленского золотоносного района основная масса выходов подземных вод связана с оттаиванием деятельного слоя. Родники оттаивания обычно малодебитны (0,001—0,25 *л/сек*) и представляют рассеянные выходы подземных вод. Дренируемый ими водоносный горизонт носит сезонный характер, зимой родники перемерзают.



СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА
АНГАРО-ЛЕНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА
С РАСПОЛОЖЕНИЕМ АКСОНОМЕТРИЧЕСКИХ БЛОКОВ
1 5 000 000



Направление проектирования



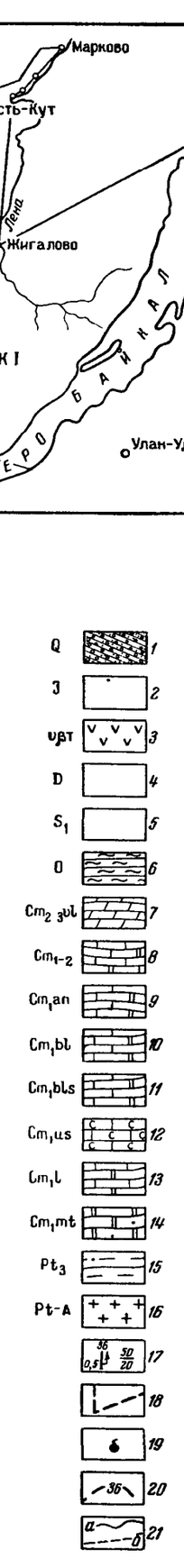


Рис 49 Блок-диаграмма Ангаро Ленского артезианского бассейна (в аксонометрической проекции)

1 — отложения четвертичного возраста — суглинки супеси пески, галечники *2* — отложения юрского возраста — песчаники алевролиты, угли, *3* — изверженные породы триаса — траппы, *4* — отложения девонского возраста — песчаники мергели известняки *5* — отложения силурийского возраста — песчаники алевролиты, *6* — отложения ордовикского возраста — песчаники, алевролиты, *7* — отложения среднего — верхнего кембрия — песчаники мергели, мергели загипсованные, *8* — отложения литвинцевской свиты среднего — нижнего кембрия — доломиты, известняки Отложения нижнего кембрия *9* — ангарской свиты — доломиты, известняки, *10* — булайской свиты — доломиты известняки *11* — бельской свиты — доломиты, известняки, каменная соль, *12* — усольской свиты — каменные соли, доломиты, известняки *13* — ленского яруса (не расчлененного) — доломиты известняки *14* — мотской свиты — песчаники, конгломераты, *15* — отложения верхнего протерозоя — песчаники сланцы; известняки, *16* — породы протерозоя — архея (метаморфические и изверженные) *17* — скважина стрелка указывает на появление воды и установившийся уровень, *м*, цифры слева — минерализация *г/л* справа в числителе — дебит *л/сек* в знаменателе — понижение *м* *18* — установленные рассоловыводящие разломы, *19* — очаги разгрузки рассолов, *20* — изолинии минерализации (цифры — минерализация *г/л*), *21* — границы между свитами и другими стратиграфическими подразделениями *а* — на разрезах, *б* — на аксонометрической поверхности

Таблица 33

Некоторые данные о подземных водах осадочно-метаморфической толщи верхнего протерозоя

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скв., *м*	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды, °C	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость, *мг-экв*	Источник
	Воды пород мамской подсерии																	
62	Скважина (1-г) в 5 *км* южнее пос. Усть-Луговка, вблизи вершины гольца Асанкина	800 / 100	Трещиноватые гнейсы	—	16,6 / —	0,04 / 8,5	0,1	6,4 / —	*мг/л*	27,8	—	3,2	3,5	22,6	48,8	Окисляемость по O_2 5,12; NO_2 0,001	0,16	В. Е. Путятин, Э. П. Кривошеина, 1963 г.
									мг-экв/л	1,21	—	0,16	0,1	0,47	0,8			
									%-экв	88,3	—	11,7	7,3	34,3	58,4			
63	Родник в 0,3 *км* севернее пос. „Жила 7" на северо-западном склоне гольца Асанкина	870	Гнейсы	24/VII 1960	—	0,3	0,08	6,2 / —	*мг/л*	4,6	4,1	14,8	17,9	15,4	26,4	Окисляемость по O_2 3,76	1,07	А. А. Дзюба, 1961 г.
									мг-экв/л	0,2	0,33	0,74	0,5	0,32	0,45			
									%-экв	16	26	58	39	25	36			
65	Выход подземных вод в штольне (8), жила 9/10, на левом берегу р. Витима	800	„	7/VII 1960	—	15	0,05	6,4 / —	*мг/л*	14,3	0,3	1,2	6,8	2,9	27,4	—	0,07	То же
									мг-экв/л	0,62	0,02	0,05	0,19	0,06	0,45			
									%-экв	90	3	7	27	8	65			
	Воды пород кадаликанской подсерии																	
—	Скважина (269) на левом берегу р Мамакана	252,3 / 35,6	Трещиноватые сланцы	X 1956	16,9 / 25,8	0,25 / 5,0	0,31	7 / —	*мг/л*	2,8	10,7	62,4	17,7	12,0	207,4	—	4	Е. В. Пиннекер, Д. А. Анучин, 1960 г.
									мг-экв/л	0,14	0,88	3,12	0,50	0,24	3,40			
									%-экв	3,0	19,2	77,8	10,9	5,4	83,7			
—	Родник (289) в вершине правого распадка р. Олер	780	Песчанки	—	—	0,5	0,06	6,4 / —	*мг/л*	11,3	1,2	4,0	3,5	4,0	36,6	NH_4 0,4	0,29	То же
									мг-экв/л	0,49	0,09	0,20	0,10	0,08	0,60			
									%-экв	62,8	11,5	25,7	12,8	10,3	76,9			
125	Скважина (248) в пос. Мамакан, в створе ГЭС	265,6 / 134,6	Двуслюдяные сланцы	X 1956	30,1 / 47	2,1 / 5,0	0,31	7 / —	*мг/л*	2,8	10,7	62,4	17,7	12	207,4	—	4	„ „
									мг-экв/л	0,14	0,88	3,12	0,50	0,24	3,4			
									%-экв	3,0	19,2	77,8	10,9	5,4	83,7			
	Воды пород бодайбинской подсерии																	
—	Родник (72) на ст. Ежовка	440	Песчаники	11/VIII 1959	—	15—18	0,33	7,8 / —	*мг/л*	12,0	19,5	48,0	17,7	30,0	207,4	—	4	Е. В. Пиннекер, 1962 г.
									мг-экв/л	0,52	1,60	2,4	0,50	0,62	3,40			
									%-экв	11,5	35,4	53,1	11,1	13,7	75,2			
74	Родник (176) по р. Энгажимо, ниже устья рч. Курунурья	640	Песчаники	17/VII 1959	—	0,3	0,23	7,0 / —	*мг/л*	0,5	7,3	48,0	17,7	12,0	146,4	NH_4 1,5	3	Е. В. Пиннекер, Д. А. Анучин, 1960 г.
									мг-экв/л	0,20	0,60	2,40	0,5	0,3	2,4			
									%-экв	6,2	18,8	75,0	15,6	9,4	75,0			
66	Группа родников в вершине правого притока р. Каиры	940	„	14/VIII 1959	—	20—25	0,2	7,7 / 2,5	*мг/л*	8,0	16,1	23,6	17,7	12,0	122		2,5	То же
									мг-экв/л	0,35	1,32	1,18	0,5	0,25	2,1			
									%-экв	12,3	46,3	41,4	17,5	8,8	73,7			
124	Скважина (4) на правом берегу ключа Стрелочного	435,44 / 115,65	Известняково-песчанистая толща	1945	+3,1 / 32,1	0,033 / 3	1,15	—	*мг/л*	43,7	82,2	173,7	4,8	758,3	84,5	$H_2S \sim 1$	15,42	А. И. Голубков, 1946 г.
									мг-экв/л	1,89	6,76	8,66	0,14	16,79	1,38			
									%-экв	10,9	39,1	50,0	0,80	91,5	7,7			

Продолжение табл. 33

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скв., м	Литология водоносящих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Жесткость, мг-экв	Источник
Воды пород „трехчленного" байкальского комплекса																		
360	Родник (1043) в 33 км юго-восточнее дер. Кармыней, в долине р. Сармы	880	Известняки закарстованные	4/VIII 1959	—	8,0	0,15	7,2 / 2	мг/л мг-экв/л %-экв	3,7 0,16 8,4	5,7 0,47 24,7	25,8 1,27 66,9	5 0,14 7,4	0,4 0,01 0,5	106,8 1,75 92,1	NH_4 0,08; CO_2 8,1	1,74	Г. А. Еремченко, Ю. Г. Вьюн, 1961 г.
410	Скважина (547) в дер. Алагуй, правый берег р. Бугульдейки	660 / 90	Трещиноватые доломиты	1959	8,6 / 76,0	0,83 / 8,9	0,61	7,3 / —	мг/л мг-экв/л %-экв	75,9 3,30 40	31,0 2,55 29,9	49,7 2,48 30,1	7,0 0,20 2,4	141,1 2,93 34,2	317,2 5,2 68,4	CO_2 св. 24	—	Н. А. Журавель и др., 1960 г.
	Родник (259) в 19,4 км восток-юго-восточнее от дер. Боганты	940	Закарстованные известняки	26/VIII 1960	—	3,0	0,12	7,4 / 2	мг/л мг-экв/л %-экв	8 0,35 19,0	14 1,19 66,4	5 0,25 14,6	14 0,39 26,8	Нет — —	85,0 1,4 73,2	NH_4 0,4; CO_2 св. 9	1,44	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко, 1962 г.
	Родник в 13,2 км юго-западнее дер. Куреть, в днище распадка	710	Зона тектонического разлома	14/VI 1960	—	2,0	0,29	7,4 / 0,5	мг/л мг-экв/л %-экв	6,0 0,26 13,5	17,7 1,45 35,4	41,9 2,09 51,1	3,3 0,09 1,0	Нет — —	224,0 3,68 99,0	CO_2 св. 4,4	3,54	То же
Воды пород олхинской свиты																		
	Родник в верховьях рч. Шинихты	520	Трещиноватые песчано-глинистые сланцы	20/VI 1957	—	0,2	0,11	6,4 / 6	мг/л мг-экв/л %-экв	12,9 0,56 33,9	5,9 0,49 29,7	12 0,60 36,4	7,0 0,20 12,1	31,2 0,65 39,4	42,5 0,8 48,5	NH_4 0,1; SiO_2 7,6; CO_2 св. 126,7; Окисляемость по O_2 15,3	1,09	Е. В. Пиннекер, 1958 г.
	Родник в правом распадке пади Большой Слюдянской	590	Черные сланцы	2/VII 1957	—	0,4	0,06	6,2 / 2	мг/л мг-экв/л %-экв	0,9 0,04 4,9	3,5 0,29 35,4	9,9 0,49 59,7	3,3 0,09 1,0	8,8 0,18 22,0	33,6 0,55 67,0		—	То же
—	Скважина в устье пади Кук-Юрт, на правом берегу р. Олхи	475 / 453	Песчаники	12/III 1957	Фонтанирует / 350	0,05 — 0,08 / фонтанирует	20,3	Сведений нет	мг/л мг-экв/л %-экв	6552 284,76 81,0	289 23,27 6,8	857 42,71 12,2	12208 343,97 98,1	51 1,06 0,2	220 3,61 1,1	Br 128; NH_4 9	—	И. Н. Сулимов, 1960 г.
—	Скважина в устье пади Кук-Юрт, на правом берегу р. Олхи	476 / 453	Песчано-глинистые сланцы в контакте с гнейсами архея	1957	Фонтанирует / 450	0,5 — 0,65 / фонтанирует	47,5	Сведений нет	мг/л мг-экв/л %-экв	15430 665 81,3	150 12 1,5	2790 140 17,1	28880 810 99,6	— — —	27 0,4 —	Br 270; NH_4 11	—	То же

Основные запасы подземных вод сосредоточены в таликах под долинами рек. Водоносный горизонт таликов фиксируется в виде мощных родников в основании склонов крупных долин. Дебит их достигает 15—30 *л/сек* (например, родники на ст. Ежовка, прииске Красноармейском и г. д.). В отличие от родников оттаивания эти выходы подземных вод действуют круглый год, зимой вокруг них образуются крупные наледи. Под аллювием рек породы кадаликанской и бодайбинской подсерий обладают повышенной трещиноватостью и высокими коллекторскими свойствами. Нередки случаи, когда дебит скважин составляет 2—3 *л/сек* (см. табл. 33). Наблюдениями в районе Мамаканской ГЭС и северо-

восточнее г. Бодайбо установлена тесная взаимосвязь вод подрусловых таликов с подмерзлотными водоносными горизонтами.

Данные о подмерзлотных водах получены при исследовании под Нижне-Бодайбинскую туннельную ГЭС. Пробуренные в падях Кяхтинской, Стрелочной и Перевальной скважины под слоем многолетней мерзлоты вскрыли напорные воды (см. рис. 47, табл. 34). Глубина залегания водоносного горизонта зависит от мощности многолетней мерзлоты, которая даже в падях составляет 30—80 *м*. Водоносный горизонт

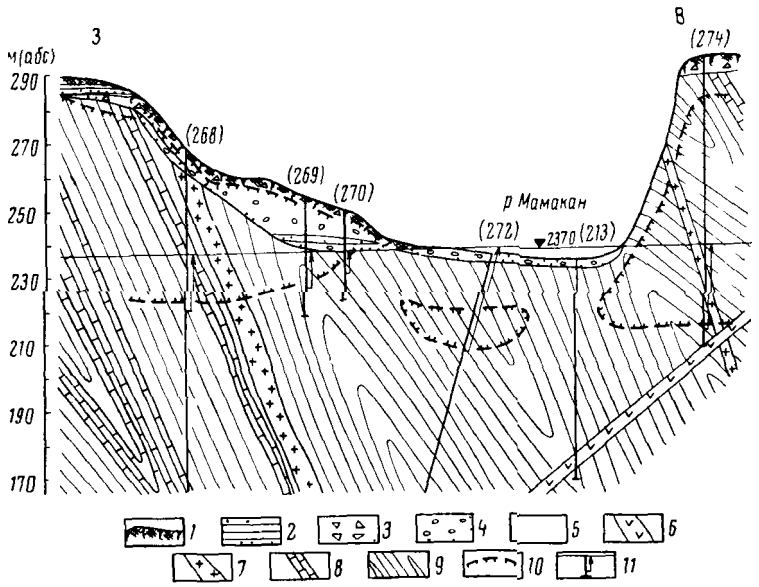


Рис 48 Мерзлотно-гидрогеологический разрез долины р. Мамакана (по Р. А. Оркину, 1958 г)

1 — почвенно-растительный слой; *2* — пески глинистые и супесь; *3* — пески с обломками коренных пород; *4* — песчано-галечные отложения, *5* — пески; *6* — пегматиты; *7* — граниты; *8* — известняки мраморизованные, *9* — сланцы слюдистые; *10* — граница многолетней мерзлоты, *11* — гидрогеологическая скважина и установившийся уровень подземных вод

Таблица 34

Характеристика подмерзлотных вод по трассе туннеля Нижне-Бодайбинской ГЭС
(по А. И. Голубкову, 1946 г.)

Скаажина	Абсолютная отметка устья, *м*	Установившийся уровень, *м* / Глубина появления воды, *м*	Напор, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*
Скважина 5—ключ Кяхтинский	439,23	14 / 40	26	—	—
Скважина 4—ключ Стрелочный	435,44	+3,1 / 32,12	35,22	0,033 / 3,0	0,152
Скважина 2—ключ Перевальный	471,14	0,25 / 83,74	83,49	—	—

приурочен к нижней части зоны интенсивной трещиноватости, поэтому имеет сравнительно низкую производительность Дебит фонтанирующей скважины в пади Стрелочной составлял 0,03 *л/сек* при понижении 3 *м* Поинтервальное опробование наливом в скважины в пади Кяхтинской свидетельствует об уменьшении с глубиной коэффициента фильтрации пород от 0,009 (глубина 45—64 *м*) до 0,0004 *м/сутки* (глубина 108—120 *м*)

Отложения трехчленного байкальского комплекса Юго-Западного Прибайкалья в местах выхода на дневную поверхность дают большое количество родников, которыми дренируется водоносный горизонт коры выветривания (рис. 49). Водоносными являются песчаники, известняки, сланцы На водоразделе рек Ушаковки и Голоустной, в бассейнах рек Сармы и Анги, по данным Е В. Пиннекера (1965 г), Ю. И. Блохина (1962 г) и Г А Еремченко (1961 г), дебит родников преимущественно от десятых долей до 1 *л/сек*. Гораздо большим дебитом (0,3—8 *л/сек*) обладают родники трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод (см табл 33), приуроченных к закарстованным известнякам и мраморам Трещинно-жильные воды связаны с зонами тектонических нарушений, протягивающимися в северо-восточном направлении вдоль Байкальской горной страны Большое количество родников трещинно-жильных вод отмечено в верховьях р Анги, а родников трещинно-карстовых вод — по рекам Бугульдейке и Сарме

На водоносность отложений трехчленного байкальского комплекса заметное влияние оказывает многолетняя мерзлота. Так, вокруг многих выходов подземных вод отмечаются бугры пучения и наледи В Ф Кауровым при бурении в пос Турунга под слоем многолетней мерзлоты на глубине 76 *м* в доломитах обнаружен напорный водоносный горизонт Аналогичные горизонты подмерзлотных вод были вскрыты и в других районах Прибайкалья Производительность подмерзлотных водоносных горизонтов сравнительно невелика. Дебит скважин при понижениях в несколько метров не превышает 1 *л/сек* (см табл 32), коэффициент фильтрации 0,08—0,65 *м/сутки*

В бассейне р. Олхи к породам верхнего протерозоя, представленным аналогом улунтуйской свиты — олхинской свитой, приурочены рассеянные родники с дебитом 0,1—0,6 *л/сек* Водоносный горизонт залегает на глубинах от 2—3 до 35 *м* Обводненными являются трещиноватые сланцы, алевролиты и песчаники Глубинные воды осадочно-метаморфической толщи олхинской свиты опробованы скважиной, расположенной в устье пади Кук-Юрт на правом берегу р Олхи (Сулимов, 1960) Скважина вскрыла на глубине 34 *м* в песчаниках пресные воды и до глубины 200 *м* фонтанировала с дебитом 0,015—0,05 *л/сек* На глубине 350 *м* из скважины пошла соленая вода с газом, дебит ее 0,05—0,08 *л/сек* Глубже, на контакте с породами архея, дебит скважины увеличился до 0,5—0,65 *л/сек* (см табл 33)

Области питания подземных вод осадочно-метаморфической толщи верхнего протерозоя находятся в местах выхода пород на дневную поверхность Поэтому воды здесь очень слабо минерализованы, сумма солей часто не превышает 0,1—0,2 *г/л* Анионный и катионный состав смешанный, хотя и преобладают гидрокарбонаты кальция Несколько выше минерализация у подземных вод таликов и подмерзлотного водоносного горизонта — до 0,23—0,45 *г/л* В районе Мамаканской ГЭС и северо-восточнее г Бодайбо (ключ Стрелочный) такие воды по составу являются сульфатными магниево-кальциевыми с минерализацией 0,9—1,15 *г/л* и небольшим содержанием сероводорода (см табл 33)

С погружением водовмещающих пород меняется их состав и резко возрастает сумма солей Скважина в Кук-Юрте (см табл 33) на глу-

бине 350—450 *м* фонтанировала хлоридной натриевой водой с минерализацией 20—47 *г/л* и содержанием брома 127—213 *мг/л*. Газ, выделявшийся с водой, состоял преимущественно из метана; в нем отмечался водород.

ВОДОНОСНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Метаморфические и изверженные породы среднего — нижнего протерозоя и архея пользуются в пределах Иркутской области широким распространением, слагая в горноскладчатом обрамлении обширные горные массивы. В результате гидрогеологических исследований последних лет (Пиннекер, 1960; Иванилова, 1962; Писарский, 1964; В. М. Колосницын, А. А. Зайнулин, Ю. И. Блохин, 1961—1962 гг. и др.) получены новые данные по обводненности пород этого обширного региона, позволяющие дать достаточно детальную характеристику обводненности метаморфических и изверженных пород, а также трещинно-жильных вод зон тектонических контактов.

Водоносность метаморфических пород протерозоя — архея

Метаморфические породы протерозоя — архея слагают фундамент Сибирской платформы и обнажаются в краевых частях Иркутского амфитеатра и в Саяно-Байкальской горной стране (рис. 50). Представ-

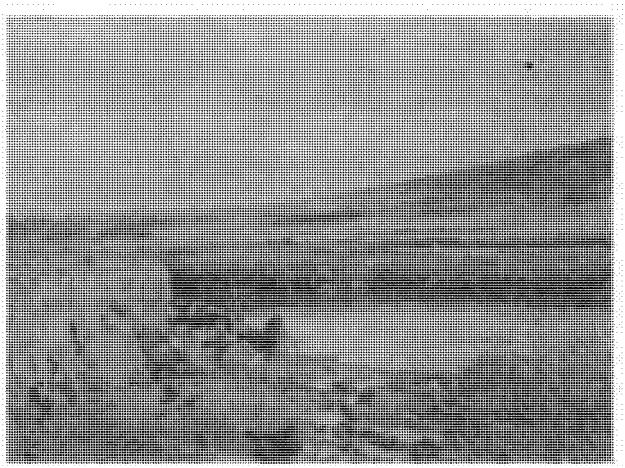


Рис. 50. Алтарикский соленый источник на р. Унге. Стрелка указывает на выход родника Фото Е. В. Пиннекера, 1962 г.

лены они гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, кристаллическими известняками, реже кварцитами, кальцифирами, магнезитами и т. д. На Сибирской платформе метаморфические породы залегают на значительных глубинах (2—2,5 тыс. *м*) и в гидрогеологическом отношении совершенно не изучены.

Коллекторские свойства и водоносность метаморфических горных пород определяются их трещиноватостью, в свою очередь зависящей от литолого-петрографического состава этих пород, что позволяет выделить два комплекса с различными коллекторскими свойствами:

1) гнейсы, кристаллические сланцы и другие некарбонатные метаморфические породы; 2) карбонатные породы — мраморы, кристаллические известняки, кальцифиры и т. д.

Для некарбонатных метаморфических пород характерна относительная анизотропия физико-механических свойств, что проявляется в развитии нескольких основных систем трещин и их резком преобладании над другими системами. На юго-западном побережье оз. Байкал детальное изучение трещиноватости (Шерман, 1962) позволило выделить три такие системы: поперечную, продольную и межпластовую. Значение остальных систем трещин незначительно (рис. 51, *а*). Однако даже небольшое уменьшение механической анизотропии этих пород (амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, кварциты) ведет к более равномерному развитию многочисленных систем трещин (рис. 51, *б*).

Гнейсы и сланцы характеризуются относительно невысокими коллекторскими свойствами, о чем свидетельствуют значения коэффициента трещинной пустотности (отношение суммы произведений длин трещин на их зияние к единице площади в процентах), изменяющиеся от 0,5 до 2%, что позволяет считать гнейсы и сланцы слабо проницаемыми породами.

Все это характерно для верхней части разреза некарбонатных метаморфических пород — зоны выветривания, мощность которой не превышает 100 *м*. Глубже этой зоны наблюдается резкое затухание трещиноватости и уменьшение проницаемости пород. Так, наблюдения в горных выработках Слюдянского месторождения флогопита показали, что в пределах интервала глубин от 0 до 150 *м* коэффициент трещинной пустотности изменяется от 0,5 до 0,15% (Писарский, 1964).

Карбонатные породы относительно изотропные, по физико-механическим свойствам характеризуются развитием трещин самых различных направлений и отсутствием четко выраженных господствующих систем (рис. 51, *в*). Коллекторские свойства их значительно выше, чем гнейсов и сланцев. Коэффициент трещинной пустотности на юго-западном побережье оз. Байкал достигает 4—8%. Однако, если гнейсы и сланцы трещиноваты относительно равномерно по площади, то в карбонатных породах отдельные участки различаются по степени пустотности в 6—8 раз. Высокая пустотность карбонатных пород связана со слабой сопротивляемостью их к воздействию агентов выветривания и с воздействием процессов карстообразования. Для карбонатных пород затухание трещиноватости и закарстованности с глубиной проявляется менее отчетливо, чем для гнейсов и сланцев. В отдельных случаях степень зияния трещин с глубиной даже возрастает и карстовые пустоты встречаются на глубинах 200—250 *м* (юго-западное побережье оз. Байкал, о. Ольхон).

Выявленные различия коллекторских свойств карбонатных и некарбонатных метаморфических пород отражаются и на характере их водоносности, что позволяет выделить в породах протерозоя — архея два типа подземных вод: 1) трещинные воды зоны выветривания в некарбонатных породах и 2) трещинно-карстовые воды в карбонатных породах.

Трещинные воды некарбонатных пород распространены в пределах зоны выветривания метаморфических пород, мощность которой колеблется от 30—50 *м* на водоразделах и склонах до 80—100 *м* в днищах речных долин и крупных падей; как показали исследования последних лет, они характеризуются общими чертами распространения, формирования и режима.

Водоносность метаморфических пород может быть охарактеризована по родникам, выходящим на поверхность на различных абсолютных отметках (960—2000 *м*) у подошвы склонов речных долин и глубоко врезанных падей, на склонах и в вершинах падей и распадков и т д Родники преимущественно нисходящие, в естественных обнажениях они встречаются относительно редко

В целом метаморфические породы характеризуются невысокой водообильностью и ограниченностью площадного распространения мест-

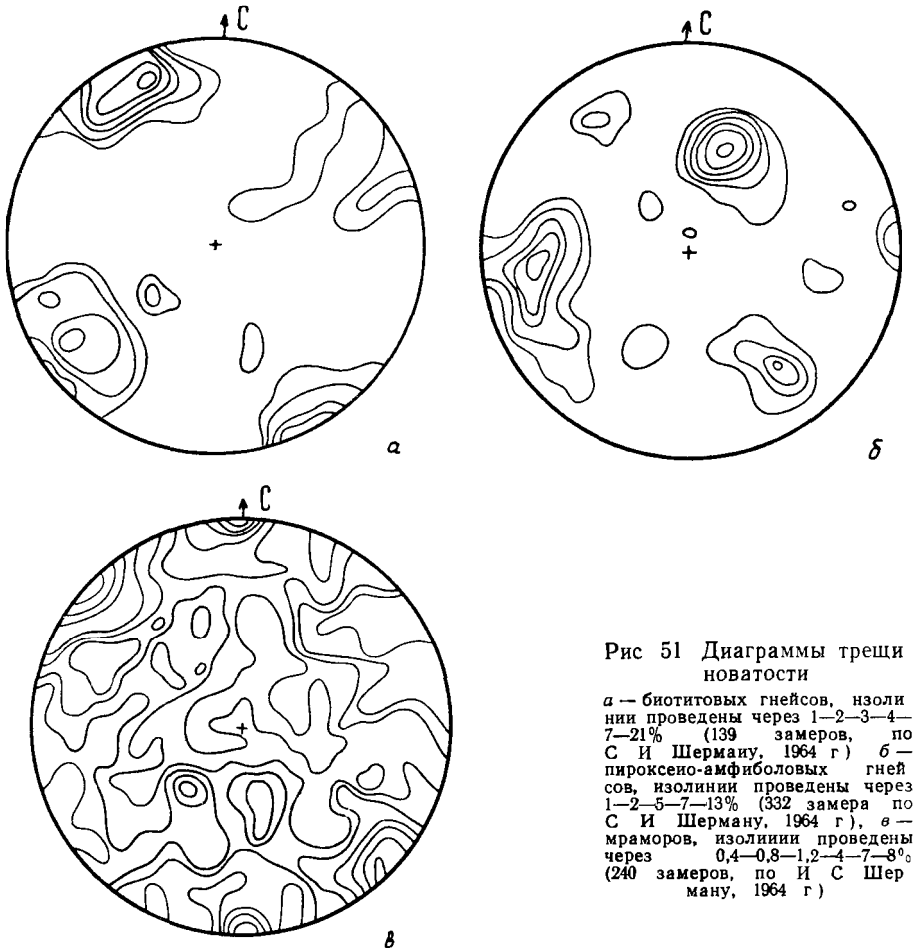


Рис 51 Диаграммы трещиноватости

а — биотитовых гнейсов, изолинии проведены через 1—2—3—4—7—21% (139 замеров, по С И Шерману, 1964 г) *б* — пироксено-амфиболовых гнейсов, изолинии проведены через 1—2—5—7—13% (332 замера по С И Шерману, 1964 г), *в* — мраморов, изолиинии проведены через 0,4—0,8—1,2—4—7—8% (240 замеров, по И С Шерману, 1964 г)

ных водоносных горизонтов Подземный сток (в пределах орографических единиц) представлен склоновым, реже (в гидрогеологических районах) региональным стоком, более глубоким и протяженным, чем склоновый Дебит родников колеблется от десятых долей до 1—1,5 *л/сек* (табл 35) и изредка до 2—3 *л/сек* Высокие расходы характерны для родников, расположенных в глубоко врезанных падях и распадках с большой водосборной площадью Например, по данным Ю И Блохина и П М Исаченко (1962 г), родник на западном побережье оз Байкал в пади Идиба при водосборной площади 30—40 *км*^{2} имеет дебит 2,5 *л/сек*, а родник на берегу о Ольхон при водосборной площади 4 *км*^{2} — 0,3 *л/сек*

Детальные исследования, проведенные на юго-западном побережье оз Байкал (Лившиц, Писарский, 1961—1962 гг), позволяют привести

некоторые обобщающие показатели водоносности метаморфических (некарбонатных) пород: модули родникового стока, рассчитанные для различных участков этого района, колеблются от 0,2 до 0,28 *л/сек* с 1 *км*², средние дебиты родников соответственно — от 0,48 до 0,55 *л/сек*; на 2 *км*² площади приходится 1—2 родника при относительно равномерном их распределении (табл. 36).

Опробование гидрогеологических скважин на различных участках побережья оз. Байкал и Восточного Саяна свидетельствует о неглубоком залегании трещинных вод и преимущественно слабых фильтрационных свойствах и водообильности метаморфических пород. Уровни воды в скважинах устанавливаются на глубинах 1—56 *м* от поверхности. Воды преимущественно безнапорные. В двух пунктах (г. Слюдянка, с. Большая Речка) на глубине 50 и 35 *м* встречены напорные воды; величина напора, связанного с неравномерной трещиноватостью и кольматацией трещин, в верхах разреза составила соответственно 45 и 27 *м*. Незначительный напор воды в скважинах, обусловленный наличием линз многолетней мерзлоты, отмечен в 1963 г. А. А. Шахновским в верховьях р. Китоя. Водообильность метаморфических пород слабая. Дебит скважин изменяется от 0,05 до 1,0 *л/сек*; коэффициенты фильтрации — от сотых долей до 7 *м/сутки* (табл. 37).

Трещинные воды зоны выветривания повсеместно пресные (см. табл. 35) с очень низкой минерализацией (от 0,02 до 0,3 *г/л*), по химическому составу гидрокарбонатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые, натриевые или смешанные. Воды холодные и весьма холодные, температура воды изменяется от десятых долей до 4—5°, достигая в отдельных случаях (преимущественно в мочажинах) 6—7°.

Основным источником питания вод зоны выветривания являются атмосферные осадки (преимущественно летние). Дополнительное питание осуществляется за счет подтока трещинно-карстовых вод из массивов карбонатных пород. Роль конденсации в питании подземных вод, по-видимому, незначительная. На о. Ольхон и в Тажеранских степях отмечается питание трещинных вод за счет перелива трещинно-жильных вод из зон тектонических нарушений. Области питания трещинных вод обычно совпадают с площадями их распространения, местная разгрузка осуществляется в мелкие водотоки и зоны тектонических нарушений, а региональная — в речные долины, либо непосредственно в оз. Байкал.

Режим трещинных вод зоны выветривания находится в прямой зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. Преобладающее количество родников действует в осенне-летнее время. На юго-западном побережье оз. Байкал и в бассейнах рек Восточного Саяна, где летние осадки преобладают над осенними, родники пересыхают в сентябре — октябре, а в зимнее время в местах их выхода отсутствуют даже небольшие наледи. В предгорных районах, где наиболее интенсивны осенние осадки, родники с повышенным дебитом (0,8—1 *л/сек*) существуют до февраля — марта, образуя наледи.

Наблюдения за режимом уровня трещинных вод на Слюдянском месторождении флогопита, как указывают И. А. Лившиц и Б. И. Писарский, показали, что годовая амплитуда колебаний уровня воды в скважинах превышает 6 *м*. Химический состав вод в течение года каких-либо заметных изменений не испытывает. В настоящее время трещинные воды почти не используются. В дальнейшем в связи с перспективой организации пастбищного животноводства в Тажеранских степях они могут быть использованы для водоснабжения.

Трещинно-карстовые воды карбонатных пород. Карбонатные метаморфические породы протерозоя — архея слагают в пределах описываемой территории крупные массивы, отдельные пла-

Некоторые данные о трещинных водах в гнейсах и сланцах архея протерозоя

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скв., м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень проявления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м (для скважин)	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область									
–	Родник (340) в устье р. Персы; бассейн р. Бирюсы	820	A–Pt	Гнейсы	15/VIII 1962	–	0,6	0,1	6 / 2,5
389	Родник (159) на левом склоне долины р. Бургутуй; бассейн р. Уды	1960	Pt_1	Гнейсы биотитовые	14/VIII 1962	–	1,0	0,07	6 / 3,5
387	Родник (563) в устье р. Мертвый Халарей; бассейн р. Китоя	730	A	Гнейсы	14/X 1960	–	0,15	0,07	6,8 / 2
391	Родник (619) р. Бол. Жидой; бассейн р. Китоя	1000	A	»	25/IX 1960	–	1,0	0,09	6,3 / 3,5
413	Скважина (232) в пади Расторгина; правый берег р. Ангары	456,2 / 100	A	Гнейсы в интервалах: 16,8–35,6 м; 54,8–75,3 м; 75,3–100 м	23/IV 1959	16,8 / 16,8	0,016 / 1,8 0,001 / 3,0 0,071 / 3,0	0,18	7,5 / –
Байкальская гидрогеологическая складчатая область									
–	Родник (458) в 14,2 км северо-северо-западнее дер. Курмы	1120	Pt_1	Сланцы и граветиты	18/VI 1961	–	0,4	0,15	6,5 / 2,0

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая приурочка	Химический анализ воды								Жесткость общая, мг-экв	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л		
	Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область										
–	Родник (340) в устье р. Персы, бассейн р. Бирюсы	мг/л	3,4	7,9	13	4,3	16	61		1,3	А. А. Зайнулин, В. М. Колосницын, 1963 г.
		мг-экв/л	0,15	0,65	0,65	0,12	0,33	1			
		%-экв	10	45	45	9	22	69			
289	Родник (159) на левом склоне долины р. Бурлутуй, бассейн р. Уды	мг/л	6,5	2,4	10	4,3	12,0	36,6		0,7	То же
		мг-экв/л	0,27	0,2	0,5	0,12	0,25	0,6			
		%-экв	27,8	20,6	51,6	12,4	25,8	61,8			
387	Родник (563) в устье р. Мертвый Хадарей, бассейн р. Китоя	мг/л	10,1	1,5	6,0	3,3	1,6	48,8	NH_4 0,7, CO_2 4,4, SiO_2 12, Fe^{+2} 0,2, Fe^{+3} 0,4	0,4	Р. Ф. Иванилова и др., 1961 г.
		мг-экв/л	0,44	0,12	0,3	0,09	0,03	0,8			
		%-экв	47,9	13,0	32,3	9,8	3,3	86,9			
391	Родник (619) р. Бол. Жидой, бассейн р. Китоя	мг/л	22,1	1,5	2,0	–	1,6	73,2	NH_4 0,8, CO_2 6,6, Fe^{+2} 0,4, SiO_2 15, CO_2 агр. 2,2	0,22	То же
		мг-экв/л	0,96	0,12	0,1	Нет	0,03	1,2			
		%-экв	78,0	9,7	8,1	–	2,4	97,6			
413	Скважина (232) в пади Распопина, правый берег р. Ангары	мг/л	33,4	2,3	11,6	9,9	2,0	115,0		0,77	О. В. Павлов, 1963 г.
		мг-экв/л	1,45	0,19	0,58	0,28	0,04	1,9			
		%-экв	65,3	8,6	26,1	12,6	1,8	85,6			
	Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область										
–	Родник (458) в 14,2 км северо-северо-западнее дер. Курмы	мг/л	29,9	–	11,2	21,3	Нет	85,4	Fe^{+2} 0,3, NH_4 1, CO_2 4,4	0,7	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко, 1962 г.
		мг-экв/л	1,3	–	0,7	0,6	–	1,4			
		%-экв	65,0	–	35,0	30,0	–	70,0			

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скв., *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / уровень проявления воды, *м*	Дебит, *л/сек* Понижение, *м* (для скважин)	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды, °С
–	Родник (624) в 3,2 *км* юго-восточнее дер. Косая Степь	720	Pt_1	Сланцы и гравелиты	3 VIII 1960	–	0,3	0,2	7,1 / 0,3
–	Родник (470) в 11,1 *км* северо-западнее дер. Курмы	1260	Pt_1	Кварциты	18 VII 1961	–	3,0	0,07	6,2 / 2,0
–	Родник (950) в 4,6 *км* северо-северо-восточнее дер. Улан-Хан	840	Pt_1	Сланцы и гравелиты	15 VIII 1961	–	1,0	0,1	7 / 3
–	Скважина (19-тж) в днище пади Загалмайской долины	760 / 88,7	A	Гнейсы	9 II 1961	13,9 / 13,9	1,2 / 18,9	0,35	7,1 / –
–	Родник (47) в среднем течении р. Похабихи, в 3,5 *км* выше предприятия „Перевал"; правый берег р. Похабихи	1340	A	Гнейсы биотитовые	17 VIII 1961	–	2,5	0,04	6,8 / 1,1
–	Родник (183) в 4,2 *км* выше устья р. Сухой Ручей	985	A	Гнейсы	22 VI 1961	–	0,2	0,06	6,9 / 2
–	Родник (213) в 2,2 *км* северо-западнее слияния рек Чилимихи и Правой Безымянной	1480	A	Пироксено-амфиболовые гнейсы	29 VI 1961	–	0,05	0,03	– / 3

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Химический анализ воды								Жесткость общая, мг-экв	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{++}	Ca^{++}	Cl^-	SO_4^{--}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л		
–	Родник (624) в 3,2 км юго-восточнее дер. Косая Степь	мг/л	32	4	18	7,0	Нет	146	Fe^{++} 0,3;	1,18	Ю. И. Блохин, Н. М. Исаченко, 1962 г.
		мг-экв/л	1,41	0,28	0,9	0,19	–	2,4	SiO_2 4,0;		
		%-экв	54,2	10,8	34,7	7,3	–	92,7	CO_2 4,4;		
									NH_4 0,2		
–	Родник (470) в 11,1 км северо-западнее дер. Курмы	мг/л	18,4	–	4,0	14,2	Нет	36,6	Fe^{++} 0,3	0,2	То же
		мг-экв/л	0,8	Нет	0,2	0,4	–	0,6	NH_4 1,3		
		%-экв	79,2	–	19,8	40,0	–	60,0	CO_2св. 4,4		
–	Родник (950) в 4,6 км северо-северо-восточнее дер. Улан-Хан	мг/л	9,2	5,0	11,4	6	5,6	67,1		0,98	„ „
		мг-экв/л	0,4	0,41	0,57	0,17	0,11	1,1			
		%-экв	29,	29,7	41,3	12,2	8,1	79,7			
–	Скважина (19-тж) в днище пади Загалмайской долины	мг/л	15,9	10,8	60	21,8	8	231,8	Fe^{+3} 0,8	3,9	„ „
		мг-экв/л	0,67	0,9	3,0	0,6	0,17	3,8	NH_4 1,0		
		%-экв	14,3	19,3	64,5	13,1	3,7	83,2	CO_2 4,4		
–	Родник (47) в среднем течении р. Похабихи, в 3,5 км выше предприятия „Перевал"; правый берег р. Похабихи	мг/л	7,6	–	3,5	4,3	4,1	18,3	CO_2 9,7;	0,17	И. А. Лившиц и др., 1962 г.
		мг-экв/л	0,33	–	0,17	0,12	0,09	0,3	O_2 11,7;		
		%-экв	66,0	–	34,0	24,0	16,0	60,0	SiO_2 14,4;		
									Окисляемость по O_2 1,94		
–	Родник (183) в 4,2 км выше устья р. Сухой Ручей	мг/л	9,9	1,0	6,3	6,3	1,6	36,6	CO_2св. 6,05;	0,39	То же
		мг-экв/л	0,43	0,08	0,31	0,19	0,03	0,6	SiO_2 10;		
		%-экв	52,6	9,7	37,8	23,3	3,7	73	Окисляемость по O_2 7,84		
–	Родник (213) в 2,2 км северо-западнее слияния рек Чилимихи и Правой Безымянной	мг/л	0,2	1,0	6,7	3,6	3,5	15,3	Окисляемость по O_2 4,6	0,4	„ „
		мг-экв/л	0,01	0,08	0,33	0,1	0,07	0,25			
		%-экв	2,4	19	78,6	24	16,7	59,3			

Таблица 36

Сравнительная таблица некоторых показателей для карбонатных и некарбонатных метаморфических пород юго-западного побережья оз. Байкал

Породы	Средние коэффициенты трещинной пустотности	Пределы величин дебитов, *л/сек*	Средний дебит родников, *л/сек*	Модуль родникового стока, *л/сек с 1 км²*	Количество родников на 1 км² площади	Пределы температуры воды, °С	Средняя температура воды, °С	Пределы минерализации, *мг/л*	Пределы содержания анионов и катионов, *%-экв*
Карбонатные породы (мраморы, кристаллические известняки, кальцифиры) . .	4,0–6,0	0,1–25,0	1,8–3,4	1,0–1,6	0,25–1	0,5–8,0	2,7–3,0	95–360	$\frac{HCO_3\ 57–94\ SO_4\ 0–15\ Cl\ 0–15}{Ca\ 39–78\ Mg\ 15–42\ Na\ 0–33}$
Некарбонатные породы (гнейсы, сланцы) . .	1,4–0,8	0,01–3,0	0,48–0,55	0,2–0,3	0,4–0,5	0,3–5,0	2,3–2,60	22–240	$\frac{HCO_3\ 36–92\ Cl\ 0–49\ SO_4\ 0–20}{Na\ 0–90\ Ca\ 10–79\ Mg\ 0–30}$

Таблица 37

Сравнительная таблица водообильности и фильтрационных свойств метаморфических карбонатных и некарбонатных пород в различных регионах горноскладчатого обрамления Иркутской области

Регион	Карбонатные метаморфические породы			Некарбонатные метаморфические породы			Источник
	Дебит скважин, *л/сек*	Понижение, *м*	Коэффициенты фильтрации, *м/сутки*	Дебит скважин, *л/сек*	Понижение, *м*	Коэффициенты фильтрации, *м/сутки*	
Предгорья Восточного Саяна	0,14–4,0	6,5–10,0	–	0,05–0,8	2,5–42,0	до 0,5	А. С. Шахновский и др. 1962 г., Б. И. Сущкевич и др., 1960 г.; О. В. Павлов, 1963 г.
Юго-западное побережье оз. Байкал	1,0–7,5	4,0–15,0	0,5–50,0	0,05–0,95	13,0–48,0	0,1–0,83	П. Г. Компанец, 1963 г.; И. А. Лапшин и др., 1962 г.; Б. И. Писарский, 1964 г.
Остров Ольхон и Таежнинские степи	0,01–0,2	1,0–13,0	до 1,0	0,1–1,14	1,0–60,0	0,4–6,7	Ю. Н. Блохин, Н. М. Исаченко, 1962 г.

сты и прослои среди гнейсов, сланцев и интрузивных пород. В связи с интенсивной трещиноватостью и частой закарстованностью они повсеместно обводнены на глубину до 200—300 *м* и более. Подземные воды в карбонатных породах относятся к трещинно-карстовому типу, что подтверждается высокодебитными (>100 *л/сек*) родниками, связанными с карстопроявлениями, потерями стока рек в карбонатных породах, наличием подземных замкнутых карманов и полостей, заполненных водой. При вскрытии таких карманов и полостей, например на Слюдянском месторождении флогопита, водоприток (вначале весьма интенсивный) через несколько месяцев или даже недель значительно уменьшается, а иногда и полностью прекращается (Писарский, 1964).

Трещинно-карстовые воды дают начало многочисленным родникам по долинам рек, крупных падей и распадков, на различных абсолютных отметках (570—1370), преимущественно у подошвы склонов, реже на склонах и в вершинах падей. Родники нисходящие и в большинстве случаев приурочены к естественным обнажениям карбонатных пород.

Карбонатные породы более водообильны, чем гнейсы, сланцы и другие метаморфические породы, и характеризуются общим уровнем воды в пределах каждого массива или пласта. Дебиты родников из карбонатных пород колеблются от 0,1 до 6 *л/сек* (табл. 38). Родники с высокими дебитами. Это обычно групповые выходы, протягивающиеся в полосе 100—200 *м* в подошвах обрывов естественных обнажений.

На юго-западном побережье оз. Байкал модули родникового стока в карбонатных массивах колеблются от 1 до 1,65 *л/сек* с 1 *км*², а средний дебит родников — от 1 до 1,77 *л/сек* (см. табл. 36). На 4 *км*² площади распространения карбонатных пород приходится от 1 до 4 родников (Писарский, 1964). Распределение родников по площади неравномерное. Участки полного отсутствия родников, где в карбонатных массивах наблюдаются суходолы и потери стока ручьев и рек, сменяются участками с групповыми выходами подземных вод на поверхность. Модули подземного стока речек бассейна р. Китоя в Восточном Саяне, протекающих в карбонатных породах, по данным А. А. Шахновского и др. (1963 г.), составляют 6,3—6,1 *л/сек* с 1 *км*². Фильтрационные свойства и водообильность карбонатных пород изменяются в различных регионах описываемой территории (см. табл. 37). Дебит скважин колеблется от 0,01 до 7,5 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации от сотых долей до 50 *м/сутки*.

Глубина зеркала подземных вод в карбонатных породах преимущественно незначительная и колеблется от 3 до 40 *м*. Воды безнапорные. В нескольких пунктах (на побережье Байкала и в Восточном Саяне) на глубинах 88—126 *м* встречены напорные воды с величиной напора 18—84 *м*. Напор местный, связанный с наличием островной многолетней мерзлоты либо с кольматацией трещин в верхах разреза.

Трещинно-карстовые воды карбонатных пород пресные с минерализацией не больше 0,5 *г/л* (см. табл. 38), гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, редко натриево-кальциевые. Для магнезитов характерно преобладание среди катионов магния (62—94 %-*экв*). Химический состав трещинно-карстовых вод в течение года не испытывает заметных изменений. Воды холодные, температура воды родников колеблется от 1,5 до 5—6°.

Основными источниками питания трещинно-карстовых вод являются атмосферные осадки и воды поверхностного стока. Для Тажеранских степей отмечается дополнительное питание за счет перелива трещинно-жильных вод из тектонических зон. Области питания совпадают с площадью распространения карбонатных пород. Местная разгрузка осуществляется в речные долины и зоны тектонических нарушений, регио-

Некоторые данные о трещинно-карстовых водах архея и протерозоя

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скв., м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область									
236	Родник (68) на правом берегу р. Ужур (бассейн р. Тутары)	1000	Pt_1	Кристаллические известняки	9.VIII 1962	–	5	0,13	6 / 2,0
294	Родник (352) на левом берегу р. Хан; в 2 км ниже устья Кастармы	1180	Pt_1	Кристаллические известняки	6.X 1962	–	5	0,22	7,4 / –
295	Родник (353) в месте слияния рек Кара-Буренк и Кадыр-Ос (бассейн р. Уды)	1000	Pt_1	Мраморы	15.XI 1962	–	0,7	0,31	6,5 / 1,5
Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область									
–	Родник (972) на о. Ольхон; в пади Семь Сосен	490	A	Карбонатные породы	13.VII 1960	–	0,7	0,68	7 / 0,5
–	Родник (981) на о. Ольхон; в пади Ишиба	682	A	Карбонатные породы	13.VII 1960	–	2,5	0,49	7,6 / 2,4
–	Родник (1026) на о. Ольхон; в пади Тумыр-Толотой	620	A	Карбонатные породы	2.IX 1960	–	4	0,43	7,4 / 0,7

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды								Жесткость общая, мг-экв	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	$HCO_3^- + CO_3^{-2}$	Прочие компоненты, мг/л		
Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область											
236	Родник (68) на правом берегу р. Ужур (бассейн р. Гутары)	*мг/л*	8,7	0,6	25	7,1	4	84,2		1,3	А. А. Зайнуллин, В. М. Колосницын 1963 г
		мг-экв/л	0,38	0,05	1,25	0,2	0,08	1,4			
		%-экв	23	3,0	74,0	11,9	4,8	83,3			
294	Родник (352) на левом берегу р. Хан, в 2 *км* ниже устья Кастармы	*мг/л*	8,9	3,3	43,5	2,4	9,4	155,5	Fe^{+2} 0,1; Fe^{+3} 0,5	2,44	То же
		мг-экв/л	0,39	0,27	2,17	0,07	0,2	2,66			
		%-экв	13,8	9,5	76,7	2,4	7,2	90,4			
295	Родник (353) в месте слияния рек Кара-Бурсни и Калыр-Ос (бассейн р. Улы)	*мг/л*	1,8	2,3	75,0	7,1	20	207,4		3,94	" "
		мг-экв/л	0,08	0,19	3,75	0,2	0,42	3,4			
		%-экв	2,0	4,8	93,2	5,1	10,4	84,5			
Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область											
–	Родник (972) на о. Ольхон, в пади Семь Сосен	*мг/л*	61,0	66	23,0	28	30	476	NH_4 0,1; CO_2 31	6,55	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко. 1962 г
		мг-экв/л	2,65	5,35	1,2	0,78	0,62	7,8			
		%-экв	28,8	58,2	13,0	8,5	6,7	84,8			
–	Родник (981) на о. Ольхон, в пади Идиба	*мг/л*	29,7	35,9	44,3	3,4	9,5	372,8		5,16	То же
		мг-экв/л	1,29	2,95	2,21	0,10	0,2	6,15	Br 0,12		
		%-экв	20,0	45,8	34,2	1,5	3,1	95,4			
–	Родник (1025) на о. Ольхон, в пади Тумыр-Тологой	*мг/л*	54,0	7	32,0	11,0	16	305		3,26	" "
		мг-экв/л	2,36	0,64	2,62	0,29	0,33	5	CO_2 13		
		%-экв	42,0	11,4	46,6	5,2	5,9	88,9			

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скв., м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
–	Скважина (823) в 2 км северо-восточнее дер. Улан-Харгена	720 / 116,4	A	Карбонатные породы	22/VII 1961	14,1 / 14,1	1,1 / 1,2	0,41	7,4 / 4,6
–	Скважина (17) у оз. Намин-Нур	600 / 130,1	A	Известняки	23.1 1961	3 / 3	2,08 / 1,4	0,38	7,1 / –
–	Скважина в средней части пади Улугтуй; бассейн р. Слюдянки	640,5 / 220	A	Мраморы	12.IX 1960	126,3 / 126,3	1,64 / 4,2	0,27	7,8 / –
–	Родник (67) в нижнем течении р. Похабихи; на правом склоне долины	575	A	Мраморы	7.IX 1960	–	0,7	0,18	– / 2,5
–	Родник (156) в нижнем течении р. Слюдянки на левом берегу, у подошвы склона	560	A	Мраморы	16.X 1959	–	5,0	0,17	7,8 / 3,5
–	Родник (362) в нижнем течении р. Правой Безымянной, в распадке левого борта	1080	A	Мраморы	3/XII 1960	–	2,0	0,22	7,8 / 2
–	Скважина (24-Г) в нижнем течении р. Слюдянки, на левом склоне долины	576 / 190,2	A	Мраморы	2.III 1961	17,4 / 17,4	7,4 / 15,5	0,19	7,8 / –

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Химический состав воды								Жесткость общая, *мг/экв*	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	$HCO_3^- + CO_3^{-2}$	Прочие компоненты, *мг/л*		
—	Скважина (823) в 2 *км* северо-восточнее дер. Улан-Харгена	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	17,9 0,78 14,0	21,1 1,1 30,0	64,1 3,2 56,0	7,2 0,2 4,0	140,7 2,42 51,0	158,6 2,6 45	—	4,94	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко, 1962 г.
—	Скважиина (17) у оз. Намин-Нур	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	22,3 0,97 19,5	1,2 0,1 2,0	78,0 3,9 78,5	28,4 0,8 16,1	8,0 0,17 3,4	244 4,0 80,5	—	4,0	То же
—	Скважина в средней части пади Улунтуй; бассейн р. Слюдянки	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	1,8 0,08 2,1	18,4 1,51 40,7	40,2 2,1 57,2	10,7 0,3 8,4	13,2 0,27 7,5	183,0 3,0 84,1	Окисляемость по O_2 4,32	3,61	И. А. Лившиц и др., 1962 г.
—	Родник (67) в нижнем течении р. Похабихи; на правом склоне долины	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	5,1 0,22 9,0	8,2 0,67 28,0	30,3 1,51 63,0	4,3 0,12 5,0	12,6 0,26 11,0	123,5 2,03 84,0	Окисляемость по O_2 1,94	2,18	То же
—	Родник (156) в нижнем течении р. Слюдянки на левом берегу, у подошвы склона	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	9,0 0,39 17,1	6 0,49 21,5	28 1,4 61,4	7,0 0,2 8,8	11,9 0,25 10,9	109,8 1,8 79,0	NO_3 2,0 NH_4 0,1	1,89	То же
—	Родник (262) в нижнем течении р. Правой Безымянной, в распадке левого борта	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	5,1 0,23 8,0	6,9 0,57 19,8	41,6 2,08 72,2	5,1 0,14 4,9	3,1 0,06 2,1	161,6 2,66 93,0	CO_2св 9,7 O_2 7,8 SiO_2 8,0	2,65	„ „
—	Скважина (24-Г) в нижнем течении р. Слюдянки, на левом склоне долины	*мг/л* *мг-экв/л* *%-экв*	17,9 0,78 34,0	5,6 0,46 20,3	24,0 1,05 45,7	7,1 0,2 8,3	12,7 0,26 10,8	118,9 1,94 80,9	—	1,51	„ „

нальный сток — в аллювий прибайкальских террас и непосредственно в оз. Байкал.

Режим трещинно-карстовых вод тесно связан с изменением количества выпадающих атмосферных осадков в годовом разрезе и очень часто с поверхностным стоком. Амплитуда колебания уровня воды в течение года значительная, по наблюдениям в одной из скважин бассейна р. Китоя она составила 9 *м*. Родники с дебитом 3—6 *л/сек* функционируют круглогодично, в зимний период их дебит несколько уменьшается. Малодебитные родники прекращают существование в декабре — январе, образуя наледи.

На участке месторождения «Перевал» (водораздел между реками Слюдянкой и Похабихой) в распределении трещинно-карстовых вод отмечена вертикальная гидродинамическая зональность и выделены две зоны стока трещинно-карстовых вод: зона неглубокого стока безнапорных вод и зона глубинного стока напорных вод (Писарский, 1964). Для верхней безнапорной зоны характерны многочисленные нисходящие родники, часто объединяющиеся в группы с дебитами до 100 *л/сек* и температурой воды 2—4°. Дебит родников значительно снижается в зимний период. Нижняя зона напорных вод фиксируется по восходящим родникам у подошвы склонов рек с дебитами 5—6 *л/сек* и температурой воды 5—6°. Дебит родников не изменяется в течение всего года.

Трещинно-карстовые воды в настоящее время используются для водоснабжения мелких населенных пунктов и отдельных предприятий.

Водоносность магматических пород

В Иркутской области известны магматические породы различного возраста. В пределах Сибирской платформы они представлены траппами триасового возраста, прорывающими осадочные отложения. Для горноскладчатого обрамления характерны кайнозойские базальты, пользующиеся ограниченным распространением на плоских водоразделах Хамар-Дабана и Восточного Саяна, и мезозойские щелочные гранитоиды, не изученные в гидрогеологическом отношении и имеющие незначительное развитие на восточной окраине Патомского нагорья. Широко развиты древние (архейские, протерозойские, реже палеозойские) интрузии, сложенные породами кислого, основного и щелочного состава, прорывающими древние сильно метаморфизованные породы архея и протерозоя.

Коллекторские свойства и водоносность магматических пород определяются их трещиноватостью. По своим свойствам магматические породы приближаются к гнейсам, сланцам и другим некарбонатным метаморфическим породам и характеризуются преобладанием двух-трех основных систем трещин, формирующих в пределах зоны выветривания водовмещающую среду. По данным наблюдений на юго-западном побережье оз. Байкал (Шерман, 1964) для магматических пород характерна общая с вмещающими породами сеть трещин с наличием в гранитах и базальтах трех, а в пегматитах — двух основных систем. Коллекторские свойства магматических пород невысоки; коэффициент трещинной пустотности гранитов и гранитоидов составляет по единичным замерам 0,5—1,5%; для базальтов значения этого коэффициента не превышают десятых долей процента.

Подземные воды сосредоточены преимущественно в пределах зоны выветривания магматических пород, мощность которой изменяется от 10—15 *м* в базальтах до 40—50 *м* в других магматических породах. Ниже нее водообильность пород обычно низкая.

По территориальному признаку целесообразно выделить три комплекса трещинных вод в зоне выветривания магматических пород: 1) кайнозойских базальтов, 2) триасовых траппов Сибирской платформы; 3) интрузивных пород архея, протерозоя и палеозоя.

Водоносность базальтов кайнозоя. Базальты образуют ограниченные по площади покровы в верховьях рек Похабихи и Талой на юго-западном побережье оз. Байкал и рек Азасса и Хамсары в Восточном Саяне. Базальты Восточного Саяна совершенно не изучены. Водоносность базальтовых покровов побережья оз. Байкал охарактеризована по данным И. А. Лившица, Б. И. Писарского и др. (1962 г.).

Базальты, представленные плотными и пористыми разностями, монолитны, и только верхняя их часть мощностью 7—10 *м* разбита трещинами. Эта трещиноватая зона на значительной площади подстилается прослоем глиноподобной массы, являющейся продуктом разрушения пористых базальтов. Скопления воды приурочены к трещиноватой зоне в местных понижениях рельефа поверхности базальтового покрова; вскрываются они на глубинах 0,5—2 *м*, а мощность обводненной части трещиноватых пород колеблется от 5 до 9 *м*. Горизонт дренируется реками Похабихой и Талой, берущими начало у основания базальтового покрова, и немногочисленными родниками в верховьях падей и распадков. Родники сосредоточенные, нисходящие, с дебитом от 0,01 до 1,0 *л/сек* (табл. 39).

Воды базальтов пресные с минерализацией, редко превышающей 0,1 *г/л*, по химическому составу — гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и кальциево-натриевые. Температура воды очень низка и колеблется от 0,5 до 1, реже до 2—3°. Водоносный горизонт в зимний период на значительную часть своей мощности, а на отдельных участках полностью перемерзает. Режим вод коры выветривания базальтов непостоянен и находится под влиянием атмосферных агентов. Колебания уровня в летний период отражают количество и интенсивность выпадающих атмосферных осадков. В октябре—ноябре источники пересыхают.

Водоносность траппов в значительной мере связана с особенностями залегания и характером их трещиноватости; в одних случаях траппы являются водоносными, в других — водоупорными. Приуроченные к ним воды относятся к трещинному типу. Они циркулируют по отдельным трещинам, зонам дробления и не имеют широкого площадного распространения. Все многообразие трещин в трапповых массивах подчинено двум главным направлениям. Одни трещины (преобладающие) ориентированы перпендикулярно кровле пластовых залежей траппов (вертикальные и крутонаклонные трещины), другие — параллельно (пластовые трещины). На периферии пластовых интрузий траппов наблюдается постепенный переход этих трещин в наклонные и пологие. Трещины отдельности в траппах хорошо наблюдаются в зоне выветривания (см. рис. 14), глубина которой не превышает 35—40 *м*. С глубиной трещиноватость траппов резко уменьшается, породы становятся массивными, водоупорными.

Наиболее обводнена верхняя выветрелая зона трапповых тел, характеризующаяся повышенной трещиноватостью. К ней приурочены свободные трещинные воды, вскрываемые колодцами (пос. Кындызык и др.), скважинами (район г. Братска) и дающие начало родникам в бассейнах рек Ии, Уды, Бирюсы, Ангары и Оки (табл. 40). Дебит родников от сотых долей до 2—3 *л/сек*. Особенно значительна обводненность траппов в прирусловых частях долин крупных рек, где обычно существует непосредственная связь подземных вод с речными (повышенная водообильность траппов отмечается в районе Падунского суже-

Таблица 39

Некоторые данные о трещинных водах коры выветривания базальтов Байкальской гидрогеологической складчатой области

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка выхода родника, м	Дата отбора	Дебит, л/сек	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Жесткость общая, мг-экв	Источник
–	Родник (4) в вершине левого распадка р. Похабихи, в среднем течении	1320	19/VIII 1960	0,2	0,05	– / 2	мг/л	9,9	1,9	3,0	6,0	29,0	2,9	Окисляемость по O_2 3,74	0,27	И. А. Лившиц и др., 1962 г.
							мг-экв/л	0,43	0,12	0,15	0,17	0,06	0,47			
							%-экв	62,0	17,0	21,0	24,0	9,0	67,0			
417	Родник (32) в верхнем течении р. Похабихи	1512	17/VIII 1960	1,3	0,06	– / 1	мг/л	15,2	1,2	4,3	6,0	3,3	25,9	Окисляемость по O_2 4,0; CO_2 4,84	0,37	То же
							мг-экв/л	0,35	0,1	0,21	0,16	0,07	0,42			
							%-экв	52,0	15,0	33,0	25,0	11,0	64,0			
–	Родник в правом распадке р. Сухой (бассейн р. Похабихи)	1200	18/VIII 1960	0,1	0,3	– / 2	мг/л	7,6	–	3,5	4,3	4,1	18,3	Окисляемость по O_2 1,94	0,17	„ „
							мг-экв/л	0,33	–	0,17	0,12	0,08	0,3			
							%-экв	66,0	–	34,0	24,0	16,0	60,0			

ния долины р. Ангары). На участках, где траппы перекрыты водоносными рыхлыми четвертичными отложениями, в этих отложениях и в выветрелой зоне траппов образуется единый водоносный горизонт, водоупором для которого служат монолитные траппы.

Воды выветрелой зоны траппов вскрываются на глубинах от 2 до 15 *м* и более. Большинство скважин глубиной более 80—100 *м* являются безводными (деревни Красносельск, Ермаки, бассейн р. Ии и др.). Скважин, вскрывших подземные воды в траппах, на глубинах, превышающих 40 *м*, известно немного. В частности, такие скважины имеются в районе г. Тулуна. Скважина на территории совхоза «Сибиряк» вскрыла трещинные воды траппов на глубине 97 *м*, на территории Тулунской конторы «Заготзерно» — на глубине 76,5 *м*. Поглощение промывочной жидкости отмечалось в скважине Никитаевской МТС в интервале глубин 38—55 и 128—134 *м*, а вблизи поселков Бурхун и Бада (северо-восточнее г. Тулуна) на глубине 180—170 *м*.

Химический состав подземных вод траппов довольно однообразен (см. табл. 40). Это преимущественно гидрокарбонатные щелочноземельные воды. В редких случаях наблюдается повышенное содержание сульфат-иона; аномальное его содержание (60—70%-*экв*) отмечено в нескольких случаях (скважины в створе плотины Братской ГЭС). Минерализация подземных вод траппов невелика и колеблется в пределах от 0,05 до 0,46 *г/л*. Увеличение минерализации до 0,6 и даже 1,08 *г/л* наблюдалось в водах траппов района Падунского силла, что наряду со спецификой химического состава этих вод (сульфатный тип) говорит об особых условиях их формирования.

Практическое значение подземных вод траппов невелико и сводится к использованию их для обеспечения бытовых и хозяйственных нужд небольших поселков и объектов.

Водоносность древних интрузий. Интрузивные образования палеозоя, протерозоя, архея широко распространены в Восточном Саяне, Байкальском и Патомском нагорьях. На гидрогеологической карте в соответствии с результатами геологического картирования показаны раздельно породы кислого, основного и щелочного состава, но из-за слабой их изученности и общности водно-коллекторских свойств приводится совместное описание водоносности гранитов, гранодиоритов, сиенитов, диоритов, габбро, перидотитов и пироксенитов; до глубины 40—50 *м* эти породы разбиты многочисленными постепенно затухающими трещинами. Такая трещиноватость имеет общие черты развития для интрузивных тел различного петрографического состава. Трещинные воды выходят на поверхность в виде многочисленных родников на абсолютных отметках от 500 до 2000 *м* и вскрываются отдельными скважинами. Родники преимущественно нисходящие, в естественных обнажениях они сравнительно редки. Дебит их колеблется от десятых долей до 2—4 *л/сек* (табл. 41); родники с более высоким дебитом (6—10 *л/сек*) встречаются редко. В Тажеранских степях они приурочены к днищам падей с большой водосборной площадью. Некоторые исследователи для различных участков Восточного Саяна и Хамар-Дабана отмечают закономерность увеличения водообильности пород от вершин водоразделов к подошве склонов. Так, по данным К. К. Баранова и др. (1960 г.), в верховьях р. Онота дебит родников изменяется от 0,2 *л/сек* в верхней части склона до 8 *л/сек* у его подошвы. Данные немногочисленных скважин, пройденных в магматических породах, свидетельствуют о невысокой водообильности и слабых коллекторских свойствах этих пород. Уровень трещинных вод вскрывается на глубинах от 3 до 40 *м*. Для интрузивных массивов Восточного Саяна и Хамар-Дабана характерны безнапорные воды, в породах приморского и оль-

Некоторые данные о трещинных водах траппов триасового возраста

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, м / Глубина скважины, м	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура, °С
90	Скважина на правом берегу р. Ангары, створ плотины Усть-Илимской ГЭС	234,9 / 120,3	2.VIII 1963	26,51 / 103,0	–	0,33	7,4 / –
137	Родник (92) в 9 км ССВ дер. Шиткино, правый берег р. Бирюсы	390	1959	–	0,3	0,10	– / 4
–	Родник в 6,5 км восточнее пос. Шелехово, в верховье р. Дедушкина, бассейн р. Бирюсы	–	3.VI 1959	–	2,5	0,05	6,6 / 5
–	Родник в 9,8 км восток-юго-восточнее дер. Серыгино в верховье р. Соленой	–	1959	–	1,5	0,07	6,6 / 5
146	Скважина (83) в долине р. Ангары, створ плотины Братской ГЭС	–	1957	– / 30,0	–	0,47	–
181	Родник (330) Шумный в вершине правого распадка долины р. Бирюсы	420	7.VIII 1958	–	0,5	0,18	– / 5
–	Группа родников (15 шт.) вблизи пос. Иннокентьевского; долина р. Ин	451	31.VII 1957	–	Расходы отдельных выходов до 0,2 л/сек	0,32	7,6 / 5
244	Родник вблизи пос. Старый Хингуй, долина р. Уды	580	1956	–	0,4	0,11	–
252	Скважина вблизи ст. Тулун; долина р. Ин	495 / 108	1957	21 / 97,0	1,0 / 0,1	0,42	–

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточникам, геоморфологическая привязка	Химический состав воды							Жесткость общая мг-экв	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ - Na^+$	Mg^{++}	Ca^{++}	Cl^-	SO_4^{--}	HCO_3^-		
90	Скважина на правом берегу р. Ангары, створ плотины Усть-Илимской ГЭС	мг/л	23,2	11,5	42,3	6,0	8,2	240,1	3,07	Материалы МОСГИДЭПа, 1963 г.
		мг-экв/л	1,01	0,96	2,11	0,17	0,17	3,74		
		% -экв	24,8	23,5	51,7	4,2	4,2	91,6		
137	Родник (92) в 9 км ССВ дер. Шитково, правый берег р. Бирюсы	мг/л	2,5	6,3	15,8	3,4	2,1	73,2	1,31	В. Л. Каницкий и др., 1961 г.
		мг-экв/л	0,07	0,52	0,79	0,1	0,04	1,23		
		% -экв	5,1	37,7	57,2	7,3	2,9	89,8		
–	Родник в 6,5 км восточнее пос. Шелехово, в верховье р. Дедушкина, бассейн р. Бирюсы	мг/л	7,8	5,6	–	9,6	1,3	30,5	0,46	С. К. Громов, В. А. Малий, 1962 г.
		мг-экв/л	0,34	0,46	–	0,27	0,03	0,5		
		% -экв	42,5	57,5	–	39,7	3,8	62,5		
–	Родник в 9,8 км восток-юго-восточнее дер. Серыгино в верховье р. Соленой	мг/л	0,5	5,4	10,0	3,5	7,8	42,7	0,9	То же
		мг-экв/л	0,02	0,42	0,48	0,09	0,16	0,70		
		% -экв	2,1	47,4	50,5	9,5	16,8	73,7		
146	Скважина (83) в долине р. Ангары, створ плотины Братской ГЭС	мг/л	61,4	21,6	32,0	21,0	155,4	158,6	4,16	Материалы МОСГИДЭПа, 1963 г.
		мг-экв/л	2,57	1,67	2,49	0,69	3,33	2,70		
		% -экв	38,2	24,8	37,0	10,3	49,5	40,2		
181	Родник (330) Шумный в верховье правого распадка долины р. Бирюсы	мг/л	8,0	12,5	21,0	6,8	17,7	113,7	2,08	Л. В. Муравьева, Д. А. Анучин, 1960 г.
		мг-экв/л	0,35	1,03	1,05	0,19	0,37	1,87		
		% -экв	14,4	42,4	43,2	8,3	17,1	73,9		
–	Группа родников (15 шт.) вблизи пос. Инокентьевского, долина р. Ии	мг/л	15,6	28,4	32,0	14,2	9,6	219,6	3,52	И. С. Ломоносов, 1959 г.
		мг-экв/л	0,68	1,92	1,6	0,4	0,2	3,6		
		% -экв	16,2	45,7	38,1	9,5	4,8	85,7		
244	Родник вблизи пос. Старый Хингуй, долина р. Уды	мг/л	7,6	6,1	14,0	7,0	6,6	73,0	1,2	То же
		мг-экв/л	0,33	0,50	0,7	0,20	0,13	1,2		
		% -экв	21,6	32,6	45,8	13,1	8,5	78,4		
252	Скважина вблизи ст. Тулун, долина р. Ии	мг/л	14,7	29,0	52,4	7,1	7,0	311,1	4,77	В. А. Малий, 1957 г.
		мг-экв/л	0,64	2,13	2,64	0,2	0,15	5,10		
		% -экв	11,9	39,3	48,8	3,7	2,7	93,6		

Таблица 41

Некоторые данные о трещинных водах зоны выветривания древних интрузий

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику; геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м* (для скважин)	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды, °С
	Витимо-Патомская гидрогеологическая складчатая область								
127	Родник (269) в вершине правого распадка пади, впадающей в долину р. Догалдын-Бисягинский, в 4 *км* от ее устья	820	γPt	Граниты трещиноватые	25.VI 1959	–	10	0,04	6,7 / 2
128	Родник (305) в основании правого склона долины р. Витима, 1,2 *км* ниже устья р. Енгажимо	265	γPt	То же	24.VII 1959	–	1,4	0,11	6,8 / 1
	Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область								
187	Родник (151) в 2,5 *км* северо-восточнее устья руч. Подпорошного, бассейн р. Туманшет	500	γPt	Граниты трещиноватые	17.VIII 1959	–	0,5	0,07	6,9 / 9
237	Родник (80) в 7 *км* ниже дер. Мирячун, на левом склоне долины р. Бол. Бирюсы	960	γPt	То же	12.VIII 1962	–	0,3	0,1	6 / 2,5
240	Родник (119) в долине р. Кривая Мария, бассейн р. Уды	920	γPt	Гранитоиды трещиноватые	16.IX 1961	–	0,2	0,08	7,2 / –
241	Родник (120) на левом склоне долины р. Джугояни, бассейн р. Уды	1050	xPt	Кварцевые сиениты трещиноватые	30.VIII 1962	–	0,8	0,04	6,5 / 3,5
290	Родник (164) на левом склоне долины р. Мал. Эдэн, бассейн р. Уды	2060	γPt	Граниты трещиноватые	25.VII 1962	–	1,2	0,12	6 / 2,5

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л	Жесткость общая, мг-экв	Источник
		мг/л	11,0	0,6	1,0	3,5	4,0	24,4		0,1	Е. В. Пинекер, Д. А. Анучин, 1960 г.
127	Родник (269) в вершине правого распадка пади, впадающей в долину р. Догалдын-Бисягинский, в 4 км от ее устья	мг-экв/л	0,48	0,05	0,05	0,1	0,08	0,4			
		%-экв	82,8	8,6	8,6	17,3	13,8	68,9			
		мг/л	10,6	3,0	20,0	5,9	43,2	30,5	NH_4 0,4	1,25	То же
128	Родник (305) в основании правого склона долины р. Витима, 1,2 км ниже устья р. Енгажимо	мг-экв/л	0,32	0,25	1,0	0,17	0,9	0,5			
		%-экв	20,4	15,9	63,7	10,8	57,3	31,9			
	Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область										
		мг/л	10	0,4	9,0	3,5	1,2	48,9		0,48	С. К. Громов, В. А. Малий, 1962 г.
187	Родник (151) в 2,5 км северо-восточнее устья руч. Подпорошного, бассейн р. Туманшет	мг-экв/л	0,43	0,03	0,45	0,09	0,02	0,9			
		%-экв	47,2	3,3	49,5	8,9	2,0	89,1			
		мг/л	3,3	12,2	10	4,3	40,0	33,6		1,5	А. А. Зайнуллин, В. М. Колосницын, 1963 г.
237	Родник (80) в 7 км ниже дер. Мирнчун, на левом склоне долины р. Бол. Бирюсы	мг-экв/л	0,15	1,0	0,5	0,12	0,83	0,6			
		%-экв	9,1	60,6	30,3	7,7	53,6	38,7			
		мг/л	11,5	2,4	7,0	7,9	4,5	48,8		0,55	То же
240	Родник (119) в долине р. Кривая Марня, бассейн р. Уды	мг-экв/л	0,5	0,2	0,35	0,2	0,07	0,8			
		%-экв	49	18	33	18,7	6,5	74,8			
		мг/л	5,0	Нет	10	4,3	8,0	12,2		0,5	" "
241	Родник (120) на левом склоне долины р. Джутояни, бассейн р. Уды	мг-экв/л	0,22	—	0,5	0,12	0,17	0,2			
		%-экв	31,5	—	68,5	24,4	34,7	40,9			
		мг/л	14,3	4,0	16,0	4,3	8,0	73,2		1,1	" "
290	Родник (164) на левом склоне долины р. Мал. Эдэн, бассейн р. Уды	мг-экв/л	0,62	0,3	0,8	0,12	0,4	1,2			
		%-экв	36,0	17,5	46,5	7,0	23,2	69,8			

Продолжение табл. 41

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка устья скважины или выхода родника, *м* / Глубина скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м* (для скважин)	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды, °С
299	Родник (302) в 27 *км* ЮЗ дер. Аршан, на правом склоне долины р. Ин	760 / —	γPt	Граниты трещиноватые	21.VIII 1961	—	0,15 / —	0,04	6,4 / 5
—	Скважина (110) на Белозиминском месторождении	875 / 30	γPt	Инъекции разрушенные		30,0 / 30,0	0,011 / 15,6	—	—

Байкальская гидрогеологическая складчатая область

—	Родник (509) в 5,4 *км* северо-западнее дер. Сармы, на левом борту правой пади долины р. Сармы	860 / —	γPt	Граниты трещиноватые	12.VIII 1960	—	2 / —	0,14	6,8 / 1
361	Родник (928) в 7,8 *км* северо-западнее дер. Ятор, ЮЗ побережье оз. Байкал	1340 / —	γPt	То же	15.VIII 1960	—	6,4 / 3	0,09	6,4 / 3,0
368	Скважина (969) в дер. Ялга, о. Ольхон	520 / 19,5	γA	„ „	—	4,6 / 11,6	0,39 / 8,9	0,32	6,4 / —
375	Родник (313) в районе слияния рек Абакан и Забалуг, бассейн р. Белой	980 / —	γPt	„ „	26.VII 1960	—	1,6 / —	0,04	5,7 / 2
389	Родник (591) юго-восточнее пос. Талькян, бассейн р. Китоя	740 / —	γPt	„ „	12.X 1960	—	0,5 / —	0,05	6,5 / 2,5
411	Скважина (798) в 1 *км* северо-западнее Булык, ЮЗ побережье оз. Байкал	760 / 119,0	γA	„ „	31.V 1961	7,3 / 36,5	0,91 / 14	0,38	6,8 / —

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта по первоисточнику, геоморфологическая привязка	Химический состав воды								Жесткость общая, мг-экв	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л		
299	Родник (302) в 27 км ЮЗ дер Аршан, на правом склоне долины р. Ии	мг/л	Нет	Следы	10,0	3,0	Следы	24,0	–	0,5	И. Н. Угланов и др., 1962 г.
		мг-экв/л	–	–	0,5	0,1	–	0,4			
		%-экв	–	–	100	20,0	–	80,0			
–	Скважина (110) на Белозиминском месторождении									–	И. И. Егоров и др., 1962 г.

Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область

–	Родник (509) в 5,4 км северо-западнее дер. Сармы, на левом борту правой пади долины р. Сармы	мг/л	6,9	10,8	14,0	17,8	Нет	85,4	NH_4 0,4; $CO_{2св}$ 8,8	1,6	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко, 1962 г.
		мг-экв/л	0,3	0,9	0,7	0,5	–	1,4			
		%-экв	5,8	47,4	36,8	25,9	–	73,7			
361	Родник (928) в 7,8 км северо-западнее дер. Ятор, ЮЗ побережье оз. Байкал	мг/л	17,0	нет	10,0	11,0	Нет	49,0	NH_4 0,2, $CO_{2св}$ 9,0	0,45	То же
		мг-экв/л	0,74	–	0,45	0,29	–	0,8			
		%-экв	62,1	–	37,9	32,8	–	67,2			
368	Скважина (969) в дер Ялта, о. Ольхон	мг/л	71,0	3,6	39,6	71,0	12,3	225,7	$CO_{2св}$ 6,6	2,28	. .
		мг-экв/л	3,68	0,3	1,98	2,0	0,26	3,7			
		%-экв	61,8	5,0	33,2	38,6	4,3	62,1			
375	Родник (313) в районе слияния рек Абакан и Забалуг, бассейн, р. Белой	мг/л	6,0	1,5	4,6	6,6	4,5	21,4	Br 0,93, SiO_2 10,0, CO_2 8,8	0,35	Р. Ф. Иванилова и др., 1961 г.
		мг-экв/л	0,26	0,12	0,23	0,18	0,09	0,35			
		%-экв	42,6	19,7	37,7	29,0	14,5	56,5			
389	Родник (591) юго-восточнее пос. Тальян, бассейн р. Китоя	мг/л	4,4	1,3	6,0	Нет	2,1	36,8	NH_4 0,6, SiO_2 15; Fe^{+3} 0,2 Fe^{+2} 0,2 $CO_{2св}$ 10,6	0,4	То же
		мг-экв/л	0,19	0,1	0,3	–	0,04	0,6			
		%-экв	29,7	15,6	46,8	–	6,2	93,8			
411	Скважина (798) в 1 км северо-западнее Бурых, ЮЗ побережье оз. Байкал	мг/л	24,8	13,0	53,5	5,3	8,2	274,5	$CO_{2св}$ 6,4	3,74	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко, 1962 г.
		мг-экв/л	1,08	1,07	2,67	0,15	0,17	4,5			
		%-экв	22,4	22,2	55,4	3,1	3,5	93,4			

хонского интрузивных комплексов вскрыты напорные воды на глубинах от 11 до 123 *м*. Величина напоров колебалась от 5 до 86 *м* (в скважине, вскрывшей граниты приморского комплекса, напор создается гранитами, разрушенными до стадии глин, в интервале от 103 до 123 *м*).

Водообильность пород древних интрузий близка к водообильности метаморфических пород протерозоя—архея. Дебит скважин при понижениях 9—16 *м* составлял 0,01—0,91 *л/сек*, а удельный дебит колебался от тысячных долей до 0,06 *л/сек*. Наиболее водообильны граниты и гранитоиды, встречающиеся в виде отдельных небольших тел, основные и ультраосновные породы обводнены значительно слабее. Немногочисленные родники, зафиксированные в габбро, диабазах, перидотитах и пироксенитах, характеризуются дебитом родников 0,2—1,5 *л/сек*; единственный выход трещинных вод из основных пород с дебитом 4 *л/сек* встречен на о. Ольхон.

Воды древних интрузий пресные с минерализацией, не превышающей в гранитах и гранитоидах 0,15 *г/л* (см. табл. 41), а в основных и ультраосновных породах — 0,5 *г/л*. По химическому составу воды в гранитах и гранодиоритах гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые, натриевые и кальциево-натриевые; в основных и ультраосновных породах — гидрокарбонатные магниево-, реже натриево-кальциевые. Химический состав вод не испытывает заметных изменений в течение года. Воды холодные температура воды изменяется от 2 до 4°.

Основным источником питания трещинных вод зоны выветривания древних интрузий являются атмосферные осадки, преимущественно летние. Области питания их совпадают с площадями распространения, местная разгрузка осуществляется в мелкие водотоки и зоны тектонических нарушений, а региональная — в речные долины и оз. Байкал. Режим вод древних интрузий непостоянен и находится в прямой зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков и интенсивности весеннего снеготаяния. В Восточном Саяне, Тажеранских степях и на о. Ольхон наибольший дебит родников отмечается в период весеннего снеготаяния; на юго-западном побережье оз. Байкал максимальный дебит родников наблюдается в летне-осенний дождевой сезон, зимой большинство их пересыхает; лишь родники с большим дебитом (5—8 *л/сек*) существуют в течение всего года.

На условия формирования и режим трещинных вод древних интрузий оказывает влияние островная многолетняя мерзлота, широко развитая в Восточном Саяне и Витимо-Патомском нагорье. Так, по данным Е. В. Пиннекера (1962), все родники интрузий Витимо-Патомского нагорья в той или иной степени связаны с мерзлотой, о чем свидетельствуют широкое развитие у источников наледей, часто не успевающих оттаять за летний период, и полное промерзание мелких речек, прорезающих интрузивные породы. Наличие промороженных пород характерно также для высокогорных районов Восточного Саяна. По данным А. С. Шахновского и др. (1963) мощность мерзлой зоны здесь достигает 50—95 *м*. Влияние мерзлоты на гидрогеологические условия этих районов выявляется в формировании местных напорных горизонтов трещинных вод, частичном либо полном промерзании водоносных толщ на отдельных участках, отсутствии питания подземных вод на промороженных участках и т. п.

В настоящее время воды магматических пород используются очень слабо. В дальнейшем при развитии промышленности и сельского хозяйства они смогут найти применение для водоснабжения населенных пунктов.

Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений

Наличие в пределах распространения архейских и протерозойских пород многочисленных зон тектонических нарушений и сопровождающих их зон интенсивной трещиноватости оказывает существенное влияние на условия формирования и распределения подземных вод. Рассекая породы различного состава, крупные и мелкие тектонические нарушения способствуют активной взаимосвязи между присутствующими в них подземными водами и формированию мощных потоков трещинно-

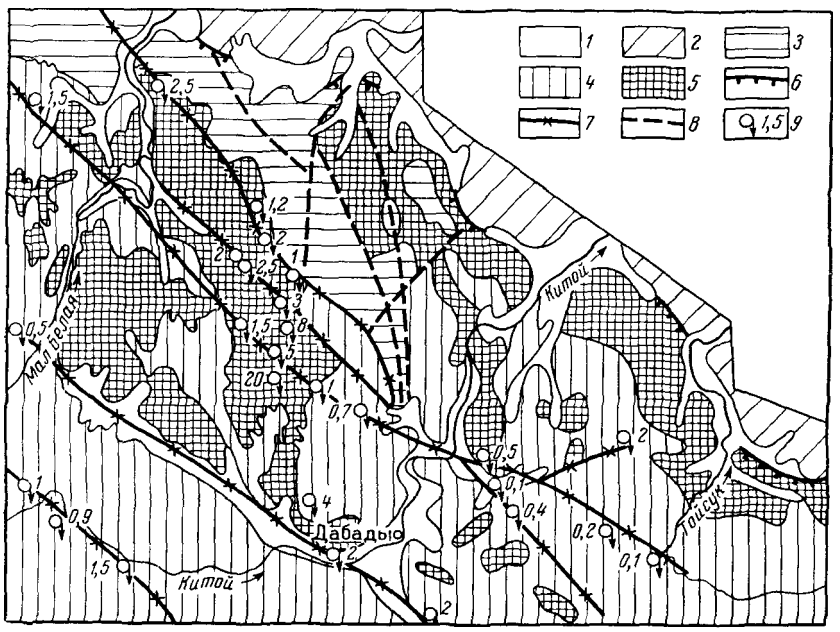


Рис 52 Карта распространения трещинно жильных вод в юго восточной части Восточного Саяна Составили Р Ф Иванилова, А И Анненкова, 1965 г

1 —водоносный комплекс аллювия четвертичных отложений, *2* — водоносный комплекс отложений нижнего кембрия, *3* — трещинные воды метаморфических пород протерозоя *4* — трещинные воды метаморфических пород архея, *5* — трещинные воды изверженных пород протерозоя, *6* — граница, отделяющая Восточно Саянскую гидрогеологическую складчатую область от Ангаро Ленского артезианского бассейна 1 го порядка *7* — разломы водоносные, *8* — разломы неводоносные, *9* — водопункты (родники), приуроченные к зонам разломов, справа от водопункта — дебит, *л/сек* (родники обследовались в летне-осенний период)

жильных вод Такие потоки образуют линейно вытянутые водоносные зоны и гидравлически связаны с водами вмещающих пород Тектонические нарушения различных амплитуд и сопровождающие их зоны интенсивной трещиноватости формируют емкостную среду, обладающую высокой степенью пустотности и вмещающую значительные запасы подземных вод На участках развития карбонатных пород тектонические зоны под воздействием карстовых процессов значительно расширяются и характеризуются исключительно высокой обводненностью Очень часто тектонические нарушения протягиваются в долинах рек и фиксируются по групповым выходам высокодебитных родников (рис. 52). Родники, выводящие на поверхность трещинно жильные воды, нисходящие и восходящие, расположены на различных абсолютных отметках (480—1500 *м*), преимущественно у подошвы склонов речных долин, в днищах падей и распадков

Тектонические и контактовые зоны характеризуются повышенной водообильностью Имеющиеся данные о водоносности тектонических зон

Таблица 42

Некоторые данные о трещинно-жильных водах в породах архея и протерозоя

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта, геоморфологическая привязка	Абсолютная отметка выхода родника или устья скважины, *м* / Глубина скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, *м* / Уровень появления воды, *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Минерализация, *г/л*	pH / Температура воды, °С
Байкальская гидрогеологическая складчатая область									
—	Группа родников (708) в 4,4 *км* севернее дер. Понты; в днище пади долины р. Анги	1020	Pt_1	Кварциты	8/VII 1960	—	15—20	0,12	7,8 / 3,5
—	Родник (722) в 5 *км* северо-западнее дер. Барсай; бассейн р. Анги	940	Pt_1	Кварциты	23/VI 1960	—	8	0,19	6,4 / 3,0
—	Родник (424) из-под наледи в 10 *км* северо-западнее дер. Хора-Тогот, в вершине ручья Хорга; западное побережье оз. Байкал	1500	Pt_1	Контакт кварцитов с гранитами	10/VII 1960	—	40	0,08	7,2 / 1,0
—	Группа родников в нижнем течении р. Похабихи, на левом берегу	600	A	Мраморы	7/IX 1960	—	50	0,15	— / 3,5
—	Родник (190) в среднем течении р. Буровщина, на левом берегу; юго-западное побережье оз. Байкал	583	A	Мраморы и пегматиты	1960	—	18	0,26	7,6 / 2,0
—	Группа родников в среднем течении р. Зимовейной; бассейн р. Безымянной	890	A	Мраморы и пегматиты	1/VI 1960	—	230	0,11	— / 3,5

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта; геоморфологическая привязка	Химический состав воды: Форма выражения анализа	K+ + Na+	Mg+2	Ca+2	Cl−	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, *мг/л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Источник
	Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область										
—	Группа родников (708) в 4,4 *км* севернее дер. Понты: в днище пади долины р. Анги	*мг/л*	6	11,0	11	17	Нет	73	CO_2 9	1,44	Ю. И. Блохин, П. М. Исаченко, 1962 г.
		мг-экв/л	0,85	0,9	0,54	0,49	—	1,2			
		%-экв	14,9	53,2	31,9	28,9	—	71,1			
—	Родник (722) в 5 *км* северо-западнее дер. Барсай; бассейн р. Анги	*мг/л*	39	5	7	17	Нет	123	CO_2 12	0,81	То же
		мг-экв/л	1,68	0,45	0,36	0,49	—	2			
		%-экв	67,5	18,1	14,4	19,7	—	80,3			
—	Родник (424) из-под наледи в 10 *км* северо-западнее дер. Хора-Тогот, в вершине ручья Хорга; западное побережье оз. Байкал	*мг/л*	6	10	Нет	11	Нет	49	CO_2 4	0,82	„ „
		мг-экв/л	0,26	0,82	—	0,31	—	0,8			
		%-экв	24,1	75,9	—	20	—	80			
—	Группа родников в нижнем течении р. Похабихи, на левом берегу	*мг/л*	7,8	5,2	25,2	8,5	2,7	105,2	Окисляемость по O_2 13,41	1,69	И. А. Лившиц и др., 1962 г.
		мг-экв/л	0,34	0,43	1,26	0,24	0,05	1,73			
		%-экв	17,0	21,0	62,0	12,0	2,0	86,0			
—	Родник (190) в среднем течении р. Буровщина, на левом берегу; юго-западное побережье оз. Байкал	*мг/л*	2,1	5,9	56,0	3,4	11,5	183,0	NH_4 0,1	3,26	То же
		мг-экв/л	0,09	0,49	2,77	0,1	0,25	3,0			
		%-экв	2,7	14,6	82,7	3,0	7,5	89,5			
—	Группа родников в среднем течении р. Зимовейной; бассейн р. Безымянной	*мг/л*	5,3	1,86	21,7	5,1	0,82	79,3	Окисляемость по O_2 4,54	1,23	„ „
		мг-экв/л	0,23	0,15	1,08	0,14	0,017	1,3			
		%-экв	16,0	10,0	74	10,0	1,0	89,0			

Продолжение табл. 42

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта, геоморфологическая приуроченность	Абсолютная отметка выхода родника или устья скважины, м / Глубина скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литология водовмещающих пород	Дата отбора пробы	Установившийся уровень, м / Уровень появления воды, м	Дебит, л/сек / Понижение, м	Минерализация, г/л	pH / Температура воды, °С
–	Группа родников в нижнем течении р. Зиминейной, на левом берегу, бассейн р. Безымянной	765	A	Мраморы	1.VIII 1960	–	100	0,13	– / 4
–	Группа родников (329) на правом берегу р. Безымянной (в нижнем течении)	590	A	Мраморы и пегматиты	4.VIII 1960	–	90	0,17	– / 2,5
–	Скважина (34-С) на левом берегу р. Похабихи (в нижнем течении)	617 / 133	A	Мраморы	25.VIII 1960	37,6 / 37,6	6,26 / 0,38	0,22	
–	Скважина (22-Г) в пади Улунтуй, бассейн р. Слюдянки	544 / 150	A	Мраморы	21.IX 1960	8,4 / 8,4	10,5 / 0,32	0,19	7,4 / –
	Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область								
	Родник в 6 км юго-восточнее пос. Шелехов	630	A	Гнейсы	1.VIII 1958	–	1,0	0,08	7,0 / 7,0
357	Родник (349) в 2 км восточнее пос. Алзнгар, в основании лесного склона долины р. Китоя	610	$_3$PR	Граниты трещиноватые	14.VIII 1957	–	1–5	0,2	– / 3,5

№ по гидрогеологической карте	Местоположение и номер водопункта; геоморфологическая привязка	Химический состав воды								Жесткость общая, мг-экв	Источник
		Форма выражения анализа	$K^+ + Na^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Прочие компоненты, мг/л		
–	Группа родников в нижнем течении р. Зимовейной, на левом берегу, бассейн р. Безымянной	мг/л	4,6	3,9	21,7	3,4	0,4	91,5	–	1,4	И. А. Лившиц и др., 1962 г.
		мг-экв/л	0,2	0,32	1,08	0,1	0,008	1,5			
		%-экв	12	20	68	6,0	1,0	93			
–	Группа родников (320) на правом берегу р. Безымянной (в нижнем течении)	мг/л	4,1	4,8	30,9	3,4	20,4	97,6	–	1,93	То же
		мг-экв/л	0,18	0,39	1,54	0,1	0,42	1,6			
		%-экв	8,6	18,5	72,9	4,8	20,0	75,2			
–	Скважина (34-С) на левом берегу р. Похабихи (в нижнем течении)	мг/л	2,2	20,4	27	35,5	6,8	134,2	Окисляемость по O_2 8,64	3,05	» »
		мг-экв/л	0,09	1,7	1,35	1,0	0,14	2,2			
		%-экв	3	54,7	42,3	29,9	4,2	65,9			
–	Скважина (22-Г) в пади Улунтуй; бассейн р. Слюдянки	мг/л	6,0	10,4	30,2	17,8	10,3	115,9	Окисляемость по O_2 1,68	2,36	» »
		мг-экв/л	0,26	0,85	1,51	0,5	0,21	1,9			
		%-экв	10	32,4	57,6	19,2	8,1	72,7			
Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область											
	Родник в 6 км юго-восточнее пос. Шаманка	мг/л	2,3	4,6	11,9	3,3	8,6	48,8	Fe^{+2} 0,3; SiO_2 11,6 $CO_{2св}$ 8,5	0,97	Е. В. Пиннекер, 1958 г.
		мг-экв/л	0,1	0,38	0,59	0,09	0,18	0,8			
		%-экв	9,3	35,5	55,2	8,4	16,8	74,8			
376	Родник (349) в 2 км восточнее пос. Алангар, в основании левого склона долины р. Китоя	мг/л	10,1	8,7	32,6	3,5	33,3	122	NH_4 1,0; CO_2 16,9; Fe^{+3} 1,5; SiO_2 10,0	2,35	Р. Ф. Иванилова и др., 1961 г.
		мг-экв/л	0,44	0,72	1,63	0,1	0,69	2			
		%-экв	16,8	25,8	57,4	3,6	24,7	71,7			

в пределах Саяно-Байкальской горной страны свидетельствуют о некоторых различиях их водообильности в отдельных регионах.

В *Восточном Саяне дебит групповых выходов и отдельных родников*, выводящих на поверхность воды тектонических зон, достигает 4—5 *л/сек* (табл. 42), иногда 20 *л/сек* (Иванилова, 1962). Родники с повышенным дебитом приурочены к крупным нарушениям в тальвегах речных долин. В верховьях р. Китоя трещинно-жильные воды вскрыты рядом скважин. Дебит скважин составил 0,12—0,55 *л/сек* при понижениях 4—20 *м*, а коэффициенты фильтрации — до 0,5 *м/сутки*.

На о. Ольхон и в Тажеранских степях, по данным Ю. И. Блохина и П. М. Исаченко (1962), водообильность тектонических и контактовых зон характеризуется высоким дебитом родников (до 20—40 *л/сек*). В зоне Обручевского сброса вся система нарушений повсеместно обводнена. Здесь полностью теряется сток ручьев и речек Приморского хребта, стекающих с водоразделов. Скважины, пройденные в зоне сброса, имели дебит до 1,2 *л/сек* при понижениях от 1 до 5 *м*, а удельный дебит — до 1 *л/сек*. Значения коэффициентов фильтрации составляли 0,3—9 *м/сутки*.

Наиболее высокая водообильность отмечается для тектонических и контактовых зон юго-западного побережья оз. Байкал (Писарский, 1964). Дебит родников и групповых выходов здесь колеблется от 18 до 230 *л/сек* (см. табл. 42). Хорошие фильтрационные свойства и высокую водообильность зон нарушений характеризуют данные опытных откачек из скважин. Дебит скважин в долинах рек Похабихи и Слюдянки составлял 10,5—6,2 *л/сек* при небольших понижениях, удельный дебит — 16,5 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации имеют наибольшие значения (от 33 до 700 *м/сутки*) среди других районов Саяно-Байкальской страны. В пределах продуктивной полосы Слюдянского месторождения флогопита зоны нарушений характеризуются значительными естественными ресурсами подземных вод, за счет которых происходит обводнение горных выработок месторождения. Так, в октябре 1958 г. за счет вскрытия мощной зоны нарушения произошел внезапный прорыв подземных вод в одну из шахт и были затоплены два нижних продуктивных горизонта.

Подземные воды зон нарушений вскрываются на больших глубинах, в то время как на смежных участках породы на этой же глубине являются монолитными и практически водонепроницаемыми. Наиболее обводнены нарушения, протягивающиеся в пределах карбонатных толщ, где воды повсеместно безнапорные. Воды зон нарушений в некарбонатных породах часто имеют напорный характер. Величина напора колеблется от 6 до 40 *м*.

Трещинно-жильные воды повсеместно пресные с минерализацией от 0,08 до 0,3 *г/л* (см. табл. 42), гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные. Среди катионов в пределах Хамар-Дабана и Восточного Саяна доминирует кальций, в Тажеранских степях и на о. Ольхон преобладают ионы натрия и магния. Воды холодные, температура воды изменяется от 1,5 до 4,5°, редко достигает 5—7°.

Источниками питания трещинно-жильных вод являются метеорные воды, *воды поверхностного стока и подземные воды всех распространенных* на описываемой территории типов. Области их питания обычно выходят далеко за пределы площади распространения, а разгрузка осуществляется в речные долины и оз. Байкал. Для о. Ольхон и Тажеранских степей отмечена разгрузка трещинно-жильных вод во вмещающие породы.

Для режима трещинно-жильных вод характерно, что родники функционируют в течение всего года и величины их дебита почти не изменяются. В Восточном Саяне, на о. Ольхон и в Тажеранских степях родники

из зон нарушений часто образуют мощные наледи. В то же время наблюдения на юго-западном побережье оз. Байкал свидетельствуют о том что, в зимне-весенний период происходит уменьшение запасов трещинно-жильных вод и снижение их уровня. Амплитуда колебаний уровня в течение года превышает 6 *м*. Химический состав трещинно-жильных вод в течение года не меняется.

В Восточном Саяне с зонами тектонических разломов связано несколько минеральных источников. Примером могут служить Алыгджерский сероводородный и Чернобирюсинский углекислый минеральные источники (см. прилож. 1). Выходы сероводородных вод, выявленные в районе пос. Алыгджер, связаны с зоной тектонических разломов на контакте интрузивных и метаморфических пород. Дебит родника около 3 *л/сек,* содержание сероводорода до 10 *мг/л* (см. прилож. 1, точка 293).

Проявления холодных углекислых вод зарегистрированы в долине р. Черной Бирюсы, где они приурочены к тектонической зоне в кристаллических известняках верхнего протерозоя. Воды Чернобирюсинского источника гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 2 *г/л* и содержанием углекислоты 1,5 *г/л.*

Народнохозяйственное значение трещинно-жильных вод весьма высокое. Эти воды могут являться надежным источником для водоснабжения городов, поселков и отдельных предприятий.

Глава 6

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Иркутской области располагается в пределах двух совершенно различных как в гидрогеологическом, так и в геолого-структурном отношении регионов: южной части Сибирской платформы и ее горноскладчатого обрамления — Саяно-Байкальской горной страны.

Сибирская платформа, сложенная мощной (до 4—5 и даже 10 тыс. *м*, как это имеет место в Приверхоянском краевом прогибе) серией разновозрастных осадочных отложений, залегающих на древнем кристаллическом фундаменте, в гидрогеологическом отношении представляет собой сложный Восточно-Сибирский артезианский бассейн, в котором выделяется ряд артезианских бассейнов первого порядка (Васильевский и др., 1939; Зайцев и др., 1956; Толстихин, 1957б; Ткачук и др., 1958; Ильина и др., 1962 и др.), приуроченных к крупным геологическим структурам платформы, в пределах которых существуют общие условия питания, накопления, стока и единые условия залегания подземных вод. Эти артезианские бассейны следует считать гидрогеологическими районами первого порядка.

Иркутская область размещается в пределах трех таких артезианских бассейнов Сибирской платформы (рис. 53): Ангаро-Ленском (I), Тунгусском (II) и Якутском (III). Ангаро-Ленский артезианский бассейн почти полностью находится на территории области, Тунгусский заходит лишь южной и юго-восточной, а Якутский — юго-западной окраинами. В каждом из перечисленных выше крупных платформенных артезианских бассейнов в свою очередь выделяются артезианские бассейны второго порядка, соответствующие гидрогеологическим районам второго порядка, принятым в схеме гидрогеологического районирования территории СССР институтом ВСЕГИНГЕО в 1963 г. В основу выделения этих гидрогеологических структур также положен геолого-структурный принцип и учтены основные факторы формирования подземных вод — условия питания, распространения и разгрузка верхних водоносных горизонтов зоны свободного водообмена, приуроченность подземных вод к различным тектоническим структурам второго порядка, особенности геологического строения территории, а также особенности распределения поверхностного стока (наличие орографических водоразделов). Гидрогеологические структуры третьего порядка ввиду отсутствия достаточных данных не выделены на предлагаемой карте гидрогеологического районирования (см. рис. 53) и кратко охарактеризованы лишь при рассмотрении отдельных артезианских бассейнов второго порядка (исключение составляет Окино-Непский артезианский бассейн). В основу выделения этих структур, кроме общности факторов формиро-

вания подземных вод, нами был положен принцип приуроченности самых верхних водоносных горизонтов к определенным возрастным единицам стратиграфического разреза и специфическим структурно-тектоническим условиям территории отдельных небольших регионов.

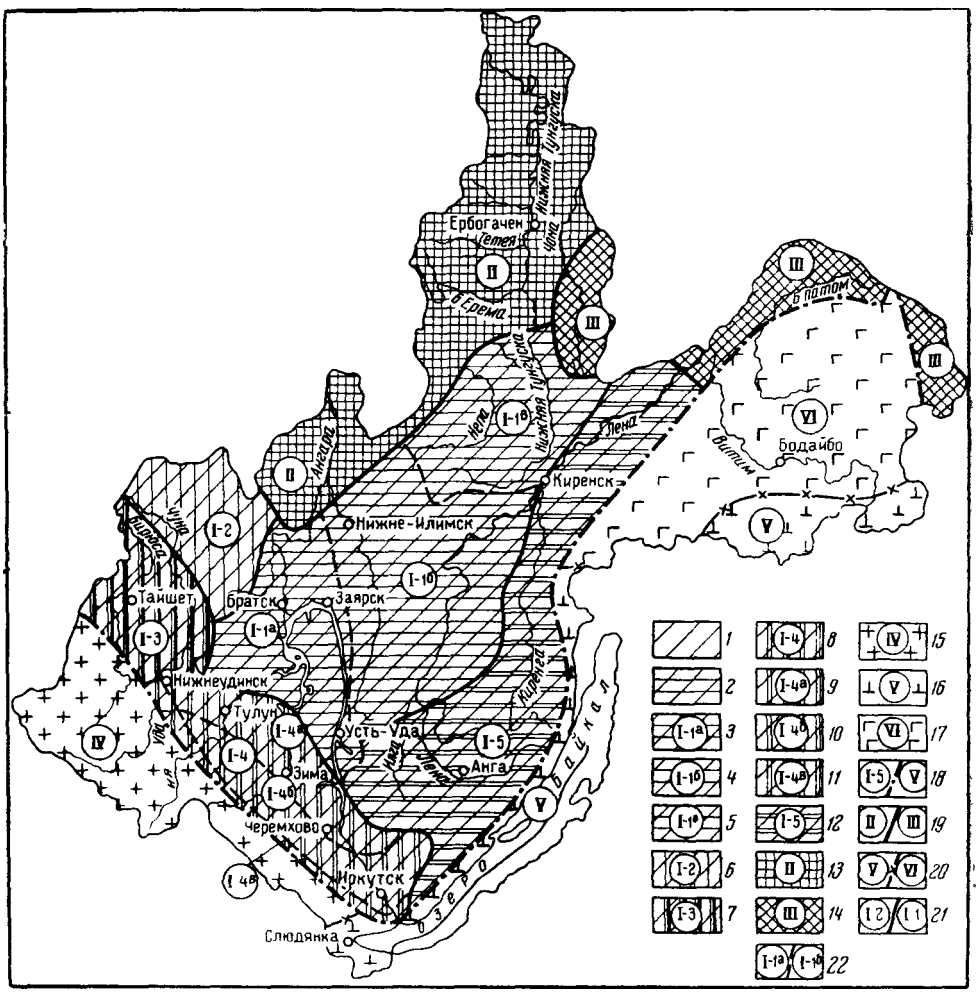


Рис 53 Гидрогеологическое районирование Иркутской области, 1965 г

Артезианские бассейны I — Ангаро-Ленский артезианский бассейн 1-го порядка, включающий бассейны 2 го порядка *2* — Окино Непский — I—1 с бассейнами 3 го порядка *3* — Средне Ангарским — I—1а, *4* — Верхне-Ленским — I—1б, *5* — Непским — I—1в; *6* — Мурский — I—2, *7* — Канский — I—3, *8* — Иркутский — I—4 с бассейнами 3 го порядка, *9* — район платформенной части бассейна — I—4а, *10* — район субгеосинклинальной части бассейна — I—4б, *11* — район южной краевой части бассейна I—4в, *12* — Лено-Кренгский — I—5 *13* — Тунгусский артезианский бассейн 1 го порядка, *14* — Якутский артезианский бассейн 1 го порядка Гидрогеологические складчатые области *15* — Восточно Саяиская, *16* — Байкальская, *17* — Витимо-Патомская, *18* — границы между артезианскими бассейнами 1 го порядка и гидрогеологическими складчатыми областями, *19* — границы между артезианскими бассейнами 1-го порядка; *20* — границы между гидрогеологическими складчатыми областями, *21* — границы между артезианскими бассейнами 2-го порядка, *22* — границы между артезианскими бассейнами 3-го порядка

Горноскладчатое обрамление Сибирской платформы в пределах Иркутской области в зависимости от геоструктурных особенностей, характера и возраста складчатости, а также направления основного поверхностного стока подразделяется на три гидрогеологические складчатые области (см. рис. 53). На юго-западе и юге выделяется Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область (IV), охватывающая

нагорье Восточного Саяна; на востоке, в пределах Байкальской горной страны, расположена Байкальская гидрогеологическая складчатая область (V) и на северо-востоке, в границах Витимо-Патомского нагорья, Витимо-Патомская гидрогеологическая складчатая область (VI).

Граница между платформенными артезианскими бассейнами и гидрогеологическими складчатыми областями проходит непосредственно по контакту палеозойского осадочного чехла платформы (алданский ярус нижнего кембрия) и верхнепротерозойских отложений в зоне их перехода от платформенных к геосинклинальным (западная часть Восточных Саян), с архейскими и протерозойскими изверженными и метаморфическими породами фундамента. В некоторых случаях граница между краевыми антиклизами и внутренним полем платформы отмечается тектоническими разрывами, протягивающимися на значительное расстояние.

Артезианские бассейны

Ангаро-Ленский артезианский бассейн (I). Бассейн расположен на южной окраине древней Сибирской платформы. Граница его с другими артезианскими бассейнами Сибирской платформы проходит по широтному участку зоны Ангарских дислокаций, следуя далее на восток и северо-восток по флексурному уступу, ограничивающему с севера Центральное поле амфитеатра, Тубинской складке и внешней зоне Непских складок. Все эти структуры отделяют Ангаро-Ленский артезианский бассейн от Тунгусской синеклизы — Тунгусского артезианского бассейна. Далее граница бассейна проходит по Пеледуйскому поднятию, отделяющему Ангаро-Ленский артезианский бассейн от Якутского, до Витимо-Патомского нагорья. Западная окраина Ангаро-Ленского артезианского бассейна выходит за пределы Иркутской области. Общая площадь бассейна равна 500 тыс. $км^2$.

Наиболее древние осадочные породы артезианского бассейна верхнепротерозойского возраста; они перекрыты мощной (до 2000—3000 $м$) толщей нижне- и отчасти среднекембрийских рассолоносных терригенно-карбонатных и соленосных пород. Нижнекембрийские отложения, содержащие высококонцентрированные рассолы, залегают на значительных глубинах от поверхности и повсеместно распространены на территории артезианского бассейна. Они подразделяются на терригенную, галогенную и карбонатную гидрогеологические формации.

Более молодые карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура, девона, юры, а также рыхлые образования кайнозойского возраста содержат большое количество водоносных горизонтов или комплексов и значительно отличаются друг от друга условиями обводненности.

Как единая гидрогеологическая структура (водонапорная система) Ангаро-Ленский артезианский бассейн выделяется лишь по самому нижнему рассолоносному структурному ярусу — терригенной гидрогеологической формации позднего докембрия — нижнего кембрия. Области питания артезианского бассейна находятся в периферийных горноскладчатых районах Восточного Саяна и Байкальской горной страны.

Ангаро-Ленский артезианский бассейн по гидрогеологическому районированию, проведенному в 1959 г. В. Г. Ткачук и Е. В. Пиннекером, подразделялся на четыре бассейна второго порядка — Иркутский, Верхне-Ленский, Ангарский и Канский; имеющаяся в настоящее время более полная характеристика гидрогеологических условий и новые данные по геологической структуре южной части Сибирской платформы позволяют произвести более детальное районирование и выделить здесь пять бассейнов второго порядка.

В принятом районировании впервые выделен Мурский артезианский бассейн, что же касается Окино-Непского и Лено-Киренгского, то они являются составными частями ранее выделявшихся Ангарского и Верхне-Ленского артезианских бассейнов. Канский и Иркутский бассейны остались в старых границах.

Окино-Непский артезианский бассейн (I—1) приурочен к внутреннему Центральному полю Иркутского амфитеатра и лишь на севере граничит с Тунгусским и Якутским артезианскими бассейнами первого порядка.

Граница бассейна на юге проходит по Иркутскому выступу, северной окраине эрозионно-тектонической впадины Иркутского угленосного бассейна и Ийскому поднятию, на северо-западе — по Ангаро-Тушамскому поднятию, а на востоке — по Жигаловскому валу Прибайкальского сводового поднятия и Пеледуйскому выступу. В отдельных случаях граница артезианского бассейна проводится условно (как, например, на западе), где она приурочена к водоразделам, сложенным траппами.

Повсеместным развитием в артезианском бассейне пользуются водовмещающие породы различных свит ордовика, верхоленской свиты верхнего и среднего кембрия и трещинные воды траппов. Характерной особенностью артезианского бассейна является почти повсеместное развитие на его территории нескольких водоносных горизонтов трещинно-пластового типа, связанных с пластами песчаников ордовика различной мощности, прослеживающихся на значительные расстояния по простиранию и падению. В области питания водоносные горизонты залегают выше местных базисов эрозии и являются свободными. С погружением воды приобретают напор до 200—400 *м* и более. Условия залегания водоносных горизонтов усложняются внедрением в породы ордовика пластовых залежей траппов, часто содержащих в верхней 30-метровой выветрелой зоне трещинные воды.

Трещинно-пластовые водоносные горизонты связаны с песчано-мергелистыми отложениями среднего — верхнего кембрия и вскрываются только в днищах крупных рек.

Минерализация подземных вод ордовикских и средне-верхнекембрийских отложений обычно не превышает 0,5 *г/л*, по химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые или смешанного катионного состава, реже сульфатные.

С отложениями среднего, верхнего и частично нижнего кембрия, обнажающимися в ядрах антиклинальных структур на севере бассейна, связаны выходы многочисленных соленых и рассольных источников. Таковы, в частности, широко известные Даниловские, Потеминские и другие соленые источники, выходящие в долине р. Непы и приуроченные к участкам антиклинальных структур и сопровождающим их зонам тектонических нарушений. Минерализация рассолов источников достигает 50—150 *г/л*, по химическому составу это хлоридные натриевые воды. Количество хлористого натрия, выносимого источниками, достигает 90—97% от общего солевого состава при дебите источников до нескольких десятков литров в секунду.

По характеру распространения водоносных горизонтов, связанных с различными по возрасту и условиям залегания водовмещающими породами, геологической структуре и мерзлотным условиям, в пределах Окино-Непского артезианского бассейна при более детальных гидрогеологических исследованиях можно выделить гидрогеологические районы третьего порядка. Такими районами третьего порядка могут быть Средне-Ангарский бассейн (I—1а), приуроченный к Центральному полю Иркутского амфитеатра и характеризующийся широким развитием терри-

генных отложений ордовика и изверженных пород — траппов, местами промороженных на глубину 10—15 *м*; Лено-Илимский (1—1б), характеризующийся моноклинальным залеганием пород ордовика и нерасчлененного среднего и верхнего кембрия, вскрывающихся главным образом в долинах крупных рек; островами многолетнемерзлых пород, глубиной 25—30 *м*; на севере расположен Непский бассейн (I—1в), характеризующийся своеобразной структурой — нижнепалеозойские породы смяты в крутые линейные антиклинальные складки северо-восточного простирания, охватывающие верхнюю часть осадочного чехла и не имеющие «глубоких корней», мерзлота имеет островной характер, мощность ее достигает 50 *м*.

Мурский артезианский бассейн (I—2), приуроченный к Мурской тектонической впадине, располагается в северо-западной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна и в основном приурочен к водосборному бассейну р. Муры. Граница артезианского бассейна на юге и юго-западе проходит по осевой части Чуно-Бирюсинского поднятия, на северо-востоке — по Приангарской зоне смятия, на севере — по Иркинеевскому выступу Енисейского кряжа.

Гидрогеологические условия Мурского артезианского бассейна *изучены в настоящее время недостаточно. В частности, совершенно* отсутствуют данные о водоносности глубоко залегающих отложений нижнего палеозоя и охарактеризованы лишь воды юры и в незначительной степени пермо-карбона.

Основными водоносными горизонтами в артезианском бассейне являются горизонты трещинно-пластовых вод в песчаниках и трещиноватых углисто-глинистых сланцах юрского возраста. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые. По периферии Мурского артезианского бассейна с трещиноватыми терригенными отложениями карбона и перми связаны трещинно-пластовые пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые воды, выходящие на поверхность немногочисленными источниками.

Канский артезианский бассейн (I—3) расположен в юго-западной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Он приурочен к Присаяно-Тасеевскому прогибу и занимает территорию наложенной Канско-Тасеевской юрской депрессии. На севере и востоке граница артезианского бассейна проходит по Чуно-Бирюсинскому и Ийскому поднятиям, а на юге граничит с Восточно-Саянской гидрогеологической складчатой областью.

Широким развитием в Канском артезианском бассейне пользуются подземные воды в юрских, девонских и ордовикских отложениях.

Водовмещающие юрские терригенные отложения артезианского бассейна обладают неравномерной обводненностью и содержат подземные воды пестрого химического состава.

На юго-восточном периклинальном окончании Канско-Тасеевской впадины развиты терригенно-карбонатные отложения девона. Водовмещающие отложения девона содержат ряд водоносных горизонтов с довольно однообразным химическим составом вод, характеризующимся преобладанием гидрокарбонатного кальциевого типа и минерализацией до 0,5 *г/л*. Основной сток девонских водоносных горизонтов направлен к центру Канского артезианского бассейна, где и следует ожидать более значительную обводненность пород.

С песчаными и карбонатными отложениями ордовика в пределах бассейна связано несколько пространственно выдержанных водоносных горизонтов трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод. Области питания водоносных горизонтов располагаются на юге Канского арте-

зианского бассейна и на севере Иркутского артезианского бассейна в районе Ийского выступа.

Воды преимущественно пресные, гидрокарбонатные, смешанного катионного состава.

Иркутский артезианский бассейн (I—4) расположен в юго-восточной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна и в геолого-структурном отношении полностью охватывает впадину Иркутского угленосного бассейна, выполненную юрскими породами и протягивающуюся в виде узкой полосы вдоль нагорья Восточных Саян. Граница артезианского бассейна совпадает с границей распространения юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. Кроме того, в артезианский бассейн входит небольшая полоса развития терригенно-карбонатных нижнекембрийских отложений, протягивающаяся на юге Иркутского угленосного бассейна вблизи горноскладчатых сооружений Восточного Саяна.

В Иркутском артезианском бассейне водоносные горизонты и комплексы развиты в отложениях ордовика, кембрия и юры. Основными являются водоносные горизонты юрских угленосных отложений (присаянская, черемховская и заларинская свиты) и отложений нижнего кембрия.

Для юрских отложений характерно частое чередование как по вертикали, так и по простиранию водовмещающих (песчаники, песчано-галечные породы, трещиноватые угли) и водоупорных (аргиллиты, алевролиты, глинистые брекчии) пород, что создает благоприятные условия для формирования большого количества не выдержанных по площади обводненных прослоев различной мощности (от 10 до 50 *м*), объединяемых в водоносные комплексы.

Иркутский артезианский бассейн в настоящее время является наиболее изученным. В нем выделяется ряд гидрогеологических районов третьего порядка, описание которых произведено в коллективной работе под редакцией В. Г. Ткачук «Подземные воды Иркутского угленосного бассейна» (1961). В Иркутском артезианском бассейне выделяются следующие гидрогеологические районы: I — район платформенной части бассейна с водами в осадочных отложениях нижнего палеозоя и юры; II — район субгеосинклинальной части бассейна (предгорный прогиб) с преобладанием вод в юрских отложениях отдельных более мелких впадин; III — район южной краевой части бассейна (предгорный склон) с подземными водами в отложениях нижнего кембрия и верхнего протерозоя.

В платформенной части бассейна (I гидрогеологический район) мощность юрских отложений не превышает 200 *м*, водовмещающие породы располагаются обычно выше местной эрозионной сети, сильно дренированы, водообильность их невелика. Дебит скважин редко превышает 1 *л/сек*.

В субгеосинклинальной части бассейна (II гидрогеологический район), располагающейся вдоль самых предгорий Восточного Саяна, мощность водовмещающих пород достигает 600—750 *м*, породы обладают большими (до 400—500 *м*) напорами и высокой водообильностью.

III гидрогеологический район расположен по периферии Иркутского артезианского бассейна и является областью питания последнего, так как здесь на дневную поверхность выходят «головы» свит нижнего кембрия, постепенно погружающихся к центру артезианского бассейна.

Воды юрских отложений (как свободные, так и напорные) пресные, гидрокарбонатные кальциевые или натриевые и лишь подземные воды нижней заларинской свиты, залегающие на контакте с кембрийскими породами, за счет подтока соленых вод из последних увеличивают ми-

нерализацию до 20—35 *г/л* и характеризуются хлоридным натриевым типом.

К породам нижнего кембрия приурочены водоносные горизонты трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод в отложениях ангарской, булайской, бельской и усольской свит.

Водовмещающими породами нижнекембрийских отложений обычно являются известняки, доломитизированные известняки и доломиты, в которых довольно широко развиты карстовые процессы; глубина распространения карста изменяется от нескольких десятков до 100—200 *м*. Толща закарстованных пород (до 100—170 *м*) глубоко дренирована. В нижней части толщи дренированных пород (в ангарской свите) нижнего кембрия располагается зона горизонтальной циркуляции, ниже которой выделяется до семи пространственно выдержанных водоносных горизонтов.

Водоносные горизонты нижнекембрийских отложений погружаются на северо-восток и лишь в пределах локальных тектонических структур это господствующее залегание изменяется. В области питания водоносные горизонты обычно безнапорные, но при погружении ниже местных базисов эрозии приобретают напор, достигающий 100—150 *м* и более. Производительность их изменяется в широких пределах, увеличиваясь на локальных участках вблизи долин крупных рек (удельный дебит скважин составляет 0,5—10 *л/сек*).

В области питания воды пресные гидрокарбонатные кальциевые или магниево-кальциевые, при погружении минерализация их увеличивается до 2—4 *г/л* и воды становятся сульфатными и даже хлоридно-сульфатными кальциевыми или натриево-кальциевыми.

Лено-Киренгский артезианский бассейн (I—5) второго порядка приурочен к впадине Прибайкальского краевого прогиба, протягивающегося в виде узкой полосы вдоль Байкальской горной страны и охватывающего водосборную площадь р. Киренги и верхнего течения р. Лены. Юго-западная и западная границы Лено-Киренгского артезианского бассейна проходят по Нукутскому выступу, Жигаловской антиклинали и восточному склону Прибайкальского сводового поднятия. На юге артезианский бассейн замыкается в районе верхнего течения р. Куды.

Артезианский бассейн сложен терригенно-карбонатными породами нижнего кембрия, перекрытыми в юго-западной части небольшой мощности терригенной толщей среднего и верхнего кембрия. С последней связаны водоносные горизонты трещинно-пластового типа. Подземные воды средне-верхнекембрийских отложений имеют невысокую минерализацию, редко превышающую 1—2 *г/л*, и по химическому составу относятся к гидрокарбонатным кальциевым, реже сульфатным. Водообильность пород среднего и верхнего кембрия непостоянна, дебит скважин изменяется от долей до 3 *л/сек*, а источники имеют дебиты от сотых долей до нескольких десятков литров в секунду (источник в долине р. Илги и др.). Области питания водоносных горизонтов располагаются внутри артезианского бассейна, на локальных участках выхода на поверхность водовмещающих пород.

Подземные воды нижнекембрийских отложений этой гидрогеологической структуры изучены в бассейне р. Киренги Б. И. Писарским. В карбонатных отложениях ленского яруса нижнего кембрия бассейна р. Киренги подземные воды имеют почти повсеместное распространение. В зависимости от литологического состава, степени трещиноватости и закарстованности пород выделяется ряд водоносных горизонтов как локальных, так и охватывающих по площади значительные территории. Водообильность отложений высокая и изменяется в широких пре-

делах — от нескольких до 1000 *л/сек* и более (источники по рекам Тонгоде, Киренге, у с. Мунок и др.).

В предгорной части артезианского бассейна, на участках с относительно высокими абсолютными отметками (450—800 *м*), воды нижнекембрийских отложений преимущественно пресные гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные. При погружении нижнекембрийских пород минерализация подземных вод резко увеличивается и по составу они становятся хлоридными. Области питания нижнекембрийских водоносных горизонтов находятся на границе артезианского бассейна и горноскладчатого обрамления. Дополнительное, местное питание осуществляется за счет подтока атмосферных осадков через зоны нарушения и частично за счет подземных вод вышележащих горизонтов.

Отличительной особенностью артезианского бассейна от других бассейнов второго порядка (кроме Окино-Непского) является развитие на его территории островной многолетней мерзлоты, достигающей в отдельных случаях мощности 60 *м*.

По геолого-структурным особенностям при дальнейшем изучении Лено-Киренгский бассейн может быть подразделен на ряд гидрогеологических районов третьего порядка. В частности, на юге бассейна довольно хорошо выделяется Илгинская впадина, которая может рассматриваться как самостоятельная гидрогеологическая структура. В центральной части Лено-Киренгского артезианского бассейна специфическими гидрогеологическими условиями характеризуется группа современных предгорных и внутриплатформенных впадин (Окунайская и др.) и т. д.

Тунгусский артезианский бассейн (II). Артезианский бассейн расположен в пределах Тунгусской синеклизы и занимает северную и северо-западную части территории Иркутской области, куда он заходит своими южными и юго-восточными окраинами.

В гидрогеологическом отношении артезианский бассейн изучен совершенно недостаточно. В пределах бассейна водовмещающие породы представлены терригенной толщей осадков юры, триаса и пермо-карбона. Отложения более древних пород ордовика и кембрия залегают на больших глубинах, и сведения о их водоносности отсутствуют. Рассматриваемая часть территории артезианского бассейна, по гидрогеологическому районированию И. К. Зайцева (1956), располагается в пределах Нижне-Тунгусского гидрогеологического района и характеризуется широким распространением многолетнемерзлых пород мощностью до 100 *м* и более, оказывающих большое влияние на условия залегания подземных вод. В пределах артезианского бассейна развиты подземные воды трех типов — надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

К туфогенной угленосной толще пермо-карбона, пронизанной многочисленными интрузиями траппов, приурочены водоносные горизонты трещинно-пластового типа, залегающие обычно среди прослоев песчаников и трещиноватых углей. С отложениями этого возраста связаны источники, выходящие в долине р. Ангары и ее притоков. Особенно многочисленны источники севернее границы Иркутской области. Дебит источников изменяется от десятых долей до 10 *л/сек*. Вода источников пресная, гидрокарбонатная магниево-кальциевая. Скважины, вскрывающие эти водоносные горизонты на некоторой глубине (в зоне затрудненного водообмена), обладают напорными свойствами. Минерализация вод увеличивается до 1—2 *г/л*, и по составу они становятся сульфатно-хлоридными (скважина в устье р. Тушамы).

Водоносность терригенных угленосных отложений юрского возраста, имеющих значительное распространение на юге Тунгусского артезианского бассейна, в настоящее время практически не изучена.

Якутский артезианский бассейн (III). Бассейн охватывает Вилюйскую впадину, Приверхоянский предгорный прогиб и северные склоны Алданского кристаллического щита. На территорию Иркутской области артезианский бассейн заходит своей юго-западной окраиной. В гидрогеологическом отношении эта часть артезианского бассейна изучена очень слабо. Водоносными являются: терригенно-карбонатная толща нижнего, среднего и верхнего кембрия, ордовика и силура.

Рассматриваемая часть Якутского артезианского бассейна по районированию Е. А. Баскова (1959) относится к двум гидрогеологическим районам — Нюйскому и Березовскому; здесь, как и в Тунгусском артезианском бассейне, развиты надмерзлотные и подмерзлотные подземные воды. К соленосным карбонатно-терригенным отложениям нижнего кембрия приурочены подземные воды самого разнообразного состава и минерализации — от пресных, развитых вдоль горноскладчатого обрамления, до концентрированных хлоридных натриевых и кальциево-натриевых рассолов, развитых на глубине. Дебит источников, вскрывающих воды отложений нижнего кембрия, изменяется от сотых долей до сотен литров в секунду. С загипсованными отложениями среднего и верхнего кембрия и ордовика в долинах рек связаны многочисленные источники преимущественно сульфатных кальциевых вод с дебитом, нередко достигающим 100 *л/сек,* а с терригенными отложениями силура — источники пресных гидрокарбонатных кальциевых вод с дебитом до 3—10 *л/сек.* Значительное распространение в Якутском артезианском бассейне имеют подземные воды аллювиальных отложений, развитых в основном в долинах крупных рек.

Гидрогеологические складчатые области

Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область (IV). Рассматриваемая гидрогеологическая структура приурочена к южному горноскладчатому обрамлению Сибирской платформы — нагорью Восточного Саяна и характеризуется значительным развитием мощной (до нескольких сотен метров) толщи многолетнемерзлых пород.

Горноскладчатые сооружения Восточного Саяна сложены интенсивно дислоцированными, собранными в складки различных простираний, разбитыми многочисленными разрывными нарушениями, древними метаморфическими изверженными породами. Все это предопределяет широкое развитие в пределах гидрогеологической области различных типов трещинных вод, основным источником питания которых являются атмосферные осадки.

С метаморфическими породами протерозоя и архея связаны трещинные, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. К делювиальным и аллювиальным отложениям приурочены порово-пластовые воды. Обводненность изверженных и метаморфических пород крайне неравномерна. Наиболее обводнена верхняя трещиноватая зона. Источники имеют дебит от 0,1 до 1,5 *л/сек,* скважины, вскрывающие в бассейнах рек Китоя и Онота подземные воды на глубинах 20—45 *м,* имеют дебит от тысячных долей до 1,5 *л/сек.* Источники, вскрывающие трещинно-карстовые водоносные горизонты в карбонатных породах докембрия, имеют большой дебит, нередко превышающий 50 *л/сек.* Повышенной водообильностью отличаются зоны тектонических разломов, с которыми связаны выходы подземных вод с дебитом до 10—20 *л/сек* (бассейн р. Китоя и др.).

Глубокая расчлененность рельефа Восточно-Саянской гидрогеологической складчатой области обусловила хорошую промытость водовмещающих пород на глубину, нередко превышающую 1000 *м,* что и пред-

определило повсеместное развитие в пределах региона пресных, с минерализацией до 0,5 *г/л*, гидрокарбонатных вод смешанного катионного состава. Следует отметить, что, кроме пресных подземных вод, с зонами тектонических нарушений связаны минеральные воды. В настоящее время в пределах Иркутской области в Восточно-Саянской гидрогеологической складчатой области известны углекислые (Бирюсинский) и сероводородные (Алыгджерский) минеральные источники.

Байкальская гидрогеологическая складчатая область (V). Эта область расположена в пределах Байкальской горной страны и характеризуется резко расчлененным рельефом, наличием крупных межгорных тектонических впадин байкальского типа, выполненных кайнозойскими отложениями и являющихся сухопутными аналогами глубоководной тектонической впадины — оз. Байкал, а также очень широким развитием азотных термальных вод.

Гидрогеологическая область характеризуется преимущественным развитием подземных вод в трещиноватых кристаллических породах и порово-пластовых вод рыхлых четвертичных отложений межгорных впадин байкальского типа. Коллекторские свойства кристаллических пород определяются степенью трещиноватости. Относительно высокими коллекторскими свойствами характеризуются мраморы, меньшими — различные гнейсы и кристаллические сланцы. Значительно улучшаются коллекторские свойства на участках развития разрывных нарушений и сопровождающих их зон интенсивной трещиноватости.

Подземные воды в кристаллических породах вскрываются в основном источниками и в меньшей степени скважинами (район г. Слюдянки, исток р. Ангары, о. Ольхон и др.). Глубина залегания трещинных вод обычно составляет 70—75 *м*. Дебит источников и скважин, вскрывающих трещинные подземные воды в изверженных и метаморфических породах, не превышает 3 *л/сек*, трещинно-карстовые водоносные горизонты вскрываются источниками с дебитом, достигающим в отдельных случаях 10—25 *л/сек* (район г. Слюдянки), еще большей водообильностью отличаются трещинно- и карстово-жильные воды тектонических нарушений и зон разломов. Дебит источников, приуроченных к таким зонам, колеблется от 0,2 до 16 *л/сек* (Слюдянское месторождение флогопита).

Химический состав подземных вод изверженных и метаморфических пород Байкальской гидрогеологической складчатой области довольно однообразен. Воды преимущественно пресные гидрокарбонатные смешанного катионного состава. В пределах области в настоящее время известен лишь один минеральный источник — термальный источник Челолек, хотя в пределах Байкальской горной страны на территории Бурятской АССР азотные и метановые термы встречаются очень часто. Подземные воды рыхлых кайнозойских отложений впадин байкальского типа в рассматриваемом регионе развиты за пределами Иркутской области.

Витимо-Патомская гидрогеологическая складчатая область (VI). Рассматриваемая гидрогеологическая складчатая область располагается в северо-восточной части Иркутской области в границах Витимо-Патомского нагорья. В ее пределах широко развиты подземные воды докембрийских метаморфических пород, прорванных массивами гранитов, и воды мощной толщи золотоносных ледниковых и древнеаллювиальных четвертичных отложений, выполняющих древние долины. На гидрогеологические условия территории оказывают существенное влияние многолетнемерзлые породы, достигающие на отдельных участках водоразделов мощности 150—200 *м*.

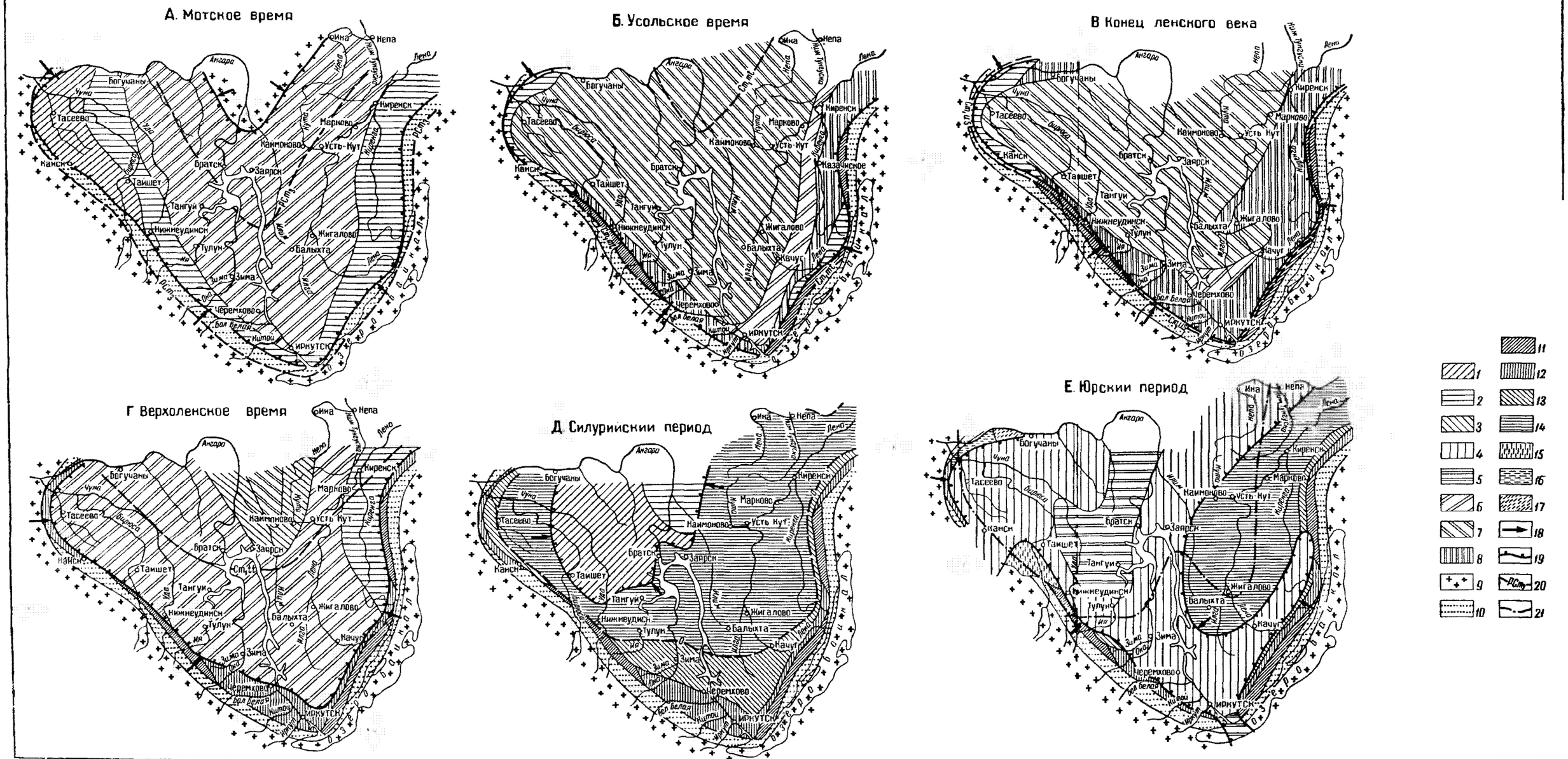


Рис. 54. Палеогидрогеологические схемы. Составил Е. В. Пиннекер, 1964 г.

Области формирования седиментационных вод: *1* — преимущественно пресных вод в терригенных осадках; *2* — минерализованных вод в карбонатно-терригенных осадках; *3* — пресных и соленых вод в мергелях; *4* — слабо минерализованных вод в угленосных песчано-глинистых осадках; *5* — пресных вод в песчано-галечных осадках; *6* — преимущественно рассолов в гипсоносно-карбонатных осадках; *7* — рассолов в галогенных осадках; *8* — соленых вод и рассолов в карбонатных осадках. Области формирования инфильтрационных вод: *9* — пресных вод в породах архея — протерозоя; *10* — пресных вод в отложениях верхнего протерозоя; *11* — пресных и минерализованных вод в отложениях мотской свиты нижнего кембрия; *12* — пресных, соленых и рассольных вод в отложениях ленского яруса нижнего кембрия; *13* — пресных и минерализованных вод в породах верхоленской свиты среднего — верхнего кембрия; *14* — преимущественно пресных вод в ордовикских отложениях; *15* — пресных вод в отложениях девона; *16* — пресных вод в пермо-карбоновых отложениях; *17* — пресных вод в отложениях триаса; *18* — предполагаемое направление поверхностного и подземного стока; *19* — береговая линия морского бассейна (граница суши и моря); *20* — контур бассейна предшествовавшего осадконакопления; *21* — граница распространения траппового магматизма в триасе

С древними метаморфическими породами, представленными гнейсами, сланцами и мраморами, а также изверженными породами — гранитами, связаны надмерзлотные и подмерзлотные воды. Дебиты источников изменяются от 0,05 до 30 *л/сек.* Подземные воды, приуроченные к верхней трещиноватой зоне мощностью 70—80 *м,* вскрываются скважинами (г. Бодайбо), дебит которых порядка десятых и сотых долей литра в секунду, редко достигает 25—30 *л/сек.*

Большой водообильностью характеризуются валунно-галечные отложения древних долин. Водоносные горизонты, приуроченные к этим отложениям, залегают обычно на глубинах от 20—35 до 60 *м* под слоем многолетнемерзлых пород и обладают в силу этого напорными свойствами. Дебит скважин, вскрывающих воды древнего аллювия по рекам Бодайбо, Мамакан и др., изменяется от 1 до 20 *л/сек.*

По химическому составу подземные воды метаморфических, изверженных и древнечетвертичных отложений Витимо-Патомской гидрогеологической складчатой области обычно гидрокарбонатные, реже с повышенным содержанием сульфат-иона смешанного катионного состава. Минерализация их не превышает 0,2 *г/л,* увеличиваясь на глубине до 1—1,3 *г/л.*

Часть IV

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Основные факторы, влияющие на формирование подземных вод (физико-географические условия, геологическое строение, гидродинамические особенности и физико-химические процессы взаимодействия в системе порода — вода — газ), существенно различны в пределах гидрогеологических складчатых областей и платформенной части Иркутской области. Поэтому условия питания и формирования подземных вод описываются раздельно для каждого из названных регионов.

Прежде всего в краткой форме следует остановиться на вопросах палеогидрогеологии, что позволит с естественноисторических позиций подойти к рассмотрению происхождения ресурсов и формирования химического состава подземных вод.

Глава 7

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЯ

В качестве основы для палеогидрогеологических реконструкций использованы палеогеографические карты, составленные в 1963 г. для юга Сибирской платформы (М. А. Жарков, Ю. Н. Занин, С. Ф. Павлов и др.). Палеогидрогеологические схемы (рис. 54) приводятся для решающих этапов геологической истории, выделяющихся по изменению условий седиментации или смене знака колебательных движений; они позволяют проследить историю подземных вод Иркутской области от верхнего протерозоя (позднего докембрия) до кайнозоя.

При палеогидрогеологическом анализе очень важно осветить условия формирования подземных вод в каждом из периодов геологической истории развития и те осложнения, которые происходили в связи с внедрением вод более молодого возраста. В связи с этим выделяются два главных генетических типа подземных вод: седиментационные, т. е. захваченные морскими осадками, и инфильтрационные, просачивающиеся с поверхности в образовавшиеся отложения. При интенсивном магматизме возможно внедрение в осадочные отложения магматогенных (ювенильных) вод. Преобразование состава этих генетических типов вод, их взаимодействие друг с другом и с вмещающими породами ведут к формированию многообразных по химическому составу подземных вод.

К началу протерозоя поверхность юга Сибирской платформы была выровнена денудационными процессами до стадии пенеплена. На терри-

тории современных горных сооружений (Восточный Саян и Байкальское нагорье) существовала высокая суша. Породы на значительную глубину содержали, по-видимому, пресные воды.

С опусканием Иркутского амфитеатра связана трансгрессия верхнепротерозойского моря. Оно частично покрывало современное Присаянье и Прибайкалье. В центральной и северной частях амфитеатра находился клинообразный выступ суши. Наибольшая мощность осадков (3000—4000 *м*) отмечалась в Присаянье и Прибайкалье, но при удалении от предгорных прогибов она сокращалась до полного выклинивания. Судя по преобладанию в разрезе конгломератов, кварцевых песчаников, глинистых разностей и флишеобразных толщ, соленость морского бассейна была намного ниже солености современного океана. В осадочных породах началось накопление седиментационных вод. Они имели сульфатный кальциевый, хлоридный натриевый состав с соленостью не более 3,5%. В породах обрамления происходило образование трещинных вод небольшой минерализации. Направление подземного и поверхностного стока определялось основной тектонической депрессией — верхнепротерозойским морем.

В нижнем кембрии морской бассейн переместился на север. Современное горноскладчатое обрамление представляло узкое поднятие в виде крупных островов. На севере также сохранился небольшой участок суши (см. рис. 54, А). Наибольший прогиб приходился на юг Иркутского амфитеатра (500—600 *м*); в западной, северной и восточной частях величина прогиба не превышала 250—400 *м*. Преобладание пестроцветных песчаников, а в верхних горизонтах толщи сульфатно-карбонатных пород свидетельствует о существовании в мотское время режима теплого мелководного моря. Вдоль областей сноса соленость вод была невысокой, но уже в небольшом удалении, где отлагались сульфатно-карбонатные фации, она достигала 7—14%. В самом конце мотского времени засолонение еще более возросло. К этому времени начали обособляться лагуны, позже превратившиеся в солеродные бассейны. Пачки грубозернистых песчаников, как и в верхнепротерозойский период, являлись основными водоносными горизонтами. Частично накопление сингенетичных вод происходило в пористых доломитах. Седиментационные воды мотского цикла в отличие от аналогичных вод, образовавшихся в верхнем протерозое, были представлены, вероятно, рассолами.

На протяжении усольского времени (см. рис. 54, Б) весь юг Сибирской платформы представлял громадный солеродный бассейн, в котором отлагались мощные пласты каменной соли, гипсов, гипсо-доломитов и доломитов. Это были крупные лагуны, разделенные островами и подводными мелями. В районе Тасеево, Жигалова и Заярска располагались три области максимального прогиба, мощность отлагавшихся осадков достигала в них 900—1000 *м*. (При детальном изучении их, несомненно, будет выявлено гораздо больше.)

Жаркий и сухой климат способствовал интенсивному испарению. Открытый океан, откуда поступала свежая вода в усольский бассейн, находился далеко на севере. Интенсивное испарение и слабый приток из океана вызвали высокую соленость вод усольского бассейна, временами достигавшую стадии садки сильвина и карналлита (34—36%). Вообще же она, вероятно, не опускалась ниже 13—27%. Вместе с каменной солью захоронялось настолько большое количество высококонцентрированной рапы, что уже на первых этапах диагенеза и уплотнения ссадков она была отжата в подстилающие породы и межсолевые доломиты. Количество рапы составляло несколько десятков кубических километров (Зайцев, 1958). В подстилающих породах ею было заполнено, по подсчетам Б. И. Меттиха, 19 $км^3$ пор, что вполне достаточно для пол-

ного замещения сингенетичных вод в мотских отложениях. Среди усольских отложений возникли напорные рассолоносные горизонты в пачках пористых доломитов. Водоупорами для них служили пласты каменной соли и доломито-ангидритов.

Седиментационные воды усольского цикла имели очень высокую соленость (до 27% и более). По солевому составу это были не только хлоридные натриевые, но и хлоридные магниевые рассолы, обогащенные калием и бромом.

В бельское, булайское и ангарское время продолжалось накопление галогенных, сульфатных и карбонатных отложений (см. рис. 54, В). Образование осадков протекало в весьма изменчивых фациальных условиях, преобладал лагунный режим с довольно высокой концентрацией солей в водоемах (более 3,5%) вплоть до фаций усыхающих лагун (27% и более). Области максимального погружения (1100—1250 *м*) в значительной мере были унаследованы от усольского цикла. Хотя средняя соленость вод морского бассейна была ниже, чем в усольское время, она все же часто вызывала захоронение высококонцентрированных рассолов (320 *г/л* и более) хлоридного натриевого и магниевого состава.

В среднем кембрии бассейн занимал только северную часть Иркутского амфитеатра. Соленость морских вод, судя по характеру отложений (известняки и известковистые доломиты), не превышала 3—5%. Южная часть Иркутского амфитеатра в это время вышла из-под уровня моря и представляла низкую сушу. В ее пределах началось замещение седиментационных рассолов морского происхождения инфильтрационными водами.

Конец среднего кембрия ознаменовался общим погружением. Относительно южных границ верхоленского моря (см. рис. 54, Г) нет достоверных сведений. Вероятно, размеры морского бассейна были значительно меньше, чем в нижнекембрийскую эпоху. На суше, окружавшей верхоленское море; в породах архея, протерозоя и нижнего кембрия происходило накопление слабо минерализованных вод и интенсивное выщелачивание ранее накопленных осадков. Средняя соленость вод морского бассейна, по-видимому, не превышала 3,5%, но в лагунах, где происходило накопление хемогенных фаций, она была гораздо больше.

В нижнем ордовике наблюдается сокращение площади морского бассейна: из-под моря выходит Пеледуйское поднятие. Соленость вод была сравнительно невысокая, о чем можно судить по отсутствию соленосных фаций и образованию карбонатных осадков только в начальный этап седиментации. В среднем и верхнем ордовике происходила седиментация мощных толщ терригенного материала, вместе с которыми захоронялись морские воды относительно низкой минерализации (соленость 1,0—2,5%). Они могли проникать и в подстилающие водоносные горизонты нижнего ордовика и верхнего кембрия. Уже в конце ордовика громадные пространства Иркутского амфитеатра выходят из-под уровня моря и превращаются в сушу.

На протяжении кембрия и почти всего ордовика основной областью сноса была Байкало-Саяно-Енисейская область суши, где происходило накопление пресных инфильтрационных вод. Островные участки суши имели весьма ограниченные размеры. Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра за это время сформировалось значительное количество напорных водоносных горизонтов, содержавших концентрированные рассолы или минерализованные воды морского происхождения. Возникновение в кембрийском комплексе сульфатно-галогенной водоупорной

толщи обусловило слабый водообмен нижних горизонтов подземных вод с морским бассейном, а при подъеме территории — затруднило привнос в них пресных инфильтрационных вод.

В силуре, девоне, карбоне, перми и триасе на большей части Иркутского амфитеатра существовал континентальный режим. Неоднократные трансгрессии моря имели место на западе, главным образом в Присаяно-Тасеевском и Мурском прогибах. Большей частью это были слабо соленые или даже пресноводные бассейны (соленость не более 1,0—1,5%). На суше в это время происходило замещение минерализованных седиментационных вод пресными инфильтрационными водами. Базисом стока и областью разгрузки служил морской бассейн на западе Иркутского амфитеатра. Особенно интенсивному промыванию подвергались породы в горном обрамлении платформы, а также вышедшие из-под уровня моря осадки ордовика и верхнего кембрия, которые на значительной площади находились выше базиса эрозии. Гораздо труднее шло внедрение инфильтрационных вод в нижнекембрийские отложения, особенно в глубокие горизонты. Однако там, где отсутствовала покрышка из пород верхнего кембрия и ордовика (см. рис. 54, Д), инфильтрационные воды не только заменили седиментационные воды, но и вызвали активное карстообразование (главным образом в Присаянье и Прибайкалье).

Частично карст начал развиваться еще в среднем кембрии. После поднятия территории процессы карстообразования усилились, что привело почти к полному выщелачиванию пластов каменной соли и гипса из верхних горизонтов ангарской свиты. В настоящее время в ангарской свите гипс встречается только под верхнекембрийскими отложениями, а пласты каменной соли — на участках, где мощность пород верхнего кембрия несколько десятков метров.

Из-за периодических колебательных движений напорные свойства подземных вод как в горном обрамлении, так и на платформе постоянно изменялись. Это обстоятельство, а также появление разрывных нарушений в период каледонского тектогенеза благоприятствовали глубокому проникновению инфильтрационных вод. В верхних горизонтах платформенного чехла уже к концу палеозоя седиментационные воды и рассолы стали интенсивно замещаться инфильтрационными водами. Растворяя пласты каменной соли и гипсово-ангидритовых пород, инфильтрационные воды через непродолжительное время превращались в рассолы. Намного медленнее продвигался фронт инфильтрационных вод в глубоких горизонтах нижнего кембрия. Хотя разрывные нарушения и глыбовые подвижки обусловили нарушение существовавшей гидрохимической зональности и способствовали водообмену, тем не менее на огромной территории сохранялись условия хорошей закрытости. Подземные воды в глубоких горизонтах в это время испытывали метаморфизм, активно протекали обменные реакции воды и пород. Вероятно, преобладающая масса рассолов имела уже хлоридный кальциевый состав.

Большие изменения в динамике и химическом составе подземных вод связаны с активизацией вулканической деятельности в триасе. Образование разломов и внедрение траппов вызывало перераспределение подземных вод во всех водовмещающих толщах (от протерозоя до перми). Условия закрытости коренным образом были нарушены и из глубоких водоносных горизонтов на поверхность стали поступать подземные воды, находившиеся ранее в обстановке затрудненного водообмена. Во время траппового магматизма существовал весьма своеобразный термический режим. Е. А. Басков (1962) считает, что в триасе северо-западная часть Иркутского амфитеатра по обилию термальных источников напоминала современную Исландию.

Активная вулканическая деятельность в триасовый период захватила значительную площадь (см. рис. 54, Е) и протекала на фоне грандиозных колебательных движений, ставших причиной изменений в динамике подземных вод. Вместе с траппами, несомненно, выделялось громадное количество магматогенных (ювенильных) вод, которые были внедрены во все водоносные горизонты. Эти воды, с одной стороны, опресняли глубинные рассолы, а с другой — способствовали обогащению подземных вод многими компонентами, из которых, помимо хлора, кремнезема, сульфидов и углекислоты, следует назвать железо, барий, фтор, титан, стронций и др. Одновременно по расколам с поверхности вглубь поступали инфильтрационные воды. Поэтому есть основание утверждать, что в триасе во всех горизонтах геологического разреза происходило замещение древних седиментационных и метаморфизованных вод более молодыми водами атмосферного и магматогенного происхождения. Исключения могли представлять лишь изолированные скопления внутри каменной соли, главным образом за пределами области траппового вулканизма.

В юрское время значительная часть Иркутского амфитеатра испытывала опускание, что вызвало вновь перемещение глубинных вод к поверхности и резко нарушило сложившийся водообмен. Глубина прогиба составляла не более 250—300 *м*, но вдоль Восточного Саяна амплитуда достигала 450—600 *м* (см. рис. 54, Е). Из юрских водоемов большие массы воды еще перед седиментацией были поглощены закарстованными породами нижнего кембрия. Породы юры содержали пресные, главным образом гидрокарбонатные кальциевые воды.

На остальной территории Иркутской области, не занятой юрскими бассейнами, происходил площадной смыв пород поверхностными водотоками. Особенно интенсивное внедрение инфильтрационных вод имело место в Восточном Саяне и Байкальском нагорье.

Уже в конце юрского периода начинается подъем Сибирской платформы. Положительные движения преобладают в меловое время, в палеогене и неогене. На небольших площадях сохраняются пресноводные бассейны, не оказавшие существенного влияния на гидрогеологические условия. Повсеместно господствует континентальный режим, происходит заложение современной гидрографической сети и продолжается внедрение пресных инфильтрационных вод. Последними, в частности, были полностью вытеснены седиментационные воды в юрских отложениях.

Образование Саяно-Байкальского сводового поднятия, сопровождавшееся подновлением старых разломов и заложением новых тектонических нарушений, привело к формированию мощной зоны опреснения подземных вод в прибортовой части Иркутского амфитеатра. Более активными стали процессы промывания верхних горизонтов осадочной толщи и кристаллических пород. Интенсивные тектонические движения и вулканическая деятельность способствовали образованию и выведению на поверхность термальных и углекислых вод (Восточный Саян и Байкальское нагорье). Гидрогеологические условия того времени приближались к современным.

В первой половине четвертичного периода наступило резкое похолодание. Оледенение лишь частично затрагивало Восточный Саян и Байкальскую горную страну. На остальной территории располагалась зона тундры и арктической пустыни, где породы промерзли глубоко. Несмотря на заметное потепление в конце четвертичного периода, на севере Иркутского амфитеатра и в горноскладчатом обрамлении верхние горизонты подземных вод еще сейчас скованы многолетней мерзлотой мощностью 50—100 *м* и более.

Таким образом, в период наиболее древних гидрогеологических циклов формировались главным образом седиментационные воды. Особенно большое количество высококонцентрированной рапы захоронилось при усольском соленакоплении; после уплотнения осадков эта рапа была отжата в подстилающие и перекрывающие породы. Но в последующие гидрогеологические циклы из-за господства континентального режима условия для захоронения седиментационных вод были неблагоприятными. Активное внедрение инфильтрационных и отчасти магматогенных вод оказывало гораздо большее влияние на питание подземных вод, чем отжатие поровых растворов из пород под действием геостатического давления. Малая роль глин в разрезе осадочной толщи нижнего кембрия (не более 8—12%) и низкая влажность пород(часто менее 1%) не содействовали накоплению седиментационных вод при уплотнении осадков. Интенсивно шли процессы карстообразования. Общая продолжительность седиментационных этапов (140—220 млн. лет) была в 2—3 раза меньше суммарной длительности инфильтрационных этапов (380—460 млн. лет). В горном обрамлении были созданы огромные запасы инфильтрационных вод, вытеснившие находившиеся там воды магматического генезиса.

Глава 8

ПИТАНИЕ И ГЕНЕЗИС ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

В пределах горноскладчатых сооружений Иркутской области подземные воды преимущественно трещинного, трещинно-карстового и трещинно-жильного типов формируются в зоне свободного водообмена. Основными источниками питания подземных вод горных сооружений являются атмосферные осадки, значительно меньшая роль принадлежит, по-видимому, процессам конденсации. На отдельных участках питание осуществляется за счет поверхностных вод и глубинных вод зон тектонических нарушений.

Степень расчленения рельефа и глубина залегания подземных вод предопределяют вертикальную гидрогеологическую зональность трещинных вод зоны выветривания. Трещинно-карстовые воды карбонатных пород и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений являются азональными.

Общими зональными закономерностями формирования подземных вод являются следующие:

1. Увеличение минерализации подземных вод в направлении от центральных наиболее возвышенных участков горных сооружений к пониженным периферийным (рис. 55) и изменение химического состава подземных вод в том же направлении от хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого до сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого и магниево-кальциевого.

2. Рост температуры подземных вод по мере снижения абсолютных отметок рельефа (рис. 56). Такая закономерность, установленная на юго-западном побережье Байкала, отмечается рядом исследователей и для других районов Саяно-Байкальской горной страны (Степанов, 1959; Зуев, 1961).

3. Большая мощность (до 1000 *м* и более) зоны пресных вод.

В пределах горных сооружений Иркутской области выделяются гидрогеологические зоны высокогорных, среднегорных и предгорных районов (впервые они были выявлены В. М. Степановым (1959) для Забайкалья). В пределах этих зон наблюдаются различия в формировании ресурсов подземных вод, условиях их питания и разгрузки (табл. 43), а также в изменении солевого состава.

Зона ультрапресных вод высокогорных районов охватывает центральные части горных сооружений Байкальской горной страны и Восточного Саяна и территориально совпадает с ландшафтной зоной остро- и плосковерхих гольцов, преимущественно лишенных древесной растительности, часто полностью обнаженных. Нижняя граница зоны на изученных участках (Хамар-Дабан, Восточный Саян) рас-

полагается на абсолютных отметках 1500—1600 *м*, однако в разных районах она может смещаться. Поверхностные водотоки представлены здесь своими верховьями. Это в основном истоки рек, стекающих с водоразделов и крутых склонов и сливающихся у нижней границы зоны в единый поток. Поверхностный сток высокогорной зоны характеризуется наибольшими величинами модулей стока.

Подземные воды формируются в открытых трещинах зоны выветривания и горных россыпях. Основное питание осуществляется за счет

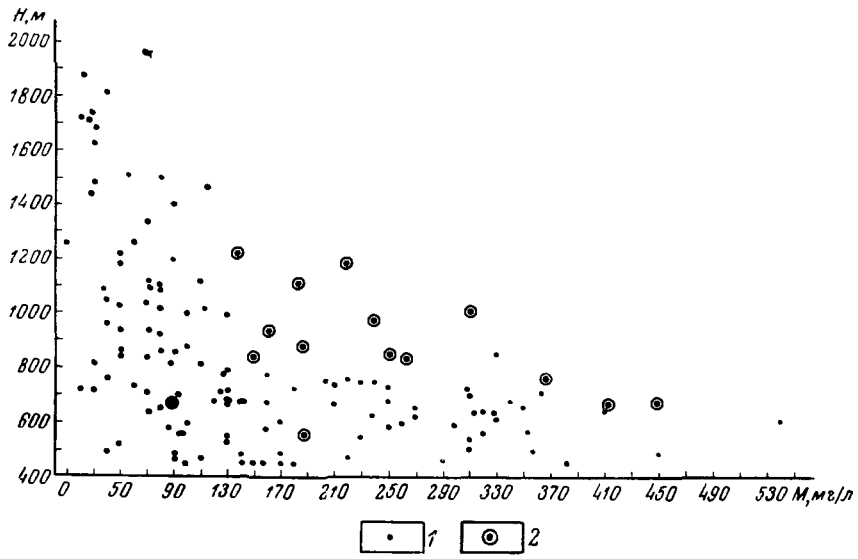


Рис. 55. График зависимости минерализации воды от абсолютной высоты родника для горноскладчатого обрамления Иркутской области Составил *Б. И. Писарский, 1964 г.*

1 — родник из изверженных и метаморфических (некарбонатных) пород; *2* — родник из карбонатных пород

инфильтрации атмосферных осадков и конденсации, в меньшей степени, вод весеннего снеготаяния. Области питания ограничены небольшими площадями плоских водоразделов и склонов, заросших растительностью. Разгрузка осуществляется на различных участках склонов, часто

Таблица 43

Сведения о некоторых особенностях подземных вод в гидрогеологических зонах юго-западного побережья оз. Байкал (по Б. И. Писарскому)

Гидрогеологические зоны	Абсолютные отметки, *м*	Преобладающие анионы и катионы	Минерализация воды, *мг/л*	Температура воды, °С	Модули родникового стока, *л/сек* с 1 *км²*
Высокогорная зона	Более 1500—1600	$\frac{HCO_3Cl}{(Na+K)\,Ca}$	25—56	0,5—2	2,0
Среднегорная зона	От 800—900 До 1500—1600	$\frac{HCO_3}{Ca\,(Na+K)\,Mg}$	28—138	0,4—4	2,5
Предгорная зона	Менее 900—800	$\frac{HCO_3SO_4}{CaMg\,(Na+K)}$	64—474	1—6	4,5

у нижней границы зоны. Скорости движения подземных вод, достигающие нескольких сотен метров в сутки (Степанов, 1959) при небольших путях фильтрации, ограничивают длительность взаимодействия вод и пород.

Таким образом, условия для формирования значительных ресурсов подземных вод в высокогорной зоне отсутствуют. Всюду преобладает местный склоновый сток. По результатам наблюдений на юго-западном побережье оз. Байкал (Писарский, 1962) модули родникового стока достигают в летний период 2 *л/сек* с 1 *км*^{2} (см. табл. 43). Родники встречаются довольно редко, а дебит их обычно не превышает 0,5 *л/сек*.

Для подземных вод высокогорных районов характерны очень низкие температуры, колеблющиеся от 0,3 до 2°, что связано с низкими температурами воздуха на высоких отметках и высокими скоростями фильтрации.

Небольшая глубина проникновения в горные породы, кратковременное взаимодействие вод и пород, а также низкие температуры подземных вод обусловливают слабую минерализацию подземных вод, обычно не превышающую 100 *мг/л* (см. рис. 55). Этому же способствует преобладание обломочного материала в горных россыпях.

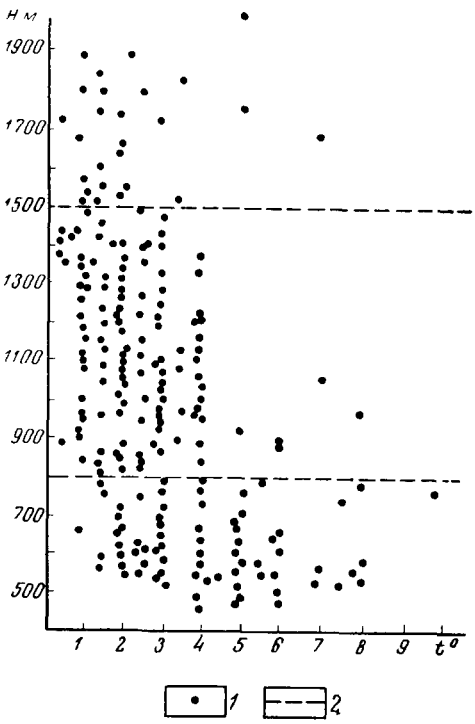


Рис. 56. График зависимости температуры воды от абсолютной высоты родника для юго-западного побережья оз. Байкал. Составил Б. И. Писарский, 1964 г.

1 — температура воды родника; *2* — граница гидрогеологических зон

Химический состав подземных вод высокогорной зоны находится в прямой зависимости от состава атмосферных осадков (табл. 44). Инфильтрация метеорных вод осуществляется в условиях низких температур и химически относительно инертных пород при весьма кратковременном взаимодействии вод и пород. Поэтому среди анионов в подземных водах доминирует гидрокарбонатный ион, являющийся основным компонентом атмосферной воды. Однако для целого ряда пунктов отмечается высокое содержание хлора (до 40—45%-*экв*), что связано (по результатам пока немногочисленных анализов) с повышенным его содержанием в метеорных водах (25—42%-*экв*). Для высокогорных районов характерны двухкомпонентные системы катионов (кальций — натрий). Данные, полученные при гидрогеологических исследованиях 1964 г. в высокогорных районах Байкальского нагорья, свидетельствуют о повышенном содержании в водах кремнекислоты, достигающем 20—50 *мг/л*.

Появление хлора в атмосферных осадках, по-видимому, следует связывать с привносом его ветрами со стороны солончаковых степных районов Монголии и отчасти с промышленным загрязнением атмосферы.

Отдельную подзону в пределах высокогорной зоны слагают участки с наличием твердой фазы подземных вод. Такие участки зафиксированы

Таблица 44

Химический состав атмосферных осадков

Местоположение водопункта	Дата взятия пробы	Форма выражения анализа	Ионный состав								Минерализация, мг/л	pH	SiO_2	O_2
			$Na^+ + K^+$	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	CO_3^-	HCO_3^-				
Верховье пади Улуштуй (проба снега). Абс. отм. 1240 м	21 III 1961 г.	мг/л мг-экв %-экв	4,5 0,197 55,5	0,2 0,018 5,1	2,8 0,140 39,4	3,2 0,09 25,4	2,2 0,045 12,7	1,2 0,02 5,6	Нет	12,2 0,20 56,3	26,3	–	–	–
Район метеостанции Хамар-Дабан (проба снега). Абс. отм. 1660 м	23 III 1961 г.	мг/л мг-экв %-экв	6,2 0,272 51,5	0,2 0,018 3,4	4,8 0,238 45,1	2,4 0,068 12,9	2,9 0,06 11,4	Нет	Нет	24,4 0,40 75,8	40,9	–	–	–
Район р. Безымянной (проба снега)	29 III 1961 г.	мг/л мг-экв %-экв	6,1 0,265 66,2	Нет	2,7 0,135 33,8	3,1 0,087 21,7	2,9 0,06 15,0	0,2 0,003 0,8	Нет	15,2 0,25 62,5	30,2	–	–	–
Метеостанция в верховье р. Слюдянки (проба дождя). Абс. отм. 1142 м	21 VIII 1965 г.	мг/л мг-экв %-экв	3,8 0,164 32,0	2,1 0,175 34,0	3,5 0,174 34,0	7,5 0,213 41,5	Нет	Нет	Нет	18,3 0,3 58,5	35,2	5,6	2,0	6,67

на юго-западном побережье оз. Байкал (Писарский, 1962) и в Восточном Саяне (Скворцов, 1957а; Иванилова, 1962 и др.). На гольцах с абсолютными отметками 1600—2200 *м* мерзлота сохраняется в течение всего года, а за счет частичного оттаивания льда на склонах южной экспозиции формируются надмерзлотные и межмерзлотные воды, дающие начало родникам.

В Восточном Саяне островная многолетняя мерзлота встречена в пределах всей высокогорной зоны. Глубина ее залегания колеблется от 0,7 до 7,1 *м*, а мощность изменяется от 10—15 *м* на склонах до 30—95 *м* на вершинах гольцов. Следовательно, на значительных по площади участках развития мерзлоты создаются условия для формирования лишь слабо минерализованных надмерзлотных вод, так как зона выветривания трещиноватых пород оказывается здесь полностью промороженной. Наличием водоупора из мерзлых пород объясняются также весьма низкие (менее 1°) температуры подземных вод.

Зона ультрапресных и пресных вод среднегорных районов выделяется в Восточном Саяне, на Байкальском и Витимо-Патомском нагорьях и охватывает участки с абсолютными отметками от 800—900 до 1500—1600 *м*. В пределах этой зоны преобладают залесенные и покрытые мхом крутые склоны и значительные по площади плоские водоразделы. Поверхностные водотоки формируют основные транзитные каналы в хорошо выработанных руслах с наличием небольших по длине и величине стока притоков, стекающих с бортов долин. Модули поверхностного стока в среднегорной зоне уменьшаются по сравнению с высокогорной на 25—30%.

Наличие мха и другой растительности, относительное уменьшение крутизны склонов и большая раздробленность материала, слагающего горные россыпи, увеличивают зоны выветривания, удлиняют пути и уменьшают скорости фильтрации подземных вод (по В. М. Степанову, от 50 до 100 *м/сутки*); все это приводит к увеличению времени взаимодействия подземных вод с вмещающими породами. Основными источниками питания подземных вод в среднегорной зоне являются атмосферные осадки и конденсационные воды. Повышение среднегодовой температуры воздуха и почвы сказывается в изменении температуры подземных вод, которая в местах их выхода на поверхность земли составляет от 1 до 4°.

Степень насыщения вод солями в этой зоне повышается и достигает 0,15—0,2 *г/л*, а химический состав вод формируется уже под влиянием литолого-петрографического состава вмещающих пород. В анионном составе преобладают гидрокарбонаты. Хотя абсолютные концентрации хлора в водах сохраняются, его процентное содержание резко падает. Для катионов в среднегорной зоне характерны трехкомпонентные системы, причем в водах изверженных пород преобладает натрий, а метаморфических пород — кальций.

Формирование ресурсов подземных вод в среднегорной зоне осуществляется в более благоприятных условиях, чем в высокогорной. Этому способствуют более пологие склоны водоразделов, где возможна интенсивная инфильтрация осадков. Определенную роль начинает играть региональный сток, осуществляющийся в виде подруслового потока в речных долинах и крупных падях. На юго-западном побережье оз. Байкал рассчитанные модули родникового стока составляют в летний период 2,5 *л/сек* с 1 *км*^{2} (см. табл. 43). Возрастает количество родников, а их дебит достигает 3 *л/сек* (Писарский, 1964).

Для значительной части описываемой территории, особенно Витимо-Патомского нагорья, на условия формирования подземных вод в среднегорной зоне оказывает значительное влияние островная многолетняя

мерзлота, что проявляется в формировании местных напорных горизонтов трещинных мерзлотных вод; на отдельных участках зона выветривания оказывается частично либо полностью промороженной, сток талых вод осуществляется непосредственно в реки и питание подземных вод здесь отсутствует. В Витимо-Патомском нагорье интрузивные породы промерзлы сильнее, чем метаморфические, и все родники из интрузивных пород вблизи р. Витима в той или иной степени связаны с оттаиванием льда (Пиннекер, 1962а).

Зона пресных вод предгорных районов распространена на периферии горных массивов на участках с абсолютными отметками менее 900—800 *м*. Для этой зоны характерны сравнительно пологие склоны, заросшие лесом и мхом, и участки устьевых частей речных долин с развитием мощной (до 50 *м* и более) толщи рыхлых аллювиальных и озерных отложений. Широкое распространение пылеватого и глинистого материала среди обломков и глыб, заполнение открытых трещин и значительная (до 150 *м*) мощность зоны выветривания приводят к резкому уменьшению скоростей (по В. М. Степанову, менее 50 *м/сутки*) и увеличению путей фильтрации, в связи с чем возрастает время взаимодействия вод и пород.

Роль атмосферных осадков как источника питания подземных вод в этой зоне падает, так как количество их здесь уменьшается. Основное питание происходит за счет вод поверхностного стока, а также регионального подтока подземных вод из среднегорной зоны. В пределах предгорной зоны региональный подземный сток резко преобладает над склоновым.

Изменения условий формирования подземных вод приводят к качественным изменениям их состава. Значительно возрастает минерализация воды, достигающая 0,4—0,5 *г/л*, максимальные температуры подземных вод составляют 6° и более. Среди анионов по-прежнему преобладают гидрокарбонаты, но на отдельных участках, где вмещающие породы содержат пирит, отмечается повышенное содержание сульфатов (до 30—35%-*экв*). Распределение катионов находится в прямой зависимости от литолого-петрографического состава пород. Для вод характерны трехкомпонентные системы катионов с преобладанием кальция и магния; значительное содержание магния является отличительным признаком подземных вод предгорной зоны.

Ориентировочно оценка естественных ресурсов подземных вод на юго-западном побережье оз. Байкал может быть дана по модулям родникового стока, составляющим в летний период 4—5 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Количество родников резко увеличивается и возрастает их дебит.

В Витимо-Патомском нагорье на формирование подземных вод оказывает также влияние островная многолетняя мерзлота. Играя роль местного водоупора, мерзлота способствует формированию слабо минерализованных (до 0,15 *г/л*) надмерзлотных вод с исключительно низкими температурами.

Отмеченная гидрогеологическая зональность характерна для трещинных вод зоны выветривания магматических и метаморфических некарбонатных пород. К азональным структурам относятся массивы карбонатных пород с трещинно-карстовыми водами и зоны тектонических нарушений с трещинно-жильными водами.

В карбонатных породах из-за их высокой химической активности формирование солевого состава подземных вод начинается после соприкосновения просачивающихся метеорных вод с породой и, хотя общая тенденция увеличения минерализации и температур воды по мере снижения абсолютных отметок сохраняется, величина минерализации воды

значительно выше, чем в некарбонатных породах. В составе вод преобладают гидрокарбонаты кальция.

Высокая степень метаморфизма карбонатных пород (по литолого-петрографическому составу это преимущественно мраморы и кристаллические известняки) обусловливает их сравнительно невысокую проницаемость и слабую закарстованность. Лишь на участках активной тектонической деятельности и там, где породы представлены чистыми кальцитовыми разностями (месторождение «Перевал»), процессы карстообразования активизируются и создаются условия для скопления значительных запасов подземных вод. Наличие высокодебитных карстовых родников, функционирующих в течение всего года, свидетельствует, что даже в зимний период, когда наблюдается значительное истощение естественных ресурсов подземных вод и отсутствует атмосферное питание, производительность трещинно-карстовых вод на этих участках остается достаточно высокой.

Мощность зоны выветривания, которая в других породах не превышает 100—150 *м*, на участках развития «тектонического карста» (термин Н. В. Родионова) возрастает до нескольких сотен метров. В районе г. Слюдянки обводненные карстовые пустоты и повышенная трещиноватость в карбонатных породах встречены на глубинах более 200 *м* (на отметках, близких к уровню оз. Байкал), а на о. Ольхон даже ниже этого уровня.

Питание трещинно-жильных вод, приуроченных к зонам тектонических нарушений, осуществляется за счет ресурсов подземных вод верхних и глубоких горизонтов. Атмосферные осадки и речные воды имеют подчиненную роль. В формировании солевого состава трещинно-жильных вод, помимо выщелачивания и растворения пород, играет процесс смешения региональных трещинных вод с глубинными водами. Большая глубина и длинные пути фильтрации этих вод приводят к повышению их минерализации, достигающей 0,8—1 *г/л* и более.

Тектонические нарушения и сопровождающие их зоны интенсивной трещиноватости формируют емкостную среду, вмещающую значительные запасы подземных вод, истощение которых в годовом разрезе благодаря обширности площади и многочисленности источников питания почти не наблюдается. Очень большие ресурсы характерны для мощных разломов, рассекающих карбонатные породы, так как на тектонические процессы здесь накладывается карстообразование, сказывающееся в расширении тектонических зон и образовании разнообразных полостей.

В Восточном Саяне и Байкальском нагорье с зонами тектонических разломов связаны немногочисленные в пределах Иркутской области выходы минеральных вод. В Восточном Саяне известно два выхода холодных минеральных вод: Чернобирюсинский углекислый (содержание углекислот до 1,5 *г/л*) и Алыгджерский сероводородный (содержание H_2S до 10 *мг/л*) родники.

В Витимской тайге Е. В. Пиннекером (1961б) описан единственный в Иркутской области выход на поверхность горячих вод — Челолекский термальный родник. По составу вода родника гидрокарбонатная магниево-кальциевая с очень низкой минерализацией (0,26—0,27 *г/л*). Максимальная температура воды 36,8°.

Челолекский родник относится к числу слабо минерализованных терм, связанных с глубинным разломом, а небольшую минерализацию и относительно низкую температуру воды (по сравнению с известными многочисленными термами Саяно-Байкальской горной страны) Е. В. Пиннекер объясняет разбавлением глубинных терм холодными водами атмосферного происхождения. Имеющиеся на Челолекских источ-

никах образования известкового туфа могут быть, по В. Г. Ткачук (1961) Е. В. Пиннекер (1961б), связаны с выделением углекислого газа, ранее насыщавшего термы.

По вопросу формирования углекислых вод в настоящее время еще нет общего мнения. Происхождение углекислого газа в минеральных водах типа чернобирюсинской большинство исследователей минеральных вод Восточной Сибири (В. Г. Ткачук, Н. И. Толстихин, А. М. Овчинников и др.) связывают с вулканизмом. В. М. Степанов придерживается экзогенной гипотезы происхождения углекислоты.

Формирование химического и газового состава минеральных и термальных вод детально рассматривается в монографии «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» (1961), где изложены различные точки зрения по этому вопросу.

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Почти вся платформенная часть Иркутской области занята Ангаро-Ленским артезианским бассейном, поэтому характерные условия питания и формирования подземных вод даются главным образом для этого артезианского бассейна.

Условия питания и разгрузки подземных вод. Питание подземных вод платформенных отложений имеет некоторые характерные и своеобразные особенности. Вследствие моноклинального залегания пород верхние горизонты обладают гораздо лучшими условиями питания, чем глубоколежащие. Водоносным горизонтам и комплексам от четвертичных до верхнекембрийских отложений свойственны обширные области питания подземных вод, которые в значительной степени совпадают с площадями их распространения. Питание подземных вод отложений нижнего кембрия и протерозоя происходит преимущественно на ограниченных площадях, там, где водовмещающие породы выходят непосредственно на поверхность или перекрываются сравнительно хорошо проницаемыми породами.

Вдоль Саяно-Байкальского горного обрамления располагаются основные области питания подземных вод артезианских бассейнов первого порядка, представляющие наиболее приподнятые участки Сибирской платформы. Здесь выпадает максимум атмосферных осадков (450—600 *мм* в год). С удалением от Восточного Саяна и Байкальского нагорья количество атмосферных осадков уменьшается (до 300—350 *мм* в год). Лесостепные районы Приангарья располагаются даже в зоне неустойчивого увлажнения: среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 270—330 *мм* при ориентировочной величине испарения и поверхностного стока 250—300 *мм* в год.

В основных областях питания происходит главным образом пополнение ресурсов подземных вод отложений верхнего протерозоя и нижнего кембрия, которые с удалением от горноскладчатого обрамления вместе с водовмещающими породами погружаются на глубину в несколько тысяч метров. Отчасти здесь имеет место питание подземных вод средне-верхнекембрийских (верхоленская свита) и ордовикских отложений, основные области питания которых смещены внутри платформы. Однако на значительной площади им свойственно местное питание и дренаж речной сетью. Это же относится к подземным водам пород силура, девона, пермо-карбона и триаса. Области питания подземных вод юрских, неогеновых и четвертичных отложений совпадают с площадями их распространения (рис. 57).

Островное залегание многолетнемерзлых пород, сравнительно слабая расчлененность рельефа и хорошая проницаемость пород вблизи поверхности — все это благоприятствует питанию подземных вод. Интен-

Рис. 57. Карта условий формирования подземных вод и гидрогеохимической зональности южной части Иркутской области
Составил Е. В. Пиннекер. 1965 г.

сивной инфильтрации подземных вод способствует явная концентрация атмосферных осадков в теплое время года (70—90%).

Таким образом, наиболее благоприятные условия питания свойственны подземным водам верхних частей геологического разреза. Что касается самых древних толщ, то непосредственное проникновение современных атмосферных осадков в эти породы затруднено. Они вмещают преимущественно древнеинфильтрационные воды, содержащие примесь седиментационных вод. Однако частичное пополнение запасов глубоко залегающих подземных вод верхнего протерозоя и нижнего кембрия осуществляется в узкой полосе непосредственного выхода их на поверхность, а также там, где они погружаются под перекрывающие породы. Многочисленными наблюдениями («Подземные воды Иркутского угленосного бассейна», 1961) установлен перелив подземных вод из юрских и средне-верхнекембрийских отложений в подстилающую закарстованную толщу нижнего кембрия. Особенно интенсивное нисходящее движение подземных вод отмечается в местах отсутствия выдержанных водоупоров между нижнекембрийскими и перекрывающими их толщами. Поэтому в погруженных участках Сибирской платформы наряду с пластовым горизонтальным перемещением и восходящей фильтрацией (Мятиев, 1947) известное место должно быть отведено процессам нисходящей миграции. По картам пьезоизогипс в первом приближении можно выделить и области питания (например, Иркутский и Ийский выступы фундамента). Все это дает основание предполагать, что в некоторых местных областях питания в какой-то мере возможно подпитывание глубинных вод через перекрывающие породы. Немалую роль играют также глубинные разломы и ослабленные тектонические зоны, которые являются «окнами» и облегчают не только восходящее, но и нисходящее движение подземных вод.

В местах развития карста имеют место процессы инфлюации речных вод. Многие реки в Присаянье, Прибайкалье и Южном Приангарье при пересечении полосы закарстованных пород ленского яруса нижнего кембрия теряют значительное количество воды и превращаются в суходолы. Их много в Приангарье, Присаянье и Прибайкалье на участках выхода карбонатных пород на поверхность. Такая крупная река, как Ангара, в закарстованных породах на участке от г. Усолье-Сибирского до с. Игжей, по данным А. Н. Афанасьева (1959), в среднем теряет 66 $м^3/сек$, или 3,2% среднегодового стока. В отдельные годы теряемое р. Ангарой количество воды составляет 340 $м^3/сек$.

Определенную роль в пополнении запасов подземных вод, по-видимому, играют процессы конденсации. Например, в с. Хомутово (севернее г. Иркутска) величина конденсации, по данным Иркутского управления гидрометеослужбы, в отдельные дни достигает 1,3 *мм*. Количественные данные, по которым можно оценить роль конденсации в питании подземных вод, хотя влияние ее несомненно, пока отсутствуют.

Верхние стратиграфические толщи (от кайнозоя до девона и силура) в пределах платформенной части Иркутской области отличаются хорошей проточностью. Мощность зоны свободного водообмена составляет от 150—200 до 350—500 *м*. Области питания и площади распространения обычно совпадают у подземных вод отложений четвертичного возраста, неогена, юры, триаса, пермо-карбона, девона и силура (см. рис. 57). Дренирование их осуществляется гидрографической сетью. Это преимущественно безнапорные воды, лишь иногда они приобретают напор. В мощной толще ордовика и среднего — верхнего кембрия (верхоленская свита) на погруженных участках при наличии хороших водоупоров и удаленного питания создаются условия для формирования напорных вод.

В зоне свободного водообмена действительные скорости движения подземных вод, как показывают гидродинамические расчеты, превышают $1 \cdot 10^{-2}$ *м/сутки*. На хорошую проточность указывают достаточно высокие значения периодов водообмена в верхних горизонтах. Они составляют от нескольких дней до нескольких десятков и сотен лет. Лишь на глубине 350—500 *м*, в основании зоны свободного водообмена продолжительность пребывания подземных вод в земных недрах увеличивается, но все же не более 1 млн. лет.

С возрастанием глубины залегания скорости движения подземных вод уменьшаются. Практически вся толща нижнекембрийских и верхнепротерозойских отложений, за исключением участков выхода этих пород на поверхность во внутренних районах Сибирской платформы, находится в зонах замедленного и весьма затрудненного водообмена. Подземные воды повсеместно представлены рассолами. В основу расчета скоростей движения основных рассолоносных горизонтов (табл. 45) положены фактические значения исходных параметров (приведенные пластовые давления, коэффициент проницаемости и пористость пород, гидравлический градиент, вязкость рассолов и расстояние между скважинами). Определение скоростей сделано по методу А. И. Силина-Бекчурина.

Таблица 45

Периоды водообмена в глубоких рассолоносных горизонтах
(Пиннекер, 1965)

Рассолоносные горизонты	Количество определений	Действительная скорость движения, *м/сутки*		Период водообмена, млн. лет	
		от	до	от	до
Балыхтинский	2	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	14	54
Осинский	6	$2{,}8 \cdot 10^{-5}$	$2{,}2 \cdot 10^{-4}$	13	98
Парфеновский	5	$8{,}4 \cdot 10^{-5}$	$2{,}6 \cdot 10^{-4}$	10	33
Боханский	2	$2{,}7 \cdot 10^{-5}$	$5{,}7 \cdot 10^{-5}$	48	102

Несмотря на слабую, а местами ничтожную проточность, скорости подземных вод в глубоких горизонтах имеют вполне ощутимые значения. Они изменяются от $2{,}7 \cdot 10^{-5}$ до $2{,}6 \cdot 10^{-4}$ *м/сутки*, или от 1 до 9 *см/год*. Для Ангаро-Ленского артезианского бассейна было вычислено время нахождения вод в толще нижнего кембрия и верхнего протерозоя. При пути движения в 1000 *км*, который в 1,5—2 раза больше расстояния по прямой от основных областей питания до северных границ Ангаро-Ленского артезианского бассейна, период водообмена оценивается цифрами от 10—14 до 98—104 млн. лет (см. табл. 45). Среднее время нахождения подземных вод в зонах замедленного и весьма затрудненного водообмена может быть принято равным 50—60 млн. лет. Характеристика условий разгрузки верхних стратиграфических толщ с достаточной полнотой дана при описании их водоносности. Это дает возможность ограничиться рассмотрением лишь условий разгрузки рассолов глубоких горизонтов.

Разгрузка из наиболее погруженных частей геологического разреза происходит как на локальных участках (очаги разгрузки), так и в региональном плане (зоны разгрузки). Падение пьезометрических напоров от горных сооружений внутрь платформы (см. рис. 44, 45) заставляет предполагать, что разгрузка происходит по мере движения глубинных рассолов с юга на север. На пути пластового движения рассолов

встречаются разломы и различного рода ослабленные зоны, по которым под действием гидростатического напора они могут подниматься в вышележащие горизонты. Поднимающиеся рассолы местами достигают поверхности в виде соленых и рассольных источников, но основной объем, по-видимому, разгружается внутри водонапорной системы.

Соленые и рассольные родники представляют поверхностные очаги разгрузки рассолов. Они тяготеют к северной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна вдоль его границ с Тунгусским и Якутским артезианскими бассейнами, где расположена обширная зона поверхностной разгрузки рассолов, поднимающихся преимущественно из верхних частей карбонатно-соленосной толщи нижнего кембрия. Только на площади Ангаро-Ленского артезианского бассейна насчитывается 145 соленых и рассольных родников, расход которых оценивается цифрой 1 млн. *м*^{3}*/сутки,* а вынос солей составляет 7750 тыс. *т/год* (Пиннекер, 1963).

В еще больших размерах происходит под действием гидростатического напора внутренняя разгрузка. Структурный план и косвенные гидрогеологические предпосылки позволяют наметить некоторые ее очаги и зоны. Одним из путей, по которому выводятся рассолы самых *глубоких горизонтов (в том числе, из подсолевой толщи), служат* региональные разломы, уходящие вплоть до фундамента. Такие разломы (например, Марковский) лишь частично залечены. На динамику подземных вод большое влияние оказывают интрузии траппов: с одной стороны, это барражи на пути пластового движения подземных вод, а с другой — вдоль ослабленных контактов траппов с осадочными породами рассолы из глубоких горизонтов проникают в верхние. В глубоких депрессиях разгрузка под воздействием гидростатического напора возможна на участках выклинивания и фациального замещения пластов каменной соли. В таких местах восходящая фильтрация носит площадный характер и представляет основной вид разгрузки глубинных вод. В зоне сопряжения Прибайкальского сводового поднятия и Прибайкальского краевого прогиба внутренняя разгрузка проявляется даже на поверхности в высоком ионном стоке р. Киренги.

Факт восходящего движения глубинных вод соленосной и подсолевой толщ нижнего кембрия находит подтверждение в избыточной потенциальной энергии осинского и частично парфеновского горизонтов по сравнению с вышележащими горизонтами, выносе тепла подземными водами (вдоль разломов и трапповых тел) и появлении в верхних горизонтах хлоридных кальциевых вод, обогащенных бромом. Соленые источники с хлоридными кальциевыми водами особенно широко развиты севернее границ Иркутской области в бассейне р. Нижней Тунгуски.

В недрах Сибирской платформы находятся громадные ресурсы пресных, соленых и рассольных вод, которые заключены в пористых и трещинных коллекторах. Крупными хранилищами подземных вод являются зоны тектонических нарушений и разломов. Количественная характеристика ресурсов пресных подземных вод будет дана ниже при описании условий водоснабжения.

Геохимия рассолов и состав поровых растворов. Рассолы средне- и нижнекембрийских отложений Иркутской области являются уникальными по составу и степени минерализации и представляют интерес в качестве лечебных и промышленных вод. В дальнейшем минеральные воды будут рассмотрены в специальном разделе. Здесь же, чтобы закончить характеристику подземных вод, необходимо хотя бы кратко отметить геохимические особенности рассолов.

По степени минерализации, помимо соленых вод, в отложениях среднего и нижнего кембрия могут быть выделены четыре группы рас-

солов (табл. 46). Граничные пределы (150, 320 и 500 *г/л*) отвечают предельной растворимости соответственно гипса, галита и карналлита, а каждая группа характеризует определенное физико-химическое состояние рассолов. Предел 150 *г/л* разделяет хлоридные натриевые рассолы, содержащие в заметных количествах сульфаты кальция, и бессульфатные рассолы хлоридного натриевого состава. Между степенью минерализации и химическим составом имеется зависимость (рис. 58) — по мере увеличения минерализации от 240—290 до 350—370 *г/л* происходит замещение хлоридов щелочей на хлориды щелочных земель. Гра-

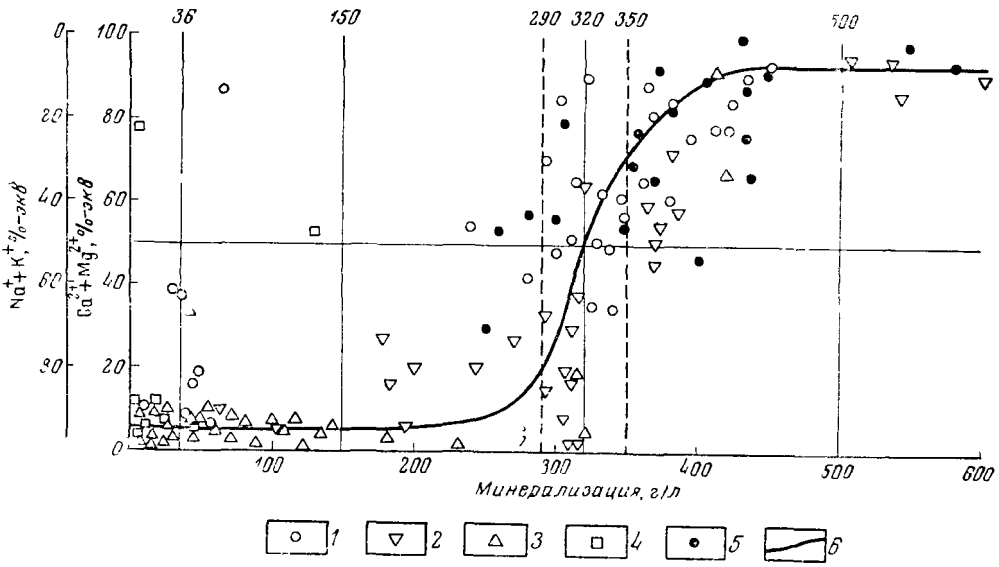


Рис. 58 Зависимость химического состава рассолов от степени минерализации. Составил Е. В. Пиннекер, 1964 г.

Соленые воды и рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна: *1* — терригенной толщи (Pt_3+ +Cm_1 mt), *2* — соленосной толщи (Cm_1 us), *3* — соленосно карбонатной толщи (Cm_1 bls, Cm_1 bl, Cm_1 an и Cm_{1-2} lt), *4* — надсолевых отложений (Cm_{2-3} vl); *5* — рассолы других регионов, *6* — линия средних значений

ница между хлоридными натриевыми и хлоридными кальциевыми рассолами Ангаро-Ленского артезианского бассейна определяется средним значением концентраций солей (320 *г/л*). В рассолах с минерализацией свыше 500 *г/л* (балыхтинский и осинский горизонты в Марково, Тулуне, Балыхте и Осе) калий преобладает над натрием. При попадании таких рассолов из глубин на поверхность вследствие смены термодинамической обстановки из них выпадают в осадок соли (главным образом карналлит).

Таблица 46

Классификация рассолов по степени минерализации
(Пиннекер, 1965)

Состав рассолов	Группа рассолов	Минерализация		Объемный вес, *г/см³*
		г/л	*г/кг*	
Хлоридные натриевые	Слабые	36—150	35—135	1,025—1,105
	Крепкие	150—320	135—265	1,105—1,220
Хлоридные кальциевые	Весьма крепкие	320—500	265—370	1,22—1,35
	Предельно насыщенные	Более 500	Более 370	Более 1,35

Соленые воды и выделенные четыре группы рассолов хорошо различаются по содержанию отдельных компонентов. Как правило, с ростом минерализации закономерно изменяется концентрация основных анионов и катионов (рис. 59).

Количество хлора растет прямо пропорционально степени минерализации — от 0,6—20 *г/л* в соленых водах и до 320—373 *г/л* в предельно насыщенных рассолах. Наоборот, содержание сульфатов и гидрокарбонатов падает, иногда они полностью исчезают. Интересна геохимия брома. В хлоридных натриевых рассолах рост концентрации брома с увеличением минерализации происходит очень медленно. При дости-

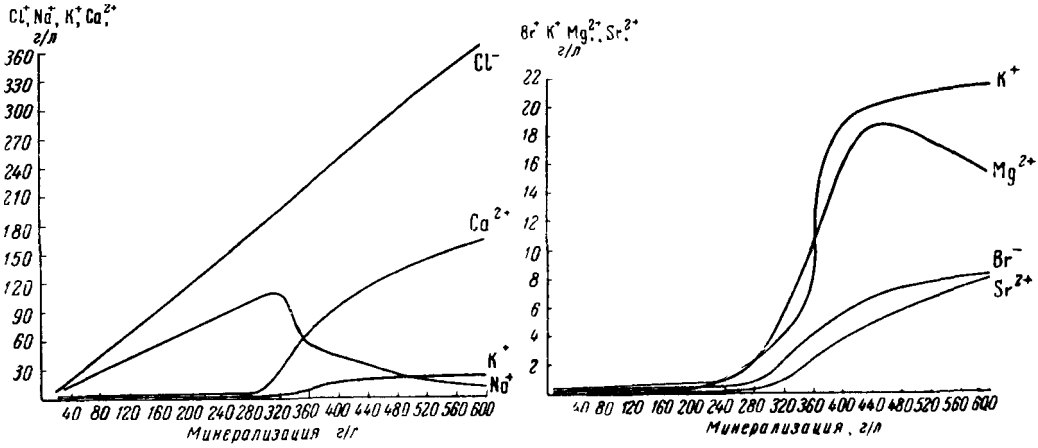


Рис 59 Зависимость средних фоновых концентраций хлора, брома, натрия, калия, кальция, магния и стронция от степени минерализации рассолов Составил Е В. Пиннекер, 1964 г.

жении 290—350 *г/л,* когда рассолы из хлоридных натриевых превращаются в хлоридные кальциевые, содержание брома скачкообразно увеличивается с 0,5—0,8 до 3—4,5 *г/л,* после чего оно возрастает пропорционально минерализации, достигая 7—10 *г/л.* В весьма крепких и предельно насыщенных рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна количество брома близко к максимально возможному для данного химического состава воды. Сильнее других обогащены бромом рассолы галогенной толщи усольской свиты. Бром может служить показателем степени гидрогеологической закрытости. Однако с глубиной увеличивается не абсолютная концентрация брома, как считают некоторые исследователи (Кротова, 1962; Ильина и др., 1962), а его процентное содержание — отношение концентрации к сумме солей, что достаточно наглядно видно на рис. 60.

Особенностью рассолов Иркутской области является низкое содержание йода. Максимальная концентрация йода встречается в рассолах парфеновского горизонта (0,01—0,03 *г/л*). Рассолы карбонатной и галогенной толщ усольской свиты и ленского яруса, как уже отмечалось, содержат его не более 0,006 *г/л.* Примерно так же ведет себя фтор, самое высокое количество которого свойственно рассолам парфеновского горизонта (0,009—0,019 *г/л*). По сравнению с водой мирового океана рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна обеднены йодом и фтором.

Аммоний часто отмечается в значительных количествах. Его много (0,05—0,45 *г/л*) в рассолах нефтяных и газовых залежей (Парфеновская, Балыхтинская и Бильчирская площади).

Обогащение рассолов калием тесно связано с литолого-фациальным составом вмещающих пород. Очень высока калиеносность рассолов карбонатной и особенно галогенной толщ (устькутский, балыхтинский и осинский горизонты), в которых содержание калия достигает 15—22 *г/л*, т. е 3—5% от суммы солей При отсутствии соленосных фаций как рассолы, так и соленые воды заметно обеднены калием (парфеновский и боханский горизонты) Калиеносность рассолов слабо реагирует на изменение глубины залегания и увеличение гидрогеологической закрытости

Натрий в соленых водах и рассолах хлоридного натриевого состава накапливается прямо пропорционально сумме солей, но при достижении минерализации 290—350 *г/л* его содержание начинает уменьшаться (NaCl выпадает в осадок).

Концентрация магния в соленых водах и хлоридных натриевых рассолах не превышает 1 *г/л*. При переходе рассолов из хлоридных натриевых в хлоридные кальциевые содержание магния увеличивается, достигая 22—38 *г/л*, но в предельно насыщенных рассолах оно снижается. Самые высокие концентрации магния встречаются в рассолах пород ангарской свиты (Шелонинская площадь).

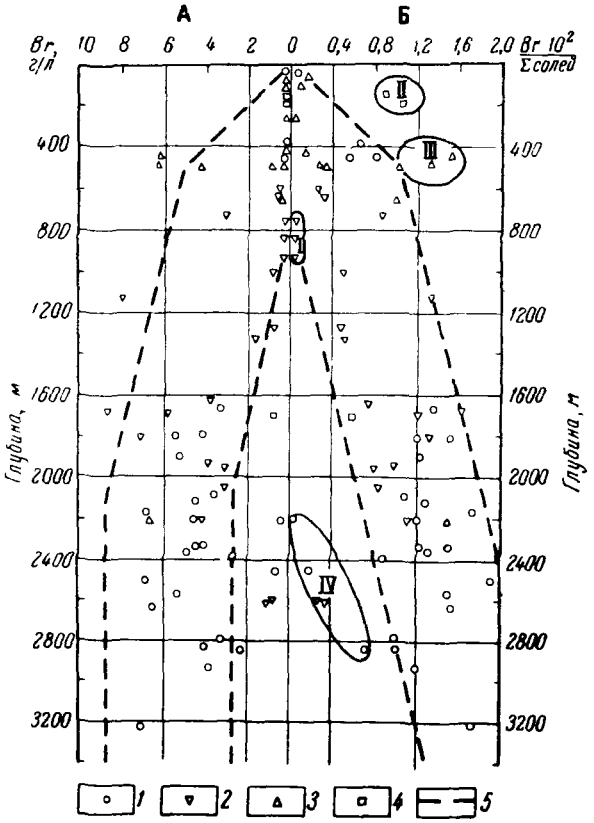


Рис 60 Графики изменения концентрации брома (*А*) и процентного содержания брома (*Б*) с ростом глубины залегания рассолов Составил Е В Пиннекер, 1964 г.

Гидрохимические аномалии по содержанию брома I — связанные, по видимому, с наличием во вмещающих породах залежей калийных солей, II — в неглубоко залегающих глинистых породах; III — в соленосных отложениях со слабой проточностью на небольших глубинах, IV — обязанные подтоку менее минерализованных вод в стволе скважины Рассолы *1* — терригенной толщи, *2* — соленосной толщи, *3* — соленосно-карбонатной толщи, *4* — надсолевых отложений, *5* — линии граничных значений

Кальция очень мало в водах хлоридного натриевого состава. При минерализации свыше 290—350 *г/л* содержание кальция растет пропорционально сумме солей и в предельно насыщенных рассолах составляет 130 *г/л*. Аналогичным образом происходит накопление стронция (до 6—8 *г/л*). В наиболее концентрированных рассолах стронция в 2—4 раза больше, чем в морской воде соответствующей ступени сгущения.

В соленых водах и рассолах всегда встречаются железо, алюминий и кремнезем, довольно часто марганец, титан, радий. С увеличением минерализации возрастает содержание почти всех компонентов, однако сильно влияет и состав вмещающих пород: алюминий и кремнезем имеют максимальные концентрации в рассолах отложений мотской свиты

В тесной связи с изменением минерализации и составом рассолов находится величина pH, которая зависит также и от степени гидрогеологической закрытости и водовмещающей среды. При прочих равных условиях pH соленых вод и слабых рассолов $\geqslant 7$, pH крепких рассолов равно 6—7, а весьма крепких и предельно насыщенных всегда меньше 6 (местами снижается до 3).

Степень газонасыщенности и состав растворенных газов рассолов определяются многими факторами. Соленые воды и выделенные четыре группы рассолов различаются по составу растворенных газов (табл. 47).

Соленым водам и слабым рассолам свойственна очень низкая газонасыщенность (10—30 *см*^{3}/*л*). Состав газов кислородно- или углекисло-азотный. Азот преимущественно воздушного происхождения; с глубиной возрастает содержание биогенного азота и уменьшается количество кислорода. Горючие газы отсутствуют.

Крепкие рассолы имеют несколько большую газонасыщенность (до 100 *см*^{3}/*л* и выше). В составе газов преобладает, как правило, азот биогенного происхождения, иногда наблюдается высокое содержание метана. Кислород и кислотные газы обычно отмечаются в небольших количествах или отсутствуют. Гелиево-аргоновый коэффициент небольшой и только с возрастанием в рассолах хлоридов щелочных земель он увеличивается.

Весьма крепкие рассолы обладают газонасыщенностью до 500—600 *см*^{3}/*л* и иным составом растворенных газов. Среди газов преобладает обычно метан (азот занимает подчиненное положение). Очень много тяжелых углеводородов (до 30%), которые отмечаются исключительно в рассолах нефтегазовых залежей, а также гелия.

Еще выше газонасыщенность предельно насыщенных рассолов. Они содержат уникальные количества сероводорода, который по объему часто преобладает над метаном и азотом (скважины Тыретская 6 и Балыхтинская 5). Высокое содержание сероводорода, вероятно, свидетельствует о подвижности предельно насыщенных рассолов, так как подтверждается сравнительно низкими величинами гелиево-аргоновых коэффициентов.

Артезианские бассейны Сибирской платформы представляют древние водонапорные системы. Породы уже на стадии ранних гидрогеологических циклов (нижний и средний палеозой) были уплотнены под действием геостатического давления. Уплотнение сопровождалось выжиманием поровых седиментационных вод («горных растворов» по терминологии П. А. Крюкова) из пород. В дальнейшем из-за высокой плотности пород водоотдача при отжатии имела небольшие масштабы, а малая роль глин в разрезе глубоких рассолоносных толщ (не более 8—12%) и низкая влажность пород (0,4—1,3%) не содействовали питанию пластовых вод поровыми растворами. Отсюда можно заключить, что в современную эпоху в глубоких горизонтах Сибирской платформы отсутствует питание реликтовыми водами, которое некоторые исследователи (например, А. А. Алексин и Б. Н. Любомиров) склонны выделять в платформенных депрессиях и межгорных впадинах.

Изучение состава поровых растворов рассоловмещающих пород также указывает на далеко не первостепенную роль процессов выжимания воды из пород по сравнению с поступлением инфильтрационных вод в прошлом и настоящем.

Состав поровых растворов, отжатых из водоупорных пород (табл. 48), близок составу пластовых вод. Только в верхних соленосных толщах (Шелонинская площадь) поровые растворы содержат несколько меньше солей по сравнению с пластовыми водами. Но на глубине 2—3 тыс. *м*

(Тыретская и Марковская площади) их минерализация гораздо выше, чем у гравитационных рассолов. В мировой практике пока неизвестны природные растворы с подобной концентрацией солей (700—750 *г/л*).

Разница в минерализации пластовых рассолов и поровых растворов глубоких горизонтов свидетельствует, очевидно, о том, что выжимавшие из пород «горные растворы» подверглись сильному разбавлению инфильтрационными водами. Влияние поровых вод на формирование ресурсов рассолов если и сказывалось, то только в период уплотнения пород на ранних этапах развития Сибирской платформы, а затем уступило место процессам внедрения инфильтрационных вод.

Гидродинамическая и гидрогеохимическая зональность. В вертикальном разрезе юга Сибирской платформы устанавливаются все три гидродинамические зоны, выделяемые в закрытых гидрогеологических структурах: 1) свободного водообмена, 2) замедленного водообмена и 3) весьма затрудненного водообмена. Характеристика каждой зоны может быть дана с учетом количественных параметров интенсивности водообмена: действительной скорости движения (*м/сутки*) и степени гидрогеологической закрытости, которая хорошо различается по процентному содержанию брома в подземных водах $\frac{Br \cdot 10^2}{\Sigma \text{ солей}}$ % (Пиннекер, 1965).

Зона свободного водообмена включает верхнюю часть пород — пористых и трещиноватых. Мощность зоны определяется глубиной залегания первого ниже эрозионного вреза регионального водоупора и практически составляет 250—350 *м*, местами, особенно вблизи основных областей питания, достигает 500—600 *м*. В ней сильно сказывается воздействие гидрометеорологических факторов. Скорости движения подземных вод превышают $n \cdot 10^{-2}$ *м/сутки* (где $n = 1—9$). Процентное содержание брома в подземных водах очень низкое — менее 0,1%. Здесь формируются пресные и слабо солоноватые воды выщелачивания с кислородом и углекислым газом.

Во второй зоне трещиноватость пород затухает, поэтому скорости перемещения подземных вод уменьшаются и составляют $n \cdot 10^{-3} — n \times 10^{-4}$ *м/сутки*. Нижняя граница зоны совпадает с верхними устойчивыми по мощности пластами каменной соли в отложениях нижнего кембрия и находится чаще всего на глубинах 800—1000 *м*. Хотя проникновение метеорных вод затруднено, в зоне замедленного водообмена все же происходит вымывание солей из пород. Среднее содержание брома в водах составляет 0,1—0,4%. За счет выщелачивания и смешения формируются соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава с азотными и метановыми газами.

Зона весьма затрудненного водообмена охватывает большую часть разреза осадочной толщи, включая всю терригенную, галогенную и частично карбонатную толщи. Подземный сток в этой зоне происходит в масштабе геологического времени. Скорости движения составляют $n \cdot 10^{-4} — n \cdot 10^{-5}$ *м/сутки*. Процессы вымывания солей подземными водами замедлены, но хорошо проявляют себя обменные реакции с породами, приводящие к накоплению в подземных водах солевых комплексов повышенной растворимости. Все это создает благоприятную обстановку для образования сильно метаморфизованных рассолов чрезвычайно высокой концентрации с калием, бромом, стронцием и другими компонентами. Здесь сосредоточены наиболее древние воды, представленные преимущественно хлоридными кальциевыми рассолами. Газовый состав вод метановый, азотный, сероводородный; отмечается водород.

Состав газов, растворенных в соленых водах и рассолах

Место отбора и глубина водоносного горизонта	Геологический индекс / Минерализация, г/л	Время отбора	Состав, объемн. %									Объем растворенного газа, см³/л	Организация, выполнившая анализ
			CO_2+H_2S	O_2	H_2	CH_4+тяжелые углеводороды	в т. ч. тяжелые углеводороды	N_2+редкие газы	в том числе:				
									He+Ne	Ar–Kr–Xe	N_2+биогенный		
Соленые воды													
Литвинцевский источник на левом берегу р. Илима	$Cm_{1-2}il$ / 8,37	27.VII 1955	22,9	3,7	0	0,2	–	74,1	0,002	1,688	6,7	–	ВСЕГЕИ,
		18.VIII 1960	18,41	8,97	0	0	–	72,62	–	–	–		ИЗК
Мальтинская скважина 1 (317 м)	Cm_1bls_2 / 13,8	13.VIII 1956	39,86	6,2	0	0	–	53,9	–	–	–	31,93	ИЗК
Скважина в 11 км западнее Балаганска (63 м)	Cm_1an / 11,1	18.X 1960	2,03	19,0	0	0	–	78,97	–	–	–	38,84	ИЗК
Скважина в Малышевке (110 м)	Cm_1an / 18,5	2.IX 1955	18,2	0	0	0,4	–	81,4	0,01	1,818	8,35	–	ВСЕГЕИ
Слабые рассолы													
Скважина 110 Иркутского ФТС (612–707 м)	Cm_1 / 64,5	13.X 1961	12,17	0	0	0	–	87,83	0,1145	1,582	24,59	17,99	ИЗК
Иркутская скважина 1 (425–435 м)	Cm_1an / 57,3	3.VII 1961	22,31	0	0	9,08	–	68,61	0,001	0,686	41,17	44,46	ИЗК
Скважина Гл 3 в Малой Ерме (550–748 м)	Cm_1bls / 39,4	27.XII 1960	3,99	0	0	22,39	–	73,62	–	–	–	25,81	ИЗК

Родник курорта „Усолье Сибирское"	$\frac{Cm_1 l}{71,0}$	7 VII 1961	8,2	6,1	0	0	–	85,7	–	–	–	–	ИЗК
Скважина 3 на курорте „Новое Усолье" (489 м)	$\frac{Cm_1 bl_2}{105}$	29 VIII 1960	14,92	0	0	0	–	85,08	–	–	–	–	ИЗК
Родник в Тажеихе на р. Нижней Тунгуске	$\frac{Cm_{1-2} kt}{71}$	27 VIII 1953	0,2	0,2	0	0,3	–	99,3	0,023	1,265	19,65	–	ВСЕГЕИ
Скважина 3 в Иркутской горбольнице (664 м)	$\frac{Cm_1 l}{46,6}$	13 III 1962	2,61	0	0	0,46	–	96,93	–	–	–	27,5	ИЗК
Большие-Разводинская скважина 2 (1216 м)	$\frac{Cm_1 us}{62,5}$	13.X 1954	6,95	3,3	0	1,12	–	88,6	–	–	–	20,04	ИЗК

Крепкие рассолы

Скважина 3 в Малой Ерме (830–837 м)	$\frac{Cm_1 us_2}{194}$	2.X 1961	8,01	0	0	32,18	–	59,81	0,0027	0,7388	30,5	25,85	ИЗК
Еловская скважина 1 (1210–1250 м)	$\frac{Cm_1 us}{265}$	1956	СО 6,84	1,6	11,09	3,3	0	77,1	–	–	–	121	ВСНГ
Усть-Кутская скважина 1 (918–965 м)	$\frac{Cm_1 un}{161}$	17.IX 1954	3,8	6,3	10,6	0,6	–	78,7	0,023	0,68	51,94	98,1	ВНИГРИ
Половинская скважина 4 (630–654 м)	$\frac{Cm_1 bl_2}{300}$	14.VIII 1955	11,16	0	0	37,31	1,12	51,53	0,111	0,723	22,67	43,0	ВНИГРИ

Весьма крепкие рассолы

Аэйская скважина 1 (2624–2655 м)	$\frac{Cm_1 mt_1}{4,3}$	20 VII 1962	10,85	0	0	7,65	–	82,50	0,0135	0,910	46,2	293	ИЗК

Место отбора и глубина водоносного горизонта	Геологический индекс / Минерализация, г/л	Время отбора	Состав, объемн. %									Объем растворенного газа, см³/л	Организации, выполнившая анализ
			CO_2 + H_2S	O_2	H_2	CH_4 + тяжелые углеводороды	в т. ч. тяжелые углеводороды	N_2 + редкие газы	в том числе				
									He + Ne	Ar + Kr + Xe	N_2 + биогенный		
Кутуланская скважина 2 (2082–2133 м)	Cm_1mt / 329	7.X.1958	3,81	0	0	48,14	2,38	48,05	0,681	0,336	34,6	890	ВНИГРИ
Тюретская скважина 11 (2200–2220 м)	Cm_1mt / 451	13.IX.1963	21,45	0	0	20,92	0,90	57,63	0,1013	0,3616	43,1	150	ЯФАН
Парфеновская скважина 1 (2375–2414 м)	$Cm\,mt_1$ / 337	1.VIII.1960	0,23	0	0	86,22	31,72	13,55	–	–	–	–	ВСНГ
Тюретская скважина 9 (2349–2368 м)	Pt_2 / 351	10.VIII.1958	11,11	0	0	23,68	0,73	65,18	0,522	0,367	50,84	480	ВНИГРИ
Предельно насыщенные рассолы													
Балыктинская скважина 5 (1122–1130 м)	Cm_1us_0 / 599	6.VIII.1958	58,87	0	0	3,5	–	37,53	0,002	0,519	16,89	595	ВНИГРИ
Балыктинская скважина 5 (1122–1130 м)	Cm_1us_0 / 599	5.X.1960	61,64	0	0	17,34	–	21,02	0,257	0,623	20,14	506	ИЗК
Тюретская скважина 6 (1675–1730 м)	Cm_1us / 536	1957	46,21	0	0	5,51	5,51	48,28	–	–	–	–	ВСНГ, ЯФАН
		13.IX.1963	98,02	0	0	1,88	0	0,1	0,0012	0,0013	0	360	
Осинская скважина 1 (1630–1665 м)	Cm_1us / 508	1954	0,02	0	0	98,5	37,7	1,6	–	–	–	700	ВСНГ

Таблица 48

Сравнение состава поровых растворов и подземных рассолов, полученных из одних и тех же горизонтов

Поровый раствор (В. В. Красинцева)				Подземный рассол (Е. В. Пиннекер)			
Минерализация, г/л	Формула солевого состава	К, г/л	Br, г/л	Минерализация, г/л	Формула солевого состава	К, г/л	Br, г/л
Шелонинская скважина 5-Б (475—476 м)				Шелонинская скважина 2 (476—499 м)			
437	$\frac{Cl\ 98}{Ca\ 45\ Mg\ 43}$	19,30	6,31	473	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 53\ Mg\ 36\ Na\ 5\ K\ 5}$	19,02	6,4
Тыретская скважина 11 (1695—1702 м)				Тыретская скважина 6 (1675—1730 м)			
761	$\frac{Cl\ 97}{Ca\ 76\ Mg\ 14\ K\ 8}$	43,77	11,78	537	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 82\ Mg\ 13}$	15,77	8,81
Тыретская скважина 11 (2203—2210 м)				Тыретская скважина 11 (2200—2220 м)			
725	$\frac{Cl\ 98}{Ca\ 60\ Mg\ 21\ Na\ 16}$	16,95	10,93	378	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 72\ Mg\ 22\ Na\ 5}$	3,93	6,78
Марковская скважина 15 (2526—2527 м)				Марковская скважина 9 (2503—2523 м)			
368	$\frac{Cl\ 98}{Ca\ 39\ Na\ 29\ Mg\ 28}$	11,89	4,26	292	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 57\ Ca\ 57\ Mg\ 5}$	1,23	1,21

По составу вмещающих пород и процентному содержанию брома в рассолах зона весьма затрудненного водообмена Ангаро-Ленского артезианского бассейна может быть разделена на две подзоны. Верхняя подзона включает соленосно-карбонатную толщу усольской свиты нижнего кембрия с трещинными коллекторами; глубина залегания от 800—1000 до 1800—2200 м с величиной $\frac{Br \cdot 10^{-2}}{\Sigma\ солей} = 0{,}1—1{,}5\%$. К нижней подзоне относятся подсолевые песчано-глинистые отложения нижнего кембрия и верхнего протерозоя с гранулярными коллекторами. Для рассолов этой подзоны характерна несколько меньшая, чем в верхней подзоне, степень минерализации, но более высокое процентное содержание брома (от 1 до 2%).

В тесной связи с вертикальной гидродинамической зональностью находится гидрогеохимический разрез осадочной толщи Сибирской платформы. Уже давно подмечено, что с ухудшением условий водообмена здесь изменяется состав подземных вод и увеличивается минерализация (Зайцев и др., 1956; Толстихин, 1957; Ткачук и Пиннекер, 1959; Ильина и др., 1962; Пиннекер, 1962б; Басков, Зайцев, 1961). В вертикальном разрезе Сибирской платформы сверху вниз может быть выделено несколько гидрогеохимических зон (рис. 61):

а) гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-магниевые пресные воды с кислородно- или углекисло-азотными газами;

б) гидрокарбонатные натриевые слабо минерализованные воды (0,2—0,7 г/л) с азотными или азотно-метановыми газами;

в) сульфатные кальциевые солоноватые воды (1—5 г/л) кислородно- или углекисло-азотного состава;

г) хлоридные натриевые соленые воды и рассолы слабой минерализации (до 150 г/л) преимущественно азотного газового состава;

д) хлоридные натриевые, кальциево-натриевые и кальциевые от крепких до предельно насыщенных рассолы (минерализация 150—

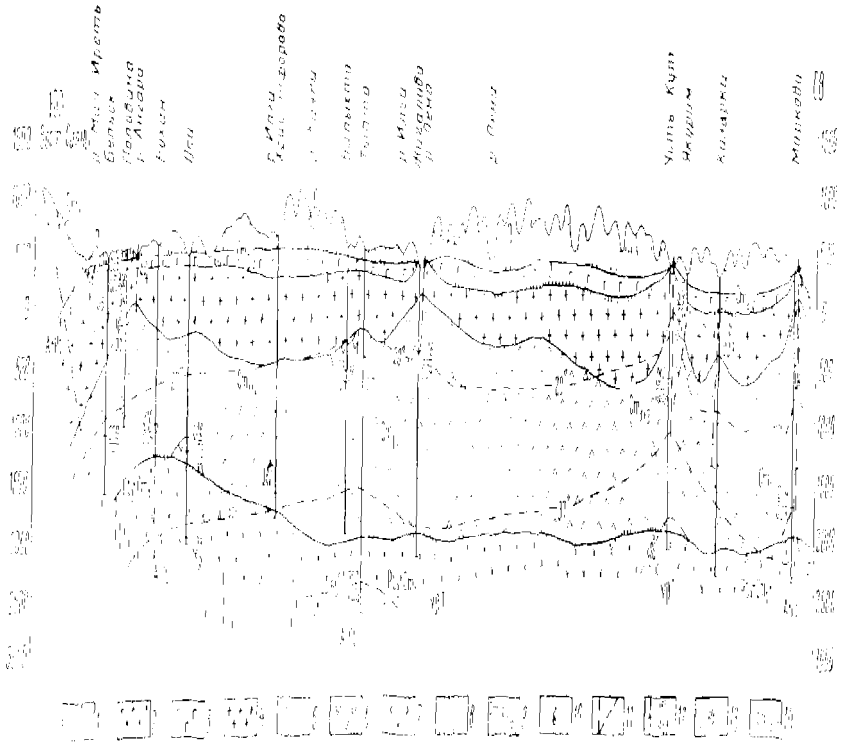


Рис 61 Гидрогеохимический разрез Ангаро-Ленского артезианского бассейна Составил Г В Пиннекер, 1964 г

1 – гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-магниевые пресные воды с кислородом или углекислыми азотными газами, *2* – гидрокарбонатные натриевые низкоминерализованные воды (0,2–0,7 г/л) с азотными или азотно-метановыми газами, *3* – сульфатные кальциевые солоноватые (минерализация 1–3 г/л) воды кислородно-азотного состава, *4* – хлоридные натриевые солоноватые воды и слабые рассолы (минерализация до 150 г/л) преимущественно азотного, реже кислородно-азотного газового состава, *5* – хлоридные натриевые, натриево-кальциевые и кальциевые крепкие и весьма крепкие (минерализация 150–300 г/л) рассолы с азотно-метановыми и метановыми газами, *6* – вмещающие участки хлоридных кальциевых чрезвычайно насыщенных (минерализация свыше 300 г/л) рассолов метаново-азотного углеводородного газового состава, *7* – хлоридные, главным образом кальциевые или натриево-кальциевые весьма крепкие рассолы (минерализация от 270–350 до 500 г/л) с метаново-азотными или азотно-метановыми газами, *8* – преимущественно водоносные породы кристаллического фундамента, *9* – границы водоносных формаций, *10* – области разгрузки рассолов *11* – установленные рассолопроводящие разломы *12* – интервал водоносного горизонта открытого скважиной (цифры в числителе – минерализация воды г/л, в знаменателе – процентное содержание брома от суммы солей), *13* – изотермы (цифра – температура °С), *14* – границы стратиграфических толщ

600 *г/л*) с метаново-азотными, азотно-метановыми или метаново-азотно-сероводородными газами;

е) хлоридные главным образом кальциевые и натриево-кальциевые рассолы повышенной крепости (от 290—350 до 500 *г/л*) существенно метаново-азотного или азотно-метанового газового состава.

С глубиной и погружением водоносных горизонтов минерализация вод увеличивается, но имеются в разрезе такие толщи, в которых эта закономерность нарушается, т. е. происходит некоторая инверсия. Так, пресные воды, помимо области питания, местами встречаются под более минерализованными (например, во впадинах, выполненных юрскими отложениями). Рассолы с максимальной концентрацией солей (500—600 *г/л*) находятся в соленосной толще, а в нижележащих терригенных отложениях минерализация рассолов значительно меньше. Увеличение минерализации вод с погружением водоносных горизонтов сопровождается возрастанием процентного содержания брома и усилением метаморфизации подземных вод. Рассолы одного и того же водоносного горизонта, за редким исключением, оказываются более концентрированными в крупных тектонических депрессиях, в то время как на положительных структурах крепость их не столь высокая.

Большое влияние на минерализацию и состав рассолов оказывают и коллекторские свойства пород. В местах, где рассолоносные горизонты имеют повышенную производительность, рассолы обладают относительно повышенной минерализацией и содержат много хлоридов натрия. Минерализация рассолов слабо дебитных горизонтов, как правило, увеличивается быстрее и в составе возрастает содержание хлоридов кальция. Отмеченная закономерность хорошо прослеживается в парфеновском горизонте.

Аномалии вертикального гидрогеохимического разреза обусловлены локальными гидрогеологическими особенностями той или иной части территории (наличием тектонических разломов, структурным положением, присутствием растворимых пород, влиянием условий закрытости, различием в водопроницаемости пород и т. д.). Пока эти аномалии очень слабо изучены.

Формирование химического состава подземных вод. Процессы выщелачивания наложили существенный отпечаток на состав подземных вод самой разнообразной минерализации. В результате растворяющей деятельности подземных вод на юге Сибирской платформы широкое распространение получил карбонатный, сульфатный и, пока слабо изученный, соляной карст. Состав подземных вод хорошо отражает состав вмещающих пород: в карбонатной толще нижнего кембрия в зоне свободного водообмена присутствуют главным образом гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды, с гипсоносными отложениями ассоциируют сульфатные кальциевые воды, а при наличии пластов каменной соли уже на небольших глубинах появляются хлоридные натриевые воды и рассолы. Влияние других процессов почти всегда отступает на второй план. Лишь в особых условиях они приобретают роль ведущего процесса.

Вблизи областей питания подземные воды по составу чрезвычайно сходны с атмосферными осадками, что является хорошим доказательством их инфильтрационного происхождения. Обычно эти воды имеют смешанный катионный и анионный состав.

Пресные воды различных стратиграфических толщ по преобладающему составу солей являются гидрокарбонатными магниево-кальциевыми. Особенно много магния (от 12—18 до 43—56%-*экв*) содержат подземные воды доломитов нижнего кембрия. В горном обрамлении Сибирской платформы, где отсутствуют в разрезе карбонатные отложения,

магний не отмечен в таких количествах. Породы нижнего кембрия почти нацело состоят из магнезиальных разностей — доломитов. Широкое площадное развитие доломитов явилось главной предпосылкой формирования пресных подземных вод с повышенным содержанием магния («Подземные воды Иркутского угленосного бассейна», 1961). Наличие магния в подземных водах четвертичных, неогеновых, юрских, пермокарбоновых, ордовикских и верхне-среднекембрийских отложений также определяется составом водовмещающих пород, растворимая часть которых на 20—30% состоит из соединений магния. В местах, где эти породы подстилаются карбонатной толщей нижнего кембрия, привнос магния, вероятно, происходит также за счет частичной разгрузки и смешения с напорными водами нижнекембрийских отложений. Нельзя исключать и влияние катионного обмена в образовании обогащенных магнием вод, так как поглощенный комплекс пород на глубинах до 200—300 *м* представлен главным образом кальцием (40—65%) и магнием (15—35%); количество натрия редко достигает 10—20% (Пиннекер, 1965).

До сих пор неясна причина образования пресных гидрокарбонатных натриевых вод в юрских мульдах на юге Иркутской области. Приуроченность их к закрытым и изолированным структурам, наличие в составе растворенных газов метана и сероводорода, а также понижение минерализации по сравнению с вышележащими водами указывают на сложные условия формирования этого типа подземных вод. Очевидно, состав водовмещающих пород и здесь сыграл далеко не последнюю роль. Так, по исследованиям В. И. Копорулина (1962), юрские породы в местах развития гидрокарбонатных натриевых вод характеризуются своеобразными эпигенетическими новообразованиями, выражающимися в появлении натриевого монтмориллонита.

Влияние легкорастворимых пород хорошо проявилось в широком распространении на небольших глубинах солоноватых сульфатных кальциевых вод. Наибольшую минерализацию (до 4—5 *г/л*), которая отвечает пределу растворимости сульфата кальция, они имеют в гипсоносных толщах ангарской и верхоленской свит. Терригенные отложения ордовика, силура и девона содержат сульфатные кальциевые воды преимущественно на глубинах более 200—300 *м*; вероятно, их появление связано с замедленным водообменом и характеризует начальную стадию формирования химического состава минерализованных вод в несоленосных отложениях. Часто встречаются эти воды в угленосных отложениях пермо-карбона и юры, особенно в нижних горизонтах последних. В этом случае сульфаты кальция образуются в результате разложения и последующего выщелачивания пирита, многочисленные вкрапления которого наблюдаются в угленосных породах (Пиннекер, 1958а)

В местах, где отсутствуют гипсы и ангидриты, сульфатные кальциевые воды несут черты смешения с подземными водами выше- или нижележащих водоносных горизонтов. При разбавлении подземными водами, проникающими сверху, они имеют минерализацию 1—1,5 *г/л*, в их составе заметиую роль играют гидрокарбонаты. Подток глубинных вод вызывает увеличение минерализации (свыше 3 *г/л*) за счет привноса хлоридов натрия. Определенную роль играет и катионный обмен, в результате чего появляются воды сульфатного натриевого состава (бассейны рек Илима, Куды и т. д.). Такие воды появляются в породах неогена, юры и ордовика, когда среди них имеются глинистые разности с высокой емкостью поглощения.

Соленые воды хлоридного натриевого состава в областях питания Ангаро-Ленского артезианского бассейна и в местах неглубокого залегания во внутреннем его поле представляют начальный этап формиро-

вания рассолов. По мере внедрения инфильтрационных вод минерализация соленых вод постепенно повышается вследствие выщелачивания хлоридов натрия и сульфатов кальция, из верхних горизонтов привносятся гидрокарбонаты кальция и магния. С удалением от областей питания и увеличением глубины залегания нарастает концентрация хлоридов натрия.

Широкое распространение соленые воды имеют в очагах разгрузки рассолов. Здесь формирование состава соленых вод связано не только с выщелачиванием, но и с процессом смешения, в результате которых (см. рис. 61) эти воды наряду с хлоридами натрия содержат сульфаты, гидрокарбонаты, кальций и магний. О смешении свидетельствует также состав растворенных газов, среди которых присутствуют газы воздушного происхождения и глубинной обстановки. Газы воздушного происхождения, если судить по содержанию биогенного азота, всегда преобладают. Возраст соленых вод хлоридного натриевого состава, определенный гелиево-аргоновым методом, очень редко превышает 1 млн. лет.

В формировании соленых вод, помимо выщелачивания и смешения, участвуют и другие процессы (сульфатредукция, катионный обмен, гидратация при переходе в гипс и т. д.), но они имеют второстепенное значение. По величинам коэффициентов $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}} = 0{,}9—1{,}0$ и $\frac{\mathrm{Cl}}{\mathrm{Br}} > 300$ соленые воды относятся к водам выщелачивания.

На формирование солевого состава хлоридных натриевых рассолов влияет присутствие в геологическом разрезе мощных пластов каменной соли. Хлоридные натриевые рассолы образовались за счет выщелачивания и растворения инфильтрационными водами соленосных пород и пластов каменной соли, что подтверждается идентичностью состава каменной соли и состава хлоридных натриевых рассолов. Большая мощность и широкое распространение галогенных толщ по площади — таковы основные предпосылки появления хлоридных натриевых рассолов в недрах Ангаро-Ленского артезианского бассейна.

Природные хлоридные натриевые рассолы обнаруживают полное сходство состава с искусственными рассолами, которые добывают в скважинах методом «гидровруба» (путем выщелачивания пресной водой пластов каменной соли). По возрасту искусственные рассолы являются наиболее молодыми подземными водами. По данным В. В. Куренного, в Малой Ерме при опытном выщелачивании продолжительность цикла взаимодействия нагнетаемой в скважину воды с каменной солью составляла всего 0,5—2 часа. Искусственные рассолы в Малой Ерме обладают более высокой минерализацией, чем природные рассолы того же интервала (табл. 49); в значительных количествах отмечается калий. При увеличении продолжительности выщелачивания искусственные рассолы достигают минерализации, отвечающей максимальной растворимости хлористого натрия в воде (например, в Усолье-Сибирском).

На инфильтрационное происхождение хлоридных натриевых рассолов указывают особенности их солевого, газового, микробиологического и изотопного состава, а также присущая им гидродинамическая обстановка. Инфильтрация, судя по возрасту рассолов (от 0,2—0,4 до 5—6 млн. лет), определенному гелиево-аргоновым методам, относится к недавнему времени.

В глубоких горизонтах рассолы насыщены хлористым натрием до предела возможной его растворимости, но по мере подъема к поверхности, особенно в зонах тектонических разломов и на участках антиклинальных структур, разбавляются менее минерализованными водами. Отношение $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$, за очень редким исключением, превышает 0,87, а $\frac{\mathrm{Cl}}{\mathrm{Br}}$

Таблица 49

Химический состав природных и искусственных рассолов хлоридного натриевого состава

Место и глубина отбора	Минерализация *г/л*	Формула солевого состава	K *г/л*	Br *г/л*	Исследователь
Природные рассолы					
Скважина 3 в Мал E_1 ме (830—837 *м*)	194	$\frac{Cl\ 97}{Na\ 94}$	2,55	0,08	Е В Пиннекер, 1961 г
Марковская скважина 1 (1900—2164 *м*)	274	$\frac{Cl\ 97}{Na\ 94}$	0,465	0,084	Л К Овченков, 1962 г
Тыптинская скважина 1 (935—948 *м*)	309	$\frac{Cl\ 98}{Na\ 98}$	0,30	0,11	Е В Пиннекер, 1961 г
Скважина 3 Троицкого сользавода (203 *м*)	322	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 95}$	2,816	0,217	Н Н Шуранова, 1962 г.
Искусственные рассолы					
Скважина 3 в Мал Ерме (830—837 *м*)	236	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 95}$	3,2	0,35	В В Куренной, 1961 г
Рассолопромысел (1350—1375 *м*)	314	$\frac{Cl\ 98}{Na\ 99}$	0,142	0,257	Е В Пиннекер, 1963 г
Скважина Усольского сользавода (700—1400 *м*)	311	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 99}$	0,157	0,169	То же

обычно больше 300 Многие компоненты, особенно щелочи и щелочные земли, накапливаются в рассолах пропорционально их содержанию в каменной соли Для калия и стронция такая закономерность прослеживается совершенно отчетливо При достижении минерализации 150 *г/л*, отвечающей выпадению из раствора гипса, рассолы лишаются сульфатов Удалению сульфатов способствуют процессы сульфатредукции Остающийся при этом кальций, накопление которого вместе с магнием может происходить и при реакции катионного обмена, вступает в соединение с хлором В результате накапливаются хлориды щелочных земель

Крепкие рассолы (150—320 *г/л*) хлоридного кальциево натриевого состава подверглись метаморфизации Метаморфизация хлоридных натриевых рассолов, выражающаяся в обогащении хлоридами щелочных земель, подчиняется определенной закономерности Если исключить соленые воды и слабые рассолы, обнаруженные в местах разгрузки хлоридных кальциевых рассолов глубоких горизонтов (например, в дер Рождественке), то хорошо устанавливается нарастание щелочных земель в рассолах по мере увеличения минерализации и степени гидрогеологической закрытости В крепких рассолах при минерализации 180—250 *г/л* и глубинах залегания выше 800—1000 *м* сумма $CaCl_2$ и $MgCl_2$ возрастает до 10—15%, а в некоторых случаях превышает 25% (скважины Половининская 1 и Еловская 1), в результате чего отношение $\frac{rNa}{rCl}$ становится меньше 0,87 При минерализации 290—350 *г/л* содержание щелочных земель достигает 50%-*экв* (рис 62) Наряду с хлори-

дами кальция и магния в рассолах по мере метаморфизации увеличивается содержание и других солей с более высокой растворимостью, чем хлориды натрия (хлориды калия и стронция, бромиды и т. д.). Отношение $\frac{Cl}{Br}$ становится меньше 300.

Состав газов, растворенных в слабых и крепких рассолах, достаточно разнообразен, однако в большинстве отобранных проб обнаружены газы воздушного и глубинного происхождения, смешанные в различных пропорциях. С увеличением содержания хлоридов щелочных земель возрастает количество газов глубинного происхождения (метана, водорода и т. д.).

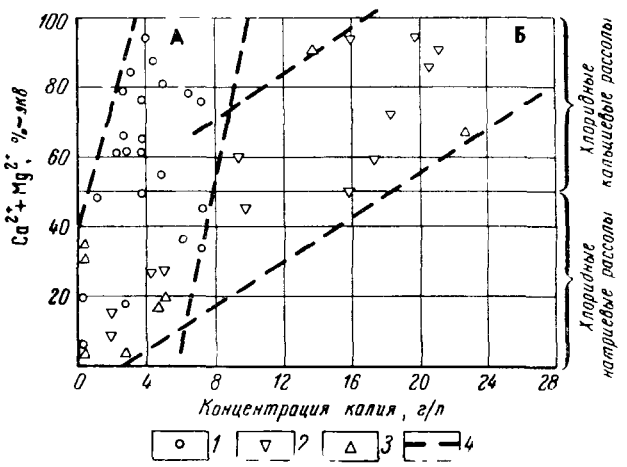


Рис 62 Зависимость концентрации калия от процентного содержания щелочных земель в рассолах (по данным Е. В Пиннекера, 1964 г)

Рассолы *1* — терригенной толщи, *2* — соленосной толщи, *3* — карбонатно соленосной толщи, *4* — линии граничных значений *А* — для рассолов несолевых отложений, *Б* — для рассолов соленосных отложений

Появление сероводорода в хлоридных натриевых рассолах обязано восстановлению сульфатов. Сероводородная зараженность соленых вод и рассолов сопровождается присутствием тех или иных количеств сульфатредуцирующих бактерий. Смешанные рассолы родников содержат больше бактерий, чем более концентрированные рассолы, вскрытые в глубоких горизонтах скважинами. В очагах разгрузки, где происходит разбавление рассолов менее минерализованными водами, сульфатредуцирующие бактерии, по-видимому, активизируют свою деятельность. Наоборот, в глубоких горизонтах высокая минерализация и присутствие хлоридов кальция подавляют деятельность этих бактерий. Практически можно считать, что при минерализации свыше 200—250 *г/л* они находятся в угнетенном состоянии. В хлоридных натриевых рассолах более высокой минерализации сероводород отсутствует. Он появляется только в предельно насыщенных рассолах, где его значительные концентрации обязаны, по-видимому, неорганическим процессам (Пиннекер, 1965). В Ангаро-Ленском артезианском бассейне образование сероводорода происходит интенсивнее всего в рассолах с высокой подвижностью (зоны разломов, горизонты с хорошими коллекторскими свойствами и т. п.). Сероводород появляется в результате разбавления или в начальной стадии выщелачивания, когда хлоридные натриевые рассолы далеки от насыщения хлористым натрием и содержат в достаточном количестве

сульфаты, а также органические восстановители (например, в виде метана). Следовательно, присутствие сульфатов, сульфатредуцирующих бактерий и сероводорода в хлоридных натриевых рассолах может быть косвенным признаком наличия водообмена и сравнительно молодого возраста рассолов.

Рост минерализации состава рассолов происходит не только сверху вниз, но и по пласту — от областей питания в сторону центральных частей Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Вблизи областей питания (Большая Разводная, Еловка, Бельск) хлоридные натриевые рассолы отмечены во всех рассолоносных горизонтах, а мощность зоны хлоридных натриевых рассолов превышает 1600 *м*. Здесь же находятся основные зоны создания напоров, формирующиеся при внедрении инфильтрационных вод. По мере удаления от областей питания скорости движения замедляются, а хлоридные натриевые рассолы переходят в хлоридные кальциевые. Такая смена состава рассолов отчетливо видна на участках Еловка — Усолье и Тулун — Ермаки.

Следовательно, хлоридные натриевые рассолы представляют в той или иной степени измененные инфильтрационные воды. С увеличением времени нахождения под землей они теряют облик типичных вод выщелачивания. Это находит выражение в изменении состава рассолов — повышается содержание хлоридов щелочных земель, калия, бромидов и т. п., в результате сульфатредукции исчезают сульфаты, среди растворенных газов возрастает доля газов глубинного происхождения и накапливается гелий. Метаморфизация является следствием увеличения степени гидрогеологической закрытости и более затрудненного водообмена. Важно отметить, что изменения в составе рассолов имеют направленный характер и происходят постепенно по мере возрастания минерализации. Когда концентрация солей становится выше 240 *г/л* и особенно при достижении предельной растворимости хлористого натрия (290—350 *г/л*), процессы выщелачивания и растворения перестают быть доминирующими в формировании химического состава. На первый план выдвигаются сложные процессы глубокой метаморфизации ионно-солевого комплекса рассолов, а хлориды натрия, как соль, менее растворимая, уступают место хлоридам кальция, отчасти магния и калия.

Сильно метаморфизованные рассолы имеют хлоридный кальциевый или натриево-кальциевый состав. На современной стадии развития гидрогеологической науки относительно генезиса хлоридных кальциевых рассолов еще нет однозначного мнения. Этот сложный вопрос вызывает споры и дискуссии.

В зависимости от того, что принимается за первоисточник собственно подземных вод, различают три группы гипотез формирования состава хлоридных кальциевых рассолов: 1) магматогенную («ювенильных» вод), 2) седиментационную («захороненных» или «погребенных» вод) и 3) инфильтрационную («древних» или «современных» инфильтрационных вод). В нашу задачу не входит разбор перечисленных гипотез. Укажем только, что магматогенное происхождение хлоридных кальциевых рассолов Сибирской платформы представляется наименее вероятным, так как магматическая деятельность на Сибирской платформе была ограничена во времени. Две последние группы гипотез, как отмечается в книге «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» (1961), связывают происхождение хлоридных кальциевых рассолов с развитыми в недрах Сибирской платформы мощными галогенными формациями, хотя подход к объяснению генезиса рассолов у их сторонников диаметрально противоположный.

Большинство сторонников седиментационного происхождения (Зайцев, 1956, 1958, 1961; Валяшко, 1963; Ильина и др., 1962) считают хло-

ридные кальциевые рассолы Сибирской платформы погребенной метаморфизованной рапой, образовавшейся при накоплении соленосной толщи и отжатой в различные части геологического разреза, при этом появление кальция объясняется как результат катионного обмена его на магний в сконцентрированных водах морского происхождения. Несколько иных взглядов придерживаются Е. В. Посохов (1962) и М. С. Гуревич (1964). По мнению Е. В. Посохова, хлоридные кальциевые рассолы представляют реликты «хлоркальциевых» морей, которые существовали в палеозое, а М. С. Гуревич относит их к производным морской воды в условиях пересыщения $CaCO_3$ и дефицита углекислоты, следствием чего и являются высокие концентрации $CaCl_2$. Общим для этой группы гипотез служит то, что ее сторонники считают ресурсы хлоридных кальциевых рассолов невозобновляемыми и сингенетичными с вмещающими породами.

С позиции седиментационного происхождения объясняются многие особенности хлоридных кальциевых рассолов Сибирской платформы (инверсия в гидрогеохимической зональности, повышенные содержания брома и т. д.). На большую роль вод морского генезиса указывают также коэффициенты пропорциональности (Виноградов, 1948) — хлорбромный, кальциево-стронциевый и натриево-хлорный ($\frac{Cl}{Br}<300$, $\frac{Ca}{Sr}\sim 33$ и $\frac{rNa}{rCl}<0{,}8$), которые в хлоридных кальциевых рассолах Сибирской платформы и морской воде близки. Морское происхождение исключает возобновляемость ресурсов хлоридных кальциевых рассолов, что противоречит приведенным выше данным по гидродинамике и палеогидрогеологии. Не объясняет эта группа гипотез и закономерности накопления в рассолах некоторых компонентов (особенно щелочей и брома).

Сторонники древнеинфильтрационного происхождения считают хлоридные кальциевые рассолы Сибирской платформы продуктом длительной и сложной метаморфизации рассолов хлоридного натриевого состава, образовавшихся при выщелачивании каменной соли и вытеснивших воды седиментации. Такой взгляд базируется на общеизвестном высказывании В. А. Сулина (1948), что хлоридные кальциевые рассолы представляют конечный результат метаморфизации и концентрирования подземных вод. Его поддерживают В. А. Кротова (1962), Е. В. Пиннекер (1965), отчасти А. А. Карцев, В. Г. Ткачук и др. Будучи продуктом литификации в процессе метаморфизации рассолов и их концентрирования, рассматриваемые рассолы одновременно несут в своем составе некоторые черты седиментационных, а может быть, и магматогенных вод, участие которых в формировании состава хлоридных кальциевых рассолов отрицать нельзя.

В пользу древнеинфильтрационного генезиса основной массы ресурсов хлоридных кальциевых рассолов Сибирской платформы говорят многие факты. Помимо закономерностей общегидрогеологического характера (данные по истории подземных вод, гидродинамике и гидрогеотермии), с этой гипотезой согласуются закономерности обогащения рассолов макро- и микрокомпонентами. Так, выше было показано, что с увеличением степени гидрогеологической закрытости хлоридные натриевые рассолы постепенно обогащаются хлоридами кальция; то же наблюдается при возрастании минерализации, причем между хлоридными натриевыми и хлоридными кальциевыми рассолами, которые тесно связаны пространственно, есть взаимопереходы. Хлоридные кальциевые рассолы по возрасту хорошо отличаются от хлоридных натриевых рассолов и являются более древними (рис. 63).

Древнеинфильтрационное происхождение хлоридных кальциевых рассолов подтверждается при рассмотрении процессов метаморфизации

и концентрирования. Метаморфизация, выражающаяся в накоплении в рассолах хлоридов кальция, обязана катионному обмену. Экспериментальные исследования показывают, что в недрах Сибирской платформы имеются все предпосылки для обмена кальция породы на натрий раствора. Емкость поглощенного комплекса вмещающих рассолы пород сравнительно высокая (10—80 *мг-экв* на 100 *г*). В составе поглощенных катионов доминирует кальций (85%), натрия и магния значительно меньше. Обязательной для протекания катионного обмена является подвижность рассолов. Сдвиг адсорбционного равновесия в сторону нако-

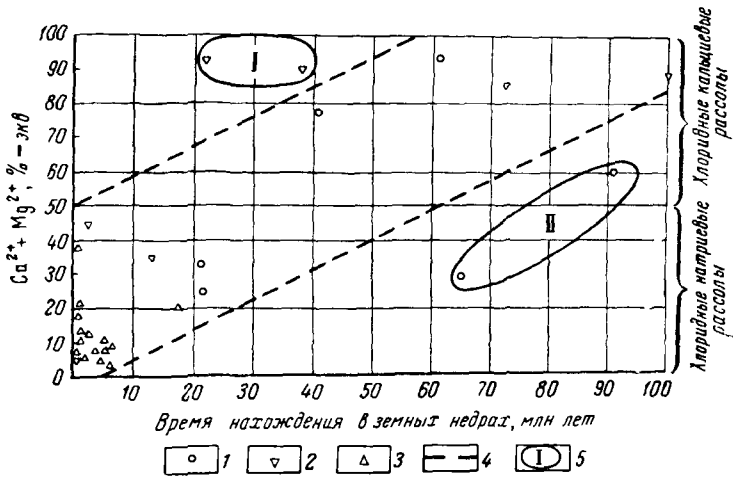


Рис 63. Зависимость возраста рассолов, определенного гелиево-аргоновым методом, от содержания в них хлоридов щелочных земель (по данным Е В. Пиннекера, 1964 г)

Рассолы *1* — терригенной толщи, *2* — соленосной толщи, *3* — соленосно карбонатной толщи, *4* — линия граничных значений, *5* — аномалии, I — предельно насыщенные рассолы с высоким содержанием сероводорода, II — рассолы, залегающие вблизи кристаллического фундамента

пления солей кальция облегчается выпадением из раствора NaCl, когда в солевой системе эта соль достигает предельной растворимости. Даже при низкой активности катионного обмена в условиях больших глубин и восстановительной обстановки процесс сохраняет направленный характер. Кроме кальция, в раствор при обменных реакциях переходят и другие катионы, обладающие большей энергией поглощения, чем натрий.

Причиной концентрирования является главным образом выщелачивание, а также другие процессы мобилизации солей из пород. Катионный обмен подчиняется закону действующих масс и происходит в эквивалентных количествах, поэтому без выщелачивания невозможно накопление солей в рассолах. На интенсивность вымывания солей из пород концентрированными рассолами одни факторы (затрудненный водообмен, слабая жизнедеятельность микроорганизмов и т. д.) влияют отрицательно, другие (повышенная температура, наличие органических веществ, присутствие растворенной углекислоты и т. д.) — положительно.

Для выяснения возможности обогащения рассолов путем выщелачивания хлоридами щелочных земель были поставлены лабораторные опыты (А. И. Крутикова). При длительном взаимодействии пород рассолоносных горизонтов с насыщенным раствором химически чистого NaCl в раствор переходят сульфаты кальция и отчасти магния. В природной обстановке благодаря сульфатредукции рассолы быстро лишаются сульфатов, остающиеся щелочные земли вступают в соединение с хлором. В итоге раствор обогащается главным образом хлоридами кальция, на-

копление которого вследствие высокой растворимости происходит длительное время. Появление хлоридов кальция возможно также путем непосредственного выщелачивания — каменная соль, вмещающая хлоридные кальциевые рассолы, содержат 1—3%, а местами 6—7% $CaCl_2$. В водных вытяжках глинистых и карбонатных пород количество $CaCl_2$ достигает 25—80% (табл. 50).

Таблица 50

Химический состав водных вытяжек пород
(по данным анализов лабораторий ВСНГ и ИЗК)

Скважина	Наименование породы	Глубина отбора, м	%-экв						
			Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$
Балыхтинская 4	Каменная соль	1173	98,28	0,2	1,58	98,07	1,83	0,10	1,0
Осинская 3	»	1160	99,70	0,22	0,08	99,88	0,04	0,08	0,99
»	Доломит	916	12,1	16,7	71,3	88,2	9,3	2,5	0,14
»	»	1913	62,6	28,2	9,2	93,4	2,4	4,2	0,67
»	Глинистый песчаник	2299	36,1	7,5	56,4	68,3	30,2	1,5	0,52
Азейская 1	Алевролит	2634	38,92	5,63	55,46	81,73	12,49	5,78	0,35
»	Глинистый песчаник	2691	47,36	12,59	40,35	80,78	12,79	6,43	0,47
Тыретская 6	Ангидрито-доломит	1711	0,92	26,47	72,61	4,59	80,69	14,72	0,20
Южно-Радуйская 1	»	2026	22,15	16,52	61,33	31,00	60,57	8,43	0,42
То же, 2	Доломит	2127	66,29	11,48	22,23	81,74	15,81	2,45	0,79
Скважина 3 в Малой Ерме	»	836	20,93	26,47	52,60	63,35	23,23	13,42	0,32
Христофоровская 1	Опесчаненный доломит	1533	64,99	11,88	23,13	67,18	27,04	5,78	0,96
Парфеновская 4	Засоленный доломит	1774	67,19	5,96	26,85	61,75	33,52	4,72	1,08
Марковская 1	Глинистый доломит	1950	18,99	18,07	62,94	43,83	52,85	3,32	0,26

На большую роль процессов выщелачивания указывает удивительное сходство микрокомпонентного состава хлоридных кальциевых рассолов с составом вмещающих пород. Рассолы содержат в повышенных количествах как раз те компоненты, высокие концентрации которых обнаруживаются в породах. Например, калия гораздо больше в рассолах соленосных и соленосно-карбонатных пород, чем в рассолах, приуроченных к терригенным образованиям (см. рис. 62). Интересны закономерности накопления галогенов. Высокая бромоносность рассолов находит наиболее удовлетворительное объяснение, если считать источником брома вмещающие породы (хотя целиком отрицать седиментационное происхождение нельзя). Выщелачивание брома происходит главным образом из каменной соли, где он содержится в количествах 0,001—0,04%; и протекает одновременно с обогащением рассолов щелочными землями. Йод и фтор в породах содержатся в небольших количествах, поэтому их мало и в рассолах.

Но инфильтрационная группа гипотез формирования состава хлоридных кальциевых рассолов также имеет некоторые минусы и не объясняет все аспекты такой сложной проблемы, какой является генезис рассматриваемых рассолов. В дальнейшем эта проблема нуждается в настоятельном изучении, накоплении нового фактического материала и глубокой его проработке.

Глава 9

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Сведения по режиму подземных вод Иркутской области получены за последние годы в основном в результате работ Иркутской гидрогеологической станции. В целом режим подземных вод территории изучен недостаточно и может быть охарактеризован лишь в общих чертах.

Естественный режим

В основу районирования Иркутской области (рис. 64) по типам естественного режима подземных вод положены имеющиеся сведения об основных режимообразующих факторах в соответствии с принципами, разработанными в институте ВСЕГИНГЕО для грунтовых вод (Коноплянцев, 1959; Коноплянцев и др., 1963), которые распространены нами также на межпластовые воды и в некоторой степени на напорные воды зоны активного водообмена (табл. 51).

Таблица 51

Районирование Иркутской области по режиму подземных вод

Провинция	Область	Характеристика режимообразующих факторов				
		Характер распространения многолетней мерзлоты	Максимальная мощность многолетней мерзлоты, *м*	Осадки, *мм*	Сток, *л/сек* с 1 *км²*	Коэффициент увлажнения*
Сезонного питания	Присаянская	Островная	25—50	400—700	5—10	1,0—1,5
	Прибайкальская	„	25—50	350—700	5—25	1,0—1,5
	Ангарская	Редкие острова	10	250—500	Менее 2,5—5	0,7—1,0
	Непско-Ленская	Островная	25—40	250—500	Менее 2,5—10	0,7—1,0
	Балаганско-Осинская	Очень редкие острова	10	250—350	Менее 2,5	0,6—0,7
	Тажеранско-Ольхонская	Редкие острова	15	Менее 200	Менее 2,5	Менее 0,6
Кратковременного питания	Восточно-Саянская	Массивы и сплошное распространение	100—300	500—1000	5—25	1,5—2,0 и более
	Витимо-Патомская	То же	100—200	300—1000	5—25	0,8—2,0
	Тунгусская	Таликовая	50—100	300—400	Менее 2,5—5	0,8—1,0
	Якутская	„	50—80	300—400	2,5—10	0,8—1,0

* Коэффициент по И. Н. Иванову, вычисленный Н. С. Брекеном применительно к условиям Иркутской области и представляющий отношение осадков за июнь, июль, август к испаряемости за тот же период.

В Иркутской области могут быть выделены два типа (провинции) режима подземных вод — сезонного и кратковременного питания. Платформенной части соответствует класс режима дренированных областей, горноскладчатому обрамлению — сильно дренированных. В пределах площади развития каждого класса режима выделяются области (на-

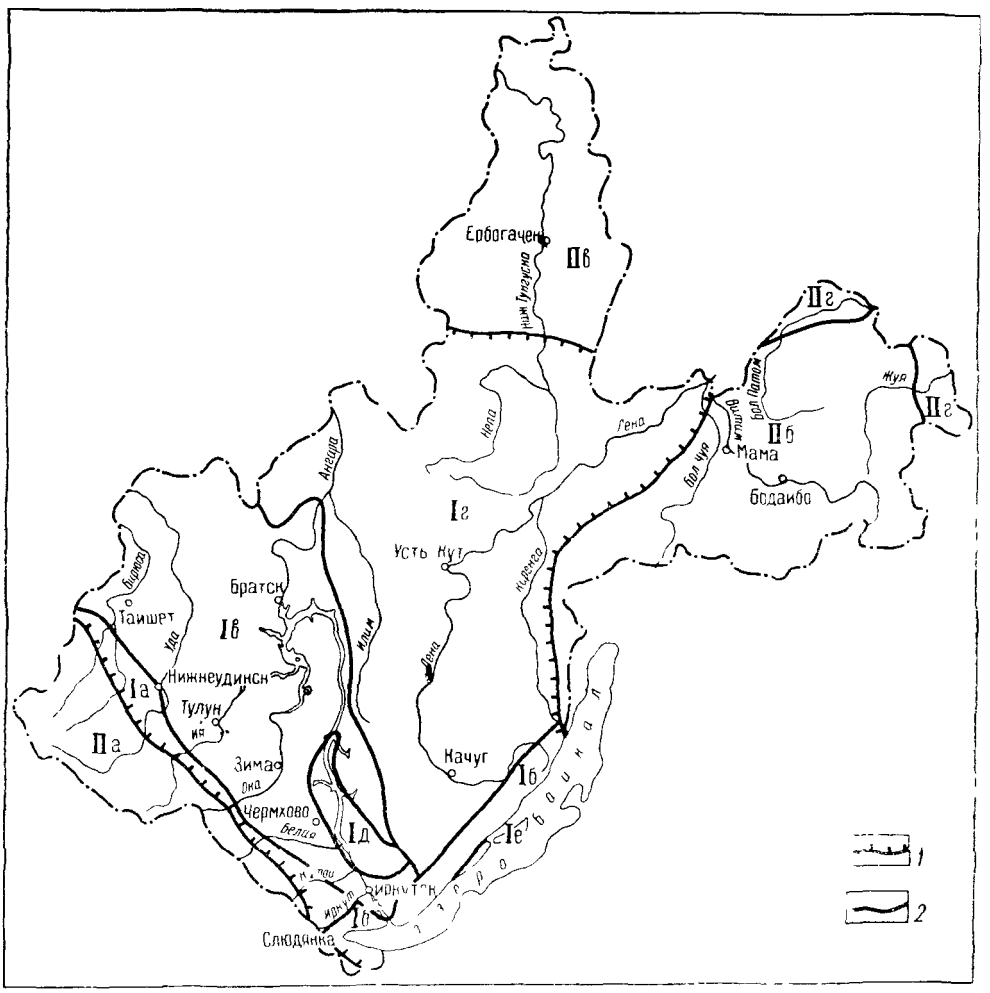


Рис 64. Районирование Иркутской области по режиму подземных вод. Составил В. А. Малий, 1965 г.

1 — граница провинций; *2* — граница областей. Провинция режима сезонного питания; области: Iа — Присаянская; Iб — Прибайкальская, Iв — Ангарская, Iг — Непско-Ленская, Iд — Балаганско-Осинская, Iе — Тажеранско-Ольхонская; провинция режима кратковременного питания; области: IIа — Восточно-Саянская, IIб — Витимо-Патомская, IIв — Туигусская, IIг — Якутская

пример, Восточно-Саянская и Витимо-Патомская), что диктуется их территориальной разобщенностью и различиями в геологическом строении, климатических условиях и др.

Провинция режима сезонного питания подземных вод включает в себя большую часть Иркутской области, за исключением Восточного Саяна и северных районов. Для этой провинции характерно наличие грунтовых вод в жидкой фазе в течение всего года, но питание их происходит преимущественно в теплый период. Наиболее благоприятные условия для питания подземных вод весной, непосредственно после сне-

готаяния, когда запасы влаги в зоне аэрации достаточно велики, и в конце лета, когда выпадающие осадки значительно превышают испарение. Соответственно этому выделяются два периода максимальных уровней грунтовых и неглубоких межпластовых вод — весенний (май, в северных районах — июнь) и летне-осенний (июль — сентябрь). В первой половине лета (июнь, иногда июль) испарение обычно больше выпадающих осадков и инфильтрация отсутствует или невелика.

В разные годы и на разных участках в большей степени проявляется либо весенний, либо летне-осенний пик. Иногда они сливаются

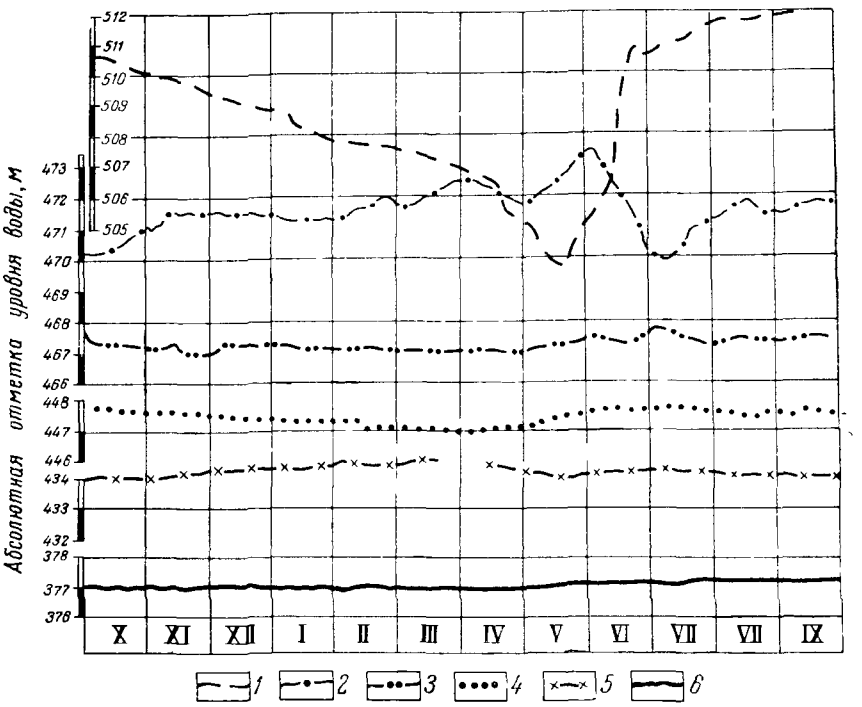


Рис. 65 Типичные графики уровня подземных вод провинции сезоиного питания Составил В А Малий, 1964 г

1 - скважина на Слюдянском месторожденни флогопита (Прибайкальская область), 1959—1960 гг, скважины в районе пос Ухтуй (Ангарская область), 1963—1964 гг, *2* — междуречный вид; *3* — склоиовый вид, *4* — террасовый внд режима, колодец и скважина в Балаганско-Осинской области *5* — колодец в дер Талькин, 1963—1964 гг, *6* — скважнна вблизи совхоза «Первомайскнй», 1962—1963 гг

между собой, особенно в северной части Иркутской области. Весенний подъем уровней начинается в южных районах в середине — конце апреля, в северных и предгорных районах — в конце мая — начале июня. Зимнее понижение уровня происходит с октября до апреля — мая.

В условиях неглубокого (3—4 *м*) залегания грунтовых вод в ряде случаев наблюдается повышение уровня зимой, что связано с появлением напора за счет давления воздуха, защемленного между уровнем воды и увеличивающимся слоем сезонной мерзлоты (рис. 65). Это явление отмечено в колодцах в дер. Талькин, южнее пос. Новобалаганска, в Тажеранских степях и других местах.

Температура воды первого от поверхности водоносного горизонта в течение года изменяется от 1—2 до 4—6°. Минимальная температура наблюдается в конце зимы и весной, максимальная — осенью. Среднегодовая температура воды обычно составляет 2—5°. Минерализация пресных подземных вод в течение года, как правило, изменяется слабо, не

более чем на 0,1—0,2 *г/л* Значительные сезонные колебания минерализации соленых вод отмечаются в местах выхода их на поверхность в условиях влияния вод аллювия, поверхностных водотоков и т п

Присаянская и Прибайкальская области включают в себя предгорья Восточного Саяна, Приморский и частично Байкальский хребты Режим подземных вод данной территории характеризуется резкой изменчивостью по площади Начало весеннего подъема уровней имеет место в середине — конце мая Летние уровни намного превышают зимние (см рис 65), большинство выходов трещинно-грунтовых вод зимой прекращает свою деятельность Зимний дебит сохранившихся родников уменьшается в 4—5 раз (Лившиц, Писарский, 1962, Малий, 1963) Годовая амплитуда колебаний уровня трещинно-грунтовых вод обычно составляет 5—10 *м* При исключительных условиях (питание подземных вод временными водотоками по открытым трещинам или карстовым пустотам) величина летнего подъема уровня достигает 20—30 *м* В то же время на участках, малоблагоприятных для инфильтрации, амплитуда колебаний уровня может не превышать 1 *м*

Трещинно-жильные воды тектонических нарушений с глубокой циркуляцией и удаленной областью питания характеризуются относительно постоянным режимом В случае близости области питания наблюдаются весьма резкие и быстрые колебания уровней и дебита трещинно жильных вод, объясняющиеся тесной связью их с гидрологическими и метеорологическими факторами

О режиме подземных вод Ангарской области накоплено больше всего сведений Особенности приречного (Ковалевский, 1959) вида режима определяются уровенным режимом рек В полосе влияния рек, текущих с Восточного Саяна (Китой, Белая, Ока, Ия, Уда, Бирюса и др) и характеризующихся наличием весеннего половодья и летних паводков, наблюдаются высокие уровни подземных вод и питание их речными водами в период с мая по август Влияние р Оки в аллювиальных отложениях в районе пос Ухтуй распространяется на расстояние в 500—600 *м* Подземные воды в зоне влияния рек, характеризующихся наличием лишь весеннего половодья (большинство мелких и средних рек Ангарской области), имеют высокие уровни в течение короткого периода весной В районе Заларинского гипсового месторождения высокие уровни подземных вод аллювиальных и нижнекембрийских отложений в зоне влияния р Залари характерны для второй половины апреля Годовая амплитуда колебаний уровня 1,0—1,5 *м*

Значительные колебания (до 5 *м*) и максимальные отметки уровня р Ангары в естественных условиях (до заполнения Братского водохранилища) отмечены в период «зажорных» явлений — с декабря по апрель В это время наблюдаются наивысшие уровни подземных вод в зоне влияния реки Ширина этой зоны на площади распространения закарстованных пород нижнего кембрия достигает 4—5 *км* и более, в аллювиальных отложениях на территории г Иркутска 1—2 *км* Ширина полосы обратного уклона подземных вод при высоких уровнях реки в первом случае составляет 1—2 *км*, во втором 0,2—0,3 *км*

В тех случаях, когда ведущим фактором в формировании режима подземных вод являются атмосферные осадки (междуречный, склоновый и террасовый виды, по классификации В С Ковалевского (1959), как правило, хорошо выражены два пика в годовом ходе уровней, причем часто весенний максимум превышает летне-осенний Для межпластовых и грунтовых вод со значительной (50—100 *м*) глубиной залегания понижения уровня в начале лета обычно не наблюдается, т е имеют место высокие уровни непрерывно с апреля — мая по октябрь Так, по наблюдениям за усть-талькинским водоносным горизонтом средневерхо-

ленской подсвиты в районе пос. Ухтуй в течение 1960—1963 гг., резкое понижение уровня в июне после весеннего подъема отмечено лишь в 1960 г., что объясняется очень небольшим количеством осадков в мае этого года (3 *мм* при норме 27 *мм*).

Годовая амплитуда колебаний уровня первого от поверхности водоносного горизонта для междуречного и склонового видов режима в общем случае составляет 1—4 *м*, для террасового вида — до 1 *м*, иногда 1,5—2,5 *м*, для верховодок — 6 *м* и более. С увеличением глубины залегания водоносного горизонта колебания уровня становятся более плав-

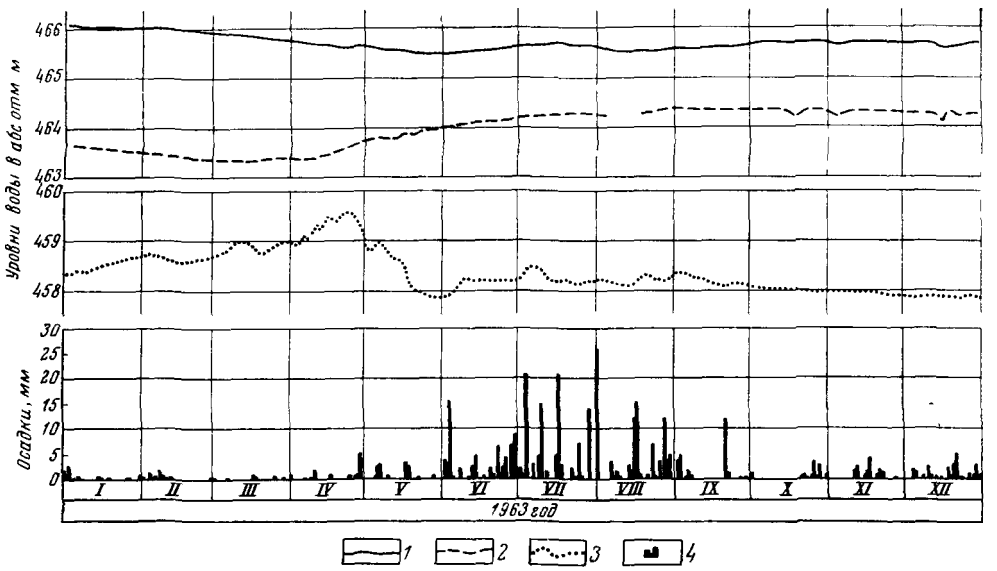


Рис. 66 Колебания уровня подземных вод на Азейском месторождении угля в 1963 г
Составил В. А. Малий, 1963 г.

Уровни подземных вод *1* — ордовикских отложений, *2* — юрских отложений, *3* — уровень р. Азея *4* — осадки

ными, амплитуда их уменьшается. Например, на Азейском месторождении угля изменение уровня подземных вод юрских отложений в 1962—1963 гг. составляло 1,0—1,2 *м*, а в залегающих ниже отложениях ордовика — не превышало 0,5—0,6 *м* (рис. 66).

Изучение режима соленых вод и рассолов выщелачивания показывает, что они также подвержены влиянию гидрологических и метеорологических факторов. Дебит минеральных источников на р. Соленой (приток р. Бирюсы) летом в 2—3 раза больше, а минерализация — в 1,2—1,4 раза меньше, чем зимой, в дождливые годы дебит их больше, чем в маловодные; выпадение дождей вызывает увеличение их дебита не позже чем через 10—20 дней; температура воды летом составляет 6—7°, зимой 4—6, иногда 2—3° (Малий, 1963). Дебит и минерализация воды Туманшетского соленого источника регулируются уровнем аллювиальных (и, видимо, речных) вод: повышение уровня вод аллювия вызывает увеличение дебита источника и уменьшение разгрузки напорных высоко минерализованных вод, в результате минерализация воды в источнике понижается. За период с августа 1960 г. по март 1961 г. минерализация воды изменялась от 28 до 34 *г/л*, а за последние 25—30 лет — от 26 до 38 *г/л*. Производительность скважины глубиной 751 *м* (г. Иркутск), эксплуатирующей рассол нижнекембрийских отложений, испытывает некоторые

сезонные колебания; в то же время химический состав и температура воды относительно постоянны.

Режим подземных вод Непско-Ленской области почти не изучен. В общих чертах он, видимо, сходен с режимом вод Ангарской области.

Подземные воды Балаганско-Осинской области вследствие менее благоприятных условий питания характеризуются меньшими колебаниями дебита родников и уровней в течение года по сравнению с аналогичными водоносными горизонтами в пределах Ангарской области. Так, в 1964 г. дебит родников в дер. Талькино, выходящих из песчаников устьталькинской пачки, изменялся в 1,5—2 раза, в то время как дебит родника вблизи пос. Ухтуй (в пределах Ангарской области), приуроченного к этому же водоносному горизонту, — в 3 раза. Уровень подземных вод нижневерхоленской подсвиты, судя по наблюдениям в скважине вблизи совхоза «Первомайский» (нижнее течение р. Унги), очень плавно повышается летом и также постепенно понижается зимой (см. рис. 65). Годовая амплитуда колебаний его составляет 0,3—0.6 *м*. В Тажеранско-Ольхонской области большинство выходов трещинно-грунтовых вод зимой прекращают свою деятельность. Круглый год функционируют лишь крупные родники. При неглубоком залегании грунтовых вод уровень их во время сезонного промерзания повышается на 0,3—1 *м*, а при оттаивании — понижается. В связи с малым количеством зимних осадков весенний подъем подземных вод обычно отсутствует. Максимальные уровни наблюдаются в период выпадения дождей (июль — сентябрь). Амплитуда колебаний достигает 2 *м* (наблюдения 1960—1961 гг.). Относительным постоянством режима характеризуются выходы трещинно-жильных вод.

Провинция режима кратковременного питания включает в себя Восточно-Саянскую, Витимо-Патомскую, Тунгусскую и Якутскую области. Режим подземных вод Восточно-Саянской и Витимо-Патомской областей имеет много общего. Он определяется значительным распространением многолетнемерзлых пород, большим количеством осадков (особенно в летний период), интенсивной расчлененностью рельефа и геолого-структурными особенностями территории.

Подземные воды слоя сезонного оттаивания возникают в мае — июне. В это время уровень их практически совпадает с дневной поверхностью. Глубина залегания их увеличивается по мере оттаивания мерзлого слоя и к концу лета составляет 0,5 *м* в торфах, 2—5 *м* в гравийно-галечных отложениях. На фоне понижения уровня наблюдается временное повышение его во время дождей. Иногда запасы влаги иссякают, и в конце лета (август — сентябрь) водоносный горизонт прекращает свое существование. В других случаях с началом осеннего промерзания (конец сентября) воды приобретают напор, в связи с чем увеличивается дебит родников, появляются наледи. В ноябре — декабре водоносный горизонт перемерзает.

Надмерзлотные воды, приуроченные к аллювиальным, элювиально-делювиальным и пролювиальным отложениям, летом обычно имеют свободный уровень, который повышается при выпадении осадков; при промерзании зоны аэрации воды приобретают напор. Подземные воды аллювиальных отложений речных долин обычно не промерзают круглый год. Температура их зимой близка к нулю, а летом может достигать 8—10°; среднегодовая температура воды в долине р. Маракана, например, составляет от 1 до 2°. В период паводков происходит инфильтрация речных вод в аллювий. Годовая амплитуда колебаний уровня подземных вод в зоне влияния р. Мамы достигает, по данным В. Е Путятина и Г. П Кривошеиной (1965), 3 *м*.

Воды зоны выветривания (трещинно-грунтовые воды), являющиеся подмерзлотными на большей части площади своего распространения, характеризуются весьма изменчивым в течение года режимом Амплитуда колебаний уровня на одном из участков Мамского месторождения слюды на водоразделе составляет 8—26 *м*, на склоне 5—9 *м* Дебит родников и притоки в штольни летом в 6—30 раз больше, чем зимои Дебит родников в районе Боксонского месторождения бокситов в Восточном Саяне (в пределах БАССР), по данным Е П Бессолицына, в течение года изменяется в 10 раз и более Минимальные уровни подземных вод и дебит родников наблюдаются в апреле — мае, максимальные — в июне — сентябре Понижение уровня начинается в сентябре — октябре Температура подмерзлотных трещинно-грунтовых вод обычно составляет 1—3°, максимальная температура наблюдается в конце лета, минимальная — весной

Воды тектонических разломов также испытывают сезонные колебания, которые значительно меньше, чем у трещинно грунтовых вод, но происходят примерно в то же время Годовая амплитуда колебания их уровней достигает 1 *м*, иногда 4 *м* Дебит родника Теплыи ключ в пос Боксон за 1950—1954 гг колебался в течение года от 2,3 до 3,4 *л/сек* Температура воды родника находится в пределах от 1—2 до 5—6° Химический состав подземных вод практически не изменяется

Режим подземных вод Тунгусской и Якутской областей не изучен

Искусственный режим

Из искусственных факторов формирования режима подземных вод рассмотрим влияние заполнения крупных водохранилищ — Иркутского и Братского, а также эксплуатации водозаборов и осушения месторождений полезных ископаемых

В результате заполнения водохранилища Иркутской ГЭС с разностью отметок верхнего и нижнего бьефов 29 *м* произошел подпор и подъем уровней подземных вод юрских отложений на берегах водохранилища По всей территории сохранилось направление потока — от водораздела к водохранилищу, за исключением участков обходной фильтрации, непосредственно примыкающих к плечам плотины Наибольший подпор подземных вод имеет место в головной части водохранилища у г Иркутска Величина подпора быстро уменьшается с удалением от водохранилища Так, на расстоянии 4,5 *км* в направлении к р Ушаковке уровень повысился лишь на 2 *м* При этом водораздел подземных вод между реками Ушаковкой и Ангарой несколько сместился в сторону последней Ранее безводные отложения IV и V надпойменных террас р Ангары выше г Иркутска стали обводненными В нижнем бьефе повышение уровня подземных вод юрских и аллювиальных отложений распространилось на расстояние 2,5—3 *км* В этой зоне на обоих берегах возникли искусственные родники Суммарный дебит родников на правом берегу в 1958 г в зависимости от уровня воды в верхнем бьефе изменялся примерно от 50 до 160—170 *л/сек* (данные Ф Я Никонорова)

Колебания уровня подземных вод, связанные с сезонными изменениями уровня водохранилища (с амплитудой 2,0—2,5 *м*), наблюдаются лишь в полосе шириной 200—300 *м* Уже на расстоянии 200 *м* от берега уровень подземных вод, регулируемый водохранилищем, испытывает влияние инфильтрации талых и дождевых вод, а на расстоянии 400 *м* его колебания полностью определяются инфильтрацией

Заполнение Братского водохранилища, начавшееся в сентябре 1961 г , сопровождается подъемом уровня подземных вод Значительная фильтрация из водохранилища в долину р Вихоревой имеет место в его

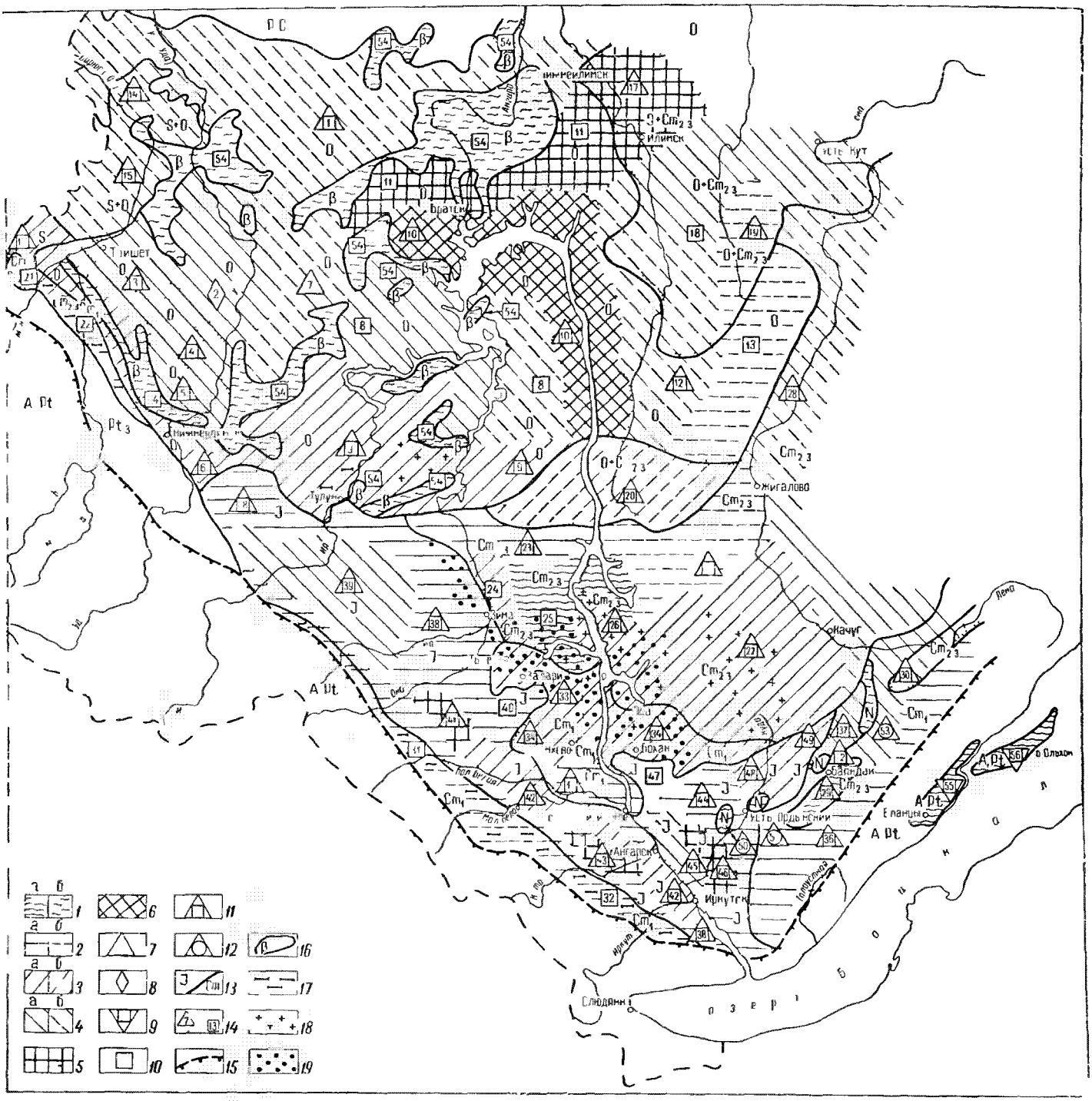


Рис 67 Карта специального гидрогеологического районирования южной части Иркутской области для прогнозной оценки запасов подземных вод Составил П И Трофимук при участии А И Анненковой, М В Нечаевой, З И Павловой, 1963 г

Водопроводимость основных водоносных комплексов *м²/сутки* (*а* — установленная *б* — предполагаемая) *1* — до 50 *2* — 50—100 *3* — 100—200 *4* — 200—500 *5* — 500—700 *6* — больше 700

Типы водоносных горизонтов (цифра внутри знака — номер расчетного гидрогеологического ранона), *7* — напорные воды открытых артезианскнх структур *8* — напорные воды закрытых артезианских структур *9* — напорные воды трещиноватых пород, *10* — грунтовые воды в трещиноватых породах *11* — напорные воды открытых артезианских структур переходящие при эксплуатации в грунтовые воды, *12* — напорные воды рыхлых отложенй переходящие при эксплуатацни в грунтовые воды Границы *13* — распространеиия основных водоносных комплексов ниднксом показан возраст пород водоносного комплекса *14* — расчетных гидрогеологических районов *15* — Ангаро-Ленского артезианского бассейна и горноскладчатого обрамления (со стороны бергштрихов) *16* — районов преимущественного развития траппов В случае совпадения границы *14* с границей *13* или *15* каждая из них показывается своим условным знаком, граница расчетных районов по водоносным комплексам в породах иеогена или в траппах полностью совпадает с контурамн этих пород и на рисунке не показывается. *17* — площади с резким увеличением водопроводимости пластов в долинах рек связанным с интенсивной трещиноватостью пород нли их закарстованностью *18* — площади с затрудненными условиями водоснабжения (глубоко сдренированные спорадически обводненные породы местами сотоноватые воды), возможно использование вод аллювиальных отложений *19* — на отдельных участках повышенная минерализация подземных вод (свыше 1 *г/л* вне аллювиальных отложений)

головной части, на площади распространения ийско-мамырского водоносного горизонта, где ширина междуречья местами не превышает 5 *км* По предварительным расчетам, при длине участка фильтрации 10 *км* ее величина составит 34 000 *м*^{3}/*сутки* На остальной территории происходит подпор подземных вод при сохранении направления потока — от водораздела к водохранилищу За счет того, что подпор подземного потока происходит не мгновенно, а с некоторым запаздыванием, создается полоса обратного уклона шириной от 0,5 *км* в терригенных породах до 1,0—1,5 *км* в карбонатных отложениях После прекращения подъема уровня полоса обратного уклона исчезнет Ширина зоны подпора на большей части территории составляет 4—7 *км* («Братское водохранилище», 1963), на площади распространения закарстованных карбонатных пород она может достигать 12—25 *км* (Пиннекер, Вологодский, 1962) Подъем уровня подземных вод в слабо проницаемых мергелях нижневерхоленской подсвиты происходит очень медленно, с большим запозданием

Опреснение солоноватых подземных вод, развитых в Среднем Приангарье, за счет поступления в них воды из водохранилища происходит лишь в узкой полосе шириной не более 0,5 *км* На подтапливаемых участках, особенно в пределах площади развития загипсованных отложений нижневерхоленской подсвиты, может произойти повышение минерализации грунтовых вод вследствие резкого увеличения испарения с их поверхности

Эксплуатация водозаборов и осушение месторождений полезных ископаемых в настоящее время влияют на режим подземных вод Иркутской области в небольшой степени. Лишь в результате водоотлива на шахтах Черемховского угольного месторождения (в течение 20 с лишним лет) образовалась депрессионная воронка длиной около 20 *км* и шириной 6—10 *км* (Пиннекер, 1958) В связи с шахтным водоотливом несколько снижен уровень подземных вод в районе Слюдянского месторождения флогопита

Влияние искусственных факторов на режим подземных вод увеличится с введением в строй проектируемых водозаборов подземных и инфильтрационных вод и развитием водопонизительных работ на угольных месторождениях

Часть V

НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 10

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Иркутская область располагает большими запасами подземных вод, но используются они недостаточно, особенно для водоснабжения городов. В южной, наиболее обжитой части области потребление их не превышает 1,7 *м*^{3}/*сек*, что составляет доли процента по отношению к выявленным на этой территории запасам. На северной окраине области и в горноскладчатом обрамлении степень их использования значительно ниже. Пока в основном они используются для нужд сельского хозяйства. Водоснабжение городов в основном производится за счет поверхностных вод, качество которых не всегда отвечает санитарным нормам. Так, часто промышленными и коммунальными предприятиями Иркутской области сбрасывается в водоемы более 2,6 млн. *м*^{3} сточных вод, и немногие из этих предприятий имеют очистные сооружения; они бывают примитивны, сильно перегружены и обеспечивают лишь частичную очистку сточных вод. Загрязнение Ангары от Иркутска до Макарьево превышает допустимые нормы не только для бытового, но и для промышленного потребления по ряду вредных веществ (Бачурин, Попов, 1964). То же относится к рекам Бирюсе, Оке и Ии на участке протяженностью до 50 *км* от линии железной дороги. Значительному загрязнению подвергается Лена за счет сброса сточных вод населенными пунктами Качуг, Жигалово, Усть-Кут, Киренск. Нередко практикуемое в сельской местности при промерзании поверхностных водотоков и отсутствии подземных вод употребление для питьевых целей снега может вызвать некоторые инфекционные заболевания, передающиеся через воду (Розенфельд, 1963).

Количество используемых в городах подземных вод ничтожно и не превышает 1,3% по отношению к общему объему их потребления. Одной из причин столь ненормального положения является недостаточная гидрогеологическая изученность территории области.

Одним из мероприятий, направленных на практическое решение проблемы водоснабжения, явилась оценка эксплуатационных запасов подземных вод Иркутской области. Эта работа выполнена в 1963 г. коллективом сотрудников Иркутского геологического управления под руководством П. И. Трофимука. При написании настоящей главы использованы результаты указанных исследований и данные более поздних работ.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Под эксплуатационными запасами понимается количество подземных вод, которое может быть получено в единицу времени рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружени-

ями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего срока водопотребления.

Оценка эксплуатационных запасов подземных вод гидродинамическим методом дана по южной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна на площади 230,3 тыс. $км^2$, а также по Приольхонью и о: Ольхон (1,2 тыс. $км^2$). По остальной, менее изученной части области подсчет выполнен балансовым методом, точнее — по минимальному модулю подземного стока. Выявленные таким путем ресурсы по своей величине приближаются к эксплуатационным запасам, но не могут характеризовать эксплуатационные возможности конкретных водоносных горизонтов.

Гидродинамические расчеты в основном выполнены по методике, разработанной коллективом сотрудников ВСЕГИНГЕО под руководством Н. Н. Биндемана (1962). Требуемое для этого специальное гидрогеологическое районирование территории произведено по совокупности трех основных признаков: характеристике типа водоносных комплексов, определяющей величину коэффициентов пьезопроводности или уровнепроводности, величине водопроводимости пластов и значению максимального понижения. Запасы подсчитаны по основным водоносным комплексам, причем под последним понимается водоносный комплекс, лежащий на доступных для эксплуатации глубинах, обладающий большей водообильностью и постоянной обводненностью и содержащий пресные воды. Границы основных водоносных комплексов на карте (рис. 67) не совпадают со стратиграфическими границами рассматриваемых водоносных пород.

В балансе основных водоносных комплексов не учитываются воды четвертичных отложений, так как их эксплуатация связана с привлечением речных инфильтрационных вод. Водоносный комплекс в отложениях девона на большей части их развития также нельзя отнести к основному из-за слабой обводненности на фоне более водообильных нижележащих пород силура и ордовика. Эксплуатация водозаборов рассчитана при максимальном понижении (S_{max}) не более чем на половину мощности пласта, но не ниже 100 *м* от поверхности земли. Кроме того, учитывалась средняя водопроводимость его, выражаемая произведением коэффициента фильтрации (K) на мощность пласта (m) (см. рис. 67). Таким образом, гидрогеологические районы в пределах каждого из основных водоносных комплексов характеризуются производительностью пласта ($K \cdot m \cdot S_{max}$). Мощность зоны пресных вод описываемой территории различна и во многих районах значительна, т. е. превышает первую сотню метров, достигая в некоторых местах 300—600 *м*. Вместе с тем из-за недостатка данных по глубоким горизонтам оценка запасов дается применительно лишь к основному водоносному комплексу.

Определение модуля эксплуатационных запасов для гидрогеологических районов (табл. 52) выполнено по формулам динамики подземных вод. Не останавливаясь на вопросах методики расчетов (изложенной в специальной инструкции ВСЕГИНГЕО), укажем лишь, что они производились, исходя из пятидесятилетнего срока эксплуатации предполагаемых водозаборов с учетом, с одной стороны, сработки упругих и естественных статических запасов пласта и, с другой стороны, их восполнения. Расчет питания (восполнения) в случае дренирования водоносного горизонта рекой производился по приречным зонам; там же, где речная сеть практически отсутствует, рассчитывалась инфильтрация с учетом климатических и геологических факторов.

Значения коэффициентов уровнепроводности и пьезопроводности ввиду отсутствия опытных данных принимались ориентировочно,

Таблица 52

Прогнозные эксплуатационные запасы пресных подземных вод по гидрогеологическим районам южной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна

№ гидрогеологического района (см. рис. 55)	Типы водоносного комплекса	Средние расчетные параметры по районам				Площадь расчетного гидрогеологического района, км²	Модуль эксплуатационных запасов, л/сек с 1 км²	Эксплуатационные запасы, л/сек	Группа по мощности водоснабжения / Максимально возможные дебиты водозабора, л/сек
		мощность водоносного горизонта, м	величина напора, м	водопроводимость пласта, м²/сутки	максимальное понижение, м				
	Водоносный комплекс в неогеновых отложениях								
50	Напорно-безнапорный	5	19	13	22	60	0,22	13	7/1
51	То же	10	22	26	27	40	0,26	10	6/10
52	„ „	6	38	13	41	40	0,41	16	7/1
53	Напорный	3	73	13	68	130	0,35	46	6/10
	Итого					270		85	
	Водоносный комплекс в юрских отложениях								
38	Напорно-безнапорный	30	10	65	25	12423	0,28	3478	5/50
39	То же	35	27	460	45	6133	2,1	12879	3/500
40	Безнапорный	20	5	80	15	1750	0,21	373	6/10
41	Напорно-безнапорный	75	15	650	52	690	3,38	2330	2/1000
42	То же	20	17	160	27	3692	0,54	1993	4/100
43	„ „	70	10	585	45	690	1,79	1235	2/1000
44	„ „	15	18	80	25	3761	0,22	827	5/50
45	„ „	38	40	218	59	1165	2,11	2358	3/500
46	„ „	60	25	560	55	990	2,67	2630	2/1000
47	Безнапорный	23	б/н	13	11	892	0,14	128	7/1
48	Напорно-безнапорный	18	18	104	27	802	0,28	225	4/100
49	То же	60	30	151	60	1089	0,59	656	3/500
	Итого					34077		29112	

Продолжение табл 52

№ гидрогеологического района (см рис 55)	Типы водоносного комплекса	Средние расчетные параметры по районам				Площадь расчетного гидрогеологического района $км^2$	Модуль эксплуатационных запасов $л/сек$ с 1 $км^2$	Эксплуатационные запасы $л/сек$	Группа по мощности водоснабжения / Максимально возможные дебиты водозабора $л/сек$
		мощность водоносного горизонта $м$	величина напора $м$	водопроводимость пласта, $м^2/сутки$	максимальное понижение $м$				
	Водоносный комплекс в силурийских отложениях								
16	Напорно-безнапорный	20	25	150	35	675	0,76	513	4/100
	Итого					675		513	
	Водоносный комплекс в силурийских и ордовикских отложениях								
14	Напорно-безнапорный	30	50	350	65	1853	0 9	1670	2/1000
15	То же	15	58	350	66	3862	1,67	6450	
	Итого					5715		8120	
	Водоносный комплекс ордовикских отложений								
1	Напорно-безнапорный	50	50	350	65	18940	0 64	12122	2/1000
2	Напорный	12	196	210	100	6460	1,7	10980	3/500
3	Напорно-безнапорный	40	60	203	80	1667	1,43	2380	2/1000
4	То же	20	30	268	40	2903	0,87	2526	3/500
5	„ „	20	12	474	22	1145	0,62	710	3/500
6	„ „	13	16	137	22	2608	0,28	730	4/100
7	Напорный	10	90	350	90	4145	0,72	2984	2/1000
8	Безнапорный	34	3	484	20	8268	0,88	7281	3/500
9	Напорно-безнапорный	30	30	170	45	10952	0,58	6352	4/100
10	То же	52	18	1118	44	8008	5 66	45325	1/3000
11	Безнапорный	100	6 и	500	50	5713	1,23	7027	2/1000

Продолженне табл 52

№ гидрогеологического района (см. рис. 55)	Типы водоносного комплекса	Средние расчетные параметры по районам				Площадь расчетного гидрогеологического района, км²	Модуль эксплуатационных запасов, л/сек с 1 км²	Эксплуатационные запасы, л/сек	Группа по мощности водоснабжения / Максимально возможные дебиты водозабора, л/сек
		мощность водоносного горизонта, м	величина напора, м	водопроводимость пласта, м²/сутки	максимальное понижение, м				
12	Напорно безнапорныи	30	50	350	65	5282	0,98	5176	2 / 1000
13	Безнапорный	130	б н	75	65	6197	0,59	3656	4 / 100
	Итого					82288		107239	
	Водоносный комплекс ордовикских и средне-верхнекембрийских отложений								
17	Напорно-безнапорный	40	30	630	50	4088	2,19	8957	2 / 1000
18	Безнапорный	40	б/н	300	20	12305	0,44	5414	3—4 / 275
18	„	26	б н	300	13		0,28	3445	4—5 / 55
19	Напорно-безнапорный	50	40	75	65	2710	0,69	1870	4 / 100
20	То же	30	20	150	35	5735	0,41	2351	4 / 100
	Итого					24838		22037	
	Водоносныи комплекс в средне-верхнекембрийских отложениях								
23	Напорно-безнапорный	37	8	52	25	8373	0,25	2093	5 / 50
24	Безнапорный	20	5	130	15	1380	0,28	386	5 / 50
25	„	21	5	30	15	3002	0,19	570	6 / 10
26	Напорно-безнапорный	23	7	120	18	732	0,4	293	5 / 50
27	То же	7	17	200	20	12958	0,24	3110	4 / 100
28	„ „	15	43	440	50	12655	1,82	23050	2 / 1000
29	„ „	10	21	65	26	742	0,52	386	5 / 50
30	„ „	50	140	312	39	765	0,71	541	3 / 500
	Итого					40607		30429	

Продолжение табл. 52

№ гидрогеологического района (см. рис. 55)	Типы водоносного комплекса	Средние расчетные параметры по районам: мощность водоносного горизонта, *м*	величина напора, *м*	водопроводимость пласта, *м²/сутки*	максимальное понижение, *м*	Площадь расчетного гидрогеологического района, *км²*	Модуль эксплуатационных запасов, *л/сек* с 1 *км²*	Эксплуатационные запасы, *л/сек*	Группа по мощности водоснабжения / Максимально возможные дебиты водозабора, *л/сек*
Водоносный комплекс в средне-верхнекембрийских и нижнекембрийских отложениях									
21	Безнапорный	20	5	162	15	495	0,27	134	5/50
22	„	20	5	75	15	923	0,2	185	5/50
	Итого					1418		319	
Водоносный комплекс в нижнекембрийских отложениях									
31	Безнапорный	40	—	75	20	2723	0,4	1090	4—5/55
32	„	40	—	75	20	2497	0,41	1024	4—5/55
33	Напорно-безнапорный	15	14	104	21	2333	0,44	1026	5/50
34	То же	8	32	122	36	3835	0,29	1112	4/100
35	„ „	8	8	57	12	1301	0 16	208	6/10
36	„ „	10	40	52	45	7415	0,47	3485	5/50
37	„ „	21	30	247	40	3044	0,64	1940	4¹/100
	Итого					23148		9885	
Основной водоносный комплекс в траппах (триас)									
54	Безнапорный	30	—	13	15	17010	0,08	1361	7/1
	Итого					17010		1361	

Группы по мощности водоснабжения
(по Н. Н. Биндеману)

№ группы	Потребитель	Рациональный радиус контура расположения скважин, *км*
1	Крупнейшие города	25
2	Крупные города	20
3	Города	15
4	Небольшие города	5
5	Поселки	3
6	Сельские населенные пункты	—
7	Отдельные фермы, пункты, водопои скота и т. п.	—

а именно: для грунтовых вод в рыхлых отложениях $5 \cdot 10^2$—$5 \cdot 10^3$, в трещиноватых породах $5 \cdot 10^3$—$5 \cdot 10^4$; для напорных вод в открытых бассейнах $5 \cdot 10^4$, в закрытых бассейнах $5 \cdot 10^5$. Величина водоотдачи принималась: для гравийно-галечных отложений 0,25 (Биндеман, 1962), для песков 0,2, для известняков и закарстованных пород 0,03 (Плотников, 1959), для трещиноватых пород осадочного комплекса 0,02 (Гавич и др., 1964), для метаморфических и изверженных пород 0,01 *.

Модули прогнозных эксплуатационных запасов подземных вод подсчитаны на основе данных опытных откачек по 500 скважинам и использовании других материалов более чем по 1500 скважинам и источникам. Они выражаются в литрах в секунду с квадратного километра и характеризуют обеспеченность районов водой (табл. 52), но вместе с тем недостаточны для суждения об отборе ее отдельными водозаборами. Возможная производительность последних определена расчетами и приводится в той же таблице; особенности распределения модулей показаны на карте (см. прилож. 3), а данные по водоносным комплексам сведены в табл. 53.

Таблица 53

Прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод основных водоносных комплексов южной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна

Основной водоносный комплекс в отложениях	Площадь распространения основного водоносного комплекса, тыс. $км^2$	Средний модуль эксплуатационных запасов, $л/сек$ с 1 $км^2$	Эксплуатационные запасы, $м^3/сек$
Неогеновых	0,3	0,31	0,09
Юрских	34,1	0,85	29,11
Силурийских	0,7	0,76	0,51
Силурийских и ордовикских	5,7	1,42	8,12
Ордовикских	82,3	1,31	107,24
Ордовикских и верхнекембрийских	24,8	0,91	22,03
Верхнекембрийских .	40,6	0,75	30,43
Верхнекембрийских и нижнекембрийских . .	1,4	0,22	0,32
Нижнекембрийских . .	23,2	0,43	9,89
В траппах	17,0	0,08	1,36
Итого . .	230,1	0,91	209,1

В целом запасы в южной части области составляют 209 $м^3/сек$, или в среднем 0,91 $л/сек$ с 1 $км^2$. Наибольшими запасами подземных вод (107,24 $м^3/сек$) обладает основной водоносный комплекс в ордовикских отложениях, соответствующий модуль которых равен 1,31 $л/сек$ с 1 $км^2$.

Представляет интерес оценка производительности водоносных горизонтов в аллювиальных отложениях, что особенно важно для городов, вблизи которых исключена возможность использования подземных вод основных водоносных комплексов из-за их недостаточной водообильности или наличия воды плохого качества, как, например, в городах Зиме, Шелехове, частично Иркутске и др. Использование

* По замерам пустотности, выполненным на Слюдянском месторождении флогопита, водоотдача гнейсов составляет 0,015 (Лившиц, Писарский, 1962).

этих вод возможно путем устройства водозаборов инфильтрационного типа при условии, что расход реки заведомо превосходит дебит водозаборов, река имеет непосредственную гидравлическую связь с грунтовыми водами и качество воды в реке удовлетворительное. Оценка их производительности дается в линейных модулях. Под этим термином понимается дебит водозабора, расположенного вдоль водоема, выраженный в литрах в секунду на 1 *км* длины берега. Указанные модули рассчитывались на основе формул дебита скважин (Маскета—Лейбензона и др.), расположенных вдоль реки. На отдельных участках рассматриваемые водоносные горизонты обладают большими потенциальными возможностями для обеспечения крупных водозаборов (табл. 54).

Таблица 54

Линейные модули эксплуатационных запасов водоносных горизонтов в аллювиальных отложениях некоторых речных долин

Река	Местоположение водоносного горизонта в аллювиальных отложениях рек	Линейный модуль, *л/сек* с 1 *км*
Ока	Вблизи г. Зимы	272
Китой	У пос. Дабады	4833
Китой	У с. Раздолье	399
Китой	В нижнем течении	2701
Белая	В среднем течении	119
Белая	В приустьевой части	477
Маракан	В приустьевой части	735
Иркутское водохранилище	Правый берег	800—1900
Иркут	У с. Баклаши	70
Лена	На участке сел. Рудаковка—Жигалово	2504
Ида	В приустьевой части	82
Слюдянка	В приустьевой части	277

Принимая ориентировочно, что минимальные естественные ресурсы обеспечивают эксплуатационные запасы и приближенно им соответствуют, для части территории, где гидродинамические расчеты не производились, были определены ресурсы подземных вод и выявлены минимальные модули подземного стока. На площади 518 тыс. $км^2$ минимальные естественные ресурсы составляют 400 $м^3/сек$, или 0,77 $л/сек$ на 1 $км^2$.

Данные о минимальных ресурсах и о прогнозных запасах подземных вод по отдельным регионам области сведены в табл. 55. Наибольшим значением минимального модуля ресурсов подземных вод (1,47 $л/сек$ на 1 $км^2$) характеризуется Восточно-Саянская гидрогеологическая складчатая область, наименьшим (0,23 $л/сек$ на 1 $км^2$) Тунгусский артезианский бассейн, по северной окраине которого эта величина еще меньше и составляет 0,1 $л/сек$ на 1 $км^2$. Представляет интерес сопоставление результатов расчетов, выполненных разными методами по одной и той же территории. Так, по Приольхонью и о. Ольхон, где учтены гидродинамические параметры 24 скважин (районы 55 и 56, см. рис. 55), по данным прогнозной оценки модуль эксплуатационных запасов составил 0,54 $л/сек$ на 1 $км^2$. По гидродинамическим расчетам, выполненным иным методом, он равен 0,87 $л/сек$ на 1 $км^2$, а естественные ресурсы, подсчитанные по родниковому стоку, составляют 0,84 $л/сек$ на 1 $км^2$.

Таблица 55

Сводные данные по ресурсам и запасам подземных вод

Наименование гидрогеологических структур первого порядка	Площадь, * тыс. км²	Прогнозные эксплуатационные запасы, м³/сек	Минимальные естественные ресурсы**, м³/сек	Всего прогнозных эксплуатационных запасов и минимальных естественных ресурсов, м³/сек	Модуль эксплуатационных ресурсов, л/сек на 1 км²
Артезианские бассейны					
Ангаро-Ленский	366	—	—	—	—
в т. ч. южная и юго-западная части бассейна	231	209	—	209	0,91
остальная часть бассейна	135	—	194	194	1,44
Тунгусский	133	—	30	30	0,23
Якутский	56	—	18	18	0,32
Гидрогеологические складчатые области					
Восточно-Саянская	67	—	99	99	1,47
Байкальская	35	—	23	23	0,66
Витимо-Патомская	91	—	36	36	0,4
Итого по области	748	209	400	609	0,81

* В рамках районирования 1963 г.; территории оз. Байкал, Иркутского и Братского водохранилищ в площадь подсчета не входят.

** Принимаем, что минимальные естественные ресурсы приближенно соответствуют прогнозным эксплуатационным запасам.

В целом по области прогнозируемые эксплуатационные запасы и минимальные естественные ресурсы подземных вод составляют 609 *м³/сек*, или, относя к площади суши, в среднем 0,81 *л/сек* на 1 *км²*. При этом по территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна имеет место такое соотношение модулей, подсчитанных разными методами по двум частям этого региона, — гидродинамическим 0,91 *л/сек* на 1 *км²*, по минимальному подземному стоку 1,44 *л/сек* на 1 *км²*, что с нашей точки зрения является вполне правомерным, так как подсчетом эксплуатационных запасов охватывается лишь часть водоносных комплексов, преимущественно глубокого залегания. Несмотря на недостатки применяемой методики и отсутствие опытных данных по определению величин некоторых параметров (уровнепроводности, пьезопроводности, водоотдачи), в целом прогнозируемые запасы достаточно объективно отображают степень обеспеченности подземными водами тех или иных районов области и в основном правильно ориентируют в оценке эксплуатационных возможностей основных водоносных комплексов. Это подтверждается сравнением прогнозируемых данных с результатами последующих крупномасштабных исследований. Так, по 36 гидрогеологическим районам (Верхне-Ленский артезианский бассейн, область питания и частично местной разгрузки) модуль эксплуатационных запасов в нижнекембрийских отложениях ленского яруса, по определениям Ю. И. Блохина и П. М. Исаченко (1962 г.), составляет 0,52 *л/сек* на 1 *км²*; по прогнозным данным, он оценивался нами в 0,4 *л/сек* на 1 *км²*. Столь же близки результаты прогнозируемых запасов по итогам последующих крупномасштабных исследований (табл. 56) и по другим районам.

Таблица 56

Эксплуатационные запасы подземных вод, прогнозные и фактические

Наименование города	Водоносные комплексы, рекомендуемые к использованию, группы по мощности водоснабжения (по Биндеману)				
	Прогнозные (по состоянию на 1/I 1963 г., по данным П. И. Трофимука)		Фактические (по результатам крупномасштабных исследований 1963—1964 гг.)		
	Возраст водовмещающих пород	Группа водоснабжения	Возраст водовмещающих пород	Группа водоснабжения	Источник
Братск	Ордовикский	1	Ордовикский	1	П. М. Исаченко, 1964 г.
Тайшет	То же	2	То же	2	Н. А. Журавель, 1964 г.
	—	—	Девонский + четвертичный	1	То же
	—	—	Четвертичный	1	
Тулун	Ордовикский	3	Ордовикский	3	В. М. Жадан, 1964 г.
Зима	Четвертичный	3	Четвертичный	2	И. А. Ткаченко, 1965 г.
	Юрский	5	—	—	—
Залари	Юрский	6	—	—	—
	Нижнекембрийский	5	Нижнекембрийский	5	И. А. Ткаченко, 1965 г.
Иркутск	Четвертичный	3	Четвертичный	1	Л. А. Сироткин и др., 1964 г.
	Юрский	3	Юрский	3	Е. М. Бондаренко, Л. Н. Бондаренко, 1965 г.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ СЕЛЬСКИХ МЕСТНОСТЕЙ

Подземные воды широко используются для целей водоснабжения населенных пунктов, расположенных в основном в сельскохозяйственных районах Иркутской области. С 1954 по 1964 г. пробурено для сельского хозяйства 2509 скважин (в том числе Водостроем 1039, Иркутским геологическим управлением 806, трестом Востсибнефтегеология 332, прочими организациями 332). Наибольшее количество их пробурено на территорин Усть-Ордынского Бурятского национального округа, а также в Куйтунском, Тулунском, Заларинском и Черемховском районах.

В последнее время темпы бурения для сельского хозяйства несколько снизились и ежегодно проходится по 110—120 разведочно-эксплуатационных скважин, но далеко не все они используются. Проверкой, произведенной в 1963 г., в 10 районах области было установлено, что из 333 скважин эксплуатировались лишь 231 (69%), хотя пригодных к эксплуатации оказалось 259 скважин (78%); 74 скважины (22%) по разным *причинам были ликвидированы* (*данные И. А. Лившица*).

Сведения об использовании подземных вод в южной части области приведены в табл. 57. При этом потребление определялось путем деления общей производительности (в *м³/сутки*) на 3, исходя из условной продолжительности работы насосов по 8 часов в сутки. Вода в четвертичных отложениях большей частью не удовлетворяет санитарным нормам, водоотбор по ним не учитывался. Местами встречаются площади,

Таблица 57

Использование подземных вод в пределах южной части Иркутской области

Основной водоносный комплекс в следующих отложениях или образованиях	Количество скважин на воду (учтенных)	Производительность скважин, *л/сек*		Потребление, *м³/сек*	Эксплуатационные запасы, *м³/сек*	Использование эксплуатационных запасов, %
		общая всех скважин	средняя одной скважины			
Неогеновых	22	17,5	0,8	0,006	0,1	6
Юрских	818	1700	2,1	0,567	29,1	2,2
Силурийских	8	16	2,0	0,005	0,5	1
Силурийских, ордовикских	2	18	9,0	0,006	8,1	0,7
Ордовикских	246	1810	7,4	0,603	107,3	0,6
Ордовикских и средне-верхнекембрийских	33	70	2,1	0,023	22,1	0,1
Средне-верхнекембрийских	342	760	2,2	0,253	30,4	0,8
Средне-верхнекембрийских и нижнекембрийских	8	2,5	0,3	0,001	0,3	0,3
Нижнекембрийских	349	682	2,0	0,227	9,8	2,3
Траппов	11	6	0,6	0,002	1,4	0,2
Архея, протерозоя	42	38	0,9	0,013	0,5	2,6
Итого	1881	5120	—	1,706	209,6	0,8

где пресные воды или отсутствуют, или их поиски и условия эксплуатации чрезвычайно затруднены. Это объясняется часто встречаемыми в центральных районах области своеобразными условиями как вертикальной, так и горизонтальной гидрохимических зональностей, свойственных, в частности, водам юрских отложений в долинах рек Кимильтея, Унги, Залари, Куды. Трудными условиями водоснабжения характеризуются площади гипсоносных отложений среднего, верхнего и нижнего кембрия в платформенной части их развития (Нукутский, Балаганский, Осинский, Боханский и Аларский районы), где подземные воды сульфатного типа засолонены и имеют минерализацию до 2—3 *г/л*, а иногда и более. Пресные воды с минерализацией до 1 *г/л* встречаются здесь относительно редко. С этими особенностями гидрохимических разрезов в зоне активного водообмена приходится часто встречаться при решении вопросов водоснабжения сельских объектов в указанных выше районах. Анализу их специфики посвящена специальная работа В. В. Куренного (1965).

Некоторые районы с интенсивным проявлением карста почти полностью лишены поверхностных вод, как, например, междуречье Унга—Нота (Южное Приангарье) площадью свыше 2000 *км²*, бассейн р. Кырмы (левый приток р. Манзурки) площадью более 1000 *км²* и Приольхонье.

Затрудненные условия водоснабжения были выявлены в ряде пунктов, намеченных для размещения жилых поселков, перенесенных из зоны затопления Братского водохранилища (рис. 68). Всего на берегах Братского моря создано 58 новых укрупненных поселков за счет 249 населенных пунктов, перемещенных из зоны затопления. На некоторых вновь осваиваемых территориях (дер. Богатай, с. Каменское, дер. Нижнее Середкино и других) подземные воды оказались сильно минерализованными и непригодными для водоснабжения. Вместе с тем надо отметить, что продолжающееся заполнение Братского моря должно изменить, и при этом

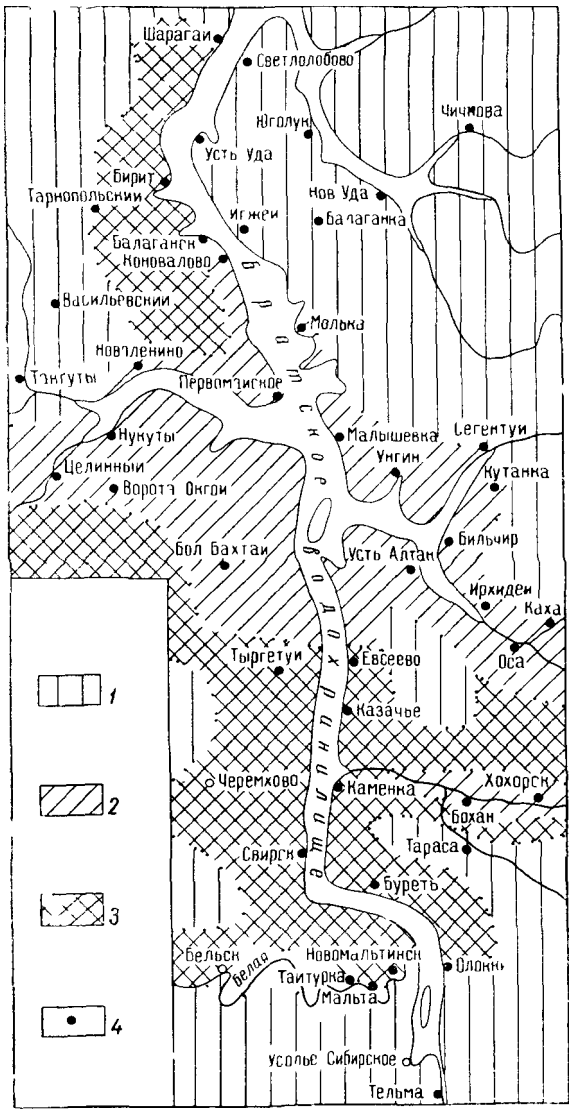


Рис 68 Схема условий водоснабжения подземными водами на верхнем участке Братского водохранилища Составили Е В Пиннекер и З А Хлебникова, 1963 г

1 — площадь неглубокого (до 50—75 *м*) залегания пресных подземных вод в породах юры верхнего и нижнего кембрия с относительно благоприятными условиями водоснабжения *2* — площади развития сульфатных вод повышенной (1—3 *г/л*) минерализации в отложениях верхнего и нижнего кембрия с преимущественно затруднениями условиями водоснабжения *3* — площади распространения глубоко дренированных (иногда до 90—170 *м*) отложений среднего верхнего и нижнего кембрия со сложными местами тяжелыми условиями водоснабжения *4* — населенные пункты полностью или частично выпесенные из зоны затопления

в лучшую сторону, условия водоснабжения примыкающих к нему районов

Места разгрузок глубинных рассолов, поднимающихся по тектоническим разломам (см рис 61), отличаются повышенной минерализацией подземных вод или наличием соленых источников (г Усолье-Сибирское, ст Мальта, пос Тельма, села Холмушино, Уян и другие пункты) На небольшой глубине (10—30 *м*) солоноватые воды в юрских отложениях местами вскрываются вблизи Иркутска по левобережью Ангары (Ново-Ленино, с Смоленщина и др), а также в третичных образованиях (с Ользоны)

В заключение надо отметить, что перечисленные пункты и площади с затрудненными условиями водоснабжения относительно немногочисленны, но, что важно, они приурочены к обжитым районам В целом же условия водоснабжения за счет подземных вод следует считать благоприятными, особенно если учесть, что мощность зоны пресных вод на большей части территории области превышает 100 *м* (рис 69)

Следует остановиться еще на специфике распределения в подземных и поверхностных водах, используемых населением для питьевых целей, важного микроэлемента—фтора Как известно, небольшое количество этого элемента в воде (0,6—1,5 *мг/л*) необходимо (недостаток вызывает кариес, избыток — флюороз) Содержание фтора в водах показано на рисунках 70 и 71, составленных по данным П И Трофимука (1960) и Т Н Ружниковой (1964) по 227 водопунктам Преобладающие концентрации фтора — ниже нормы (0,2—0,6 *мг/л*) Превышения нормы (свыше 1,5 *мг/л*) относительно редки Локализация таких водопунктов наме-

чается вдоль линии железной дороги в районе Тыреть — Кутулик и далее на восток по направлению к с. Бохан. Максимальное содержание фтора достигает 2,9 *мг/л* в поверхностных водах (р. Залари) и 2,7 *мг/л* в подземных водах (скважина в пос. Ноты). Приуроченность повышен-

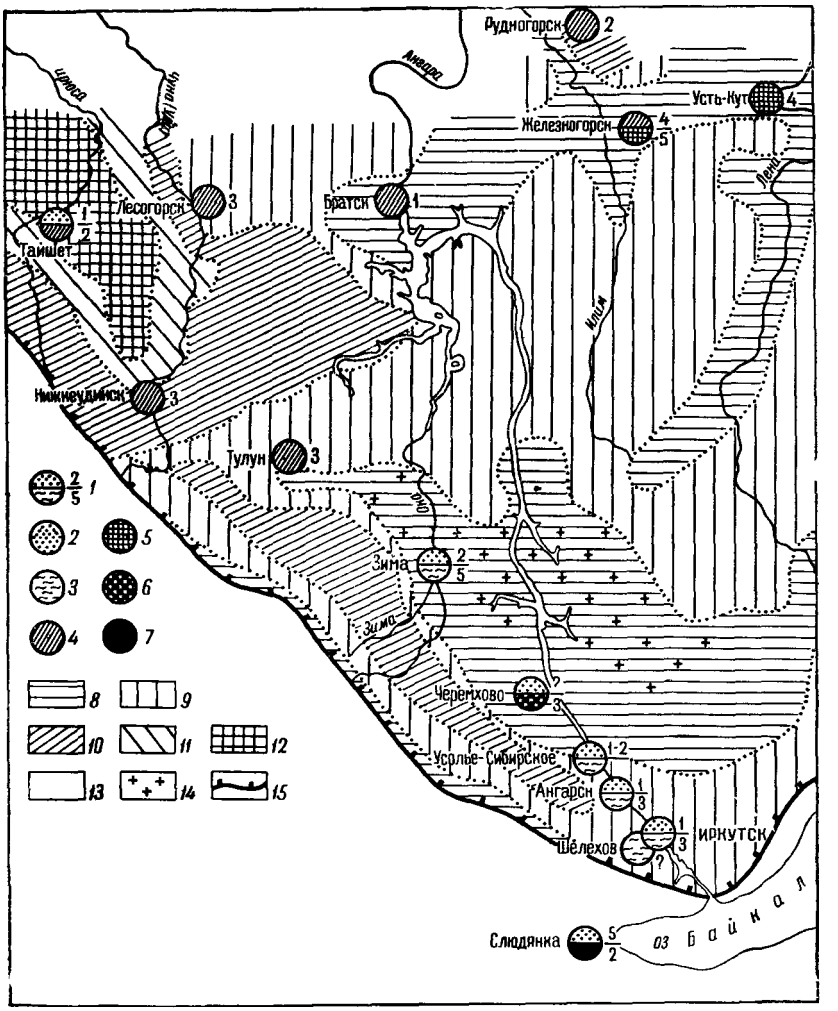


Рис. 69. Схема обеспеченности эксплуатационными запасами (по группам водоснабжения) пресных подземных вод городов южной части Иркутской области. Составил П. И. Трофимук, 1965 г.

1 — прогнозируемые запасы подземных вод. В кружке обозначен возраст пород основных водоносных комплексов. Цифры рядом — прогнозируемые группы водозаборов по мощности водоснабжения. Основные водоносные комплексы в отложениях: *2* — четвертичных; *3* — юрских; *4* — ордовикских; *5* — средне-верхнекембрийских; *6* — нижнекембрийских; *7* — протерозойских. Глубина распространения пресных подземных вод (ниже эрозионного вреза): *8* — менее 100 *м*; *9* — до 200 *м*; *10* — до 300 *м*; *11* — 400 *м*; *12* — более 400 *м*; *13* — сведений нет; *14* — вне аллювиальных отложений пресные воды практически отсутствуют; *15* — граница Ангаро-Ленского артезианского бассейна

ных содержаний фтора в подземных водах в основном к районам распространения сульфатно-карбонатных пород ангарской свиты нижнего кембрия дает основание предполагать о их генетической связи.

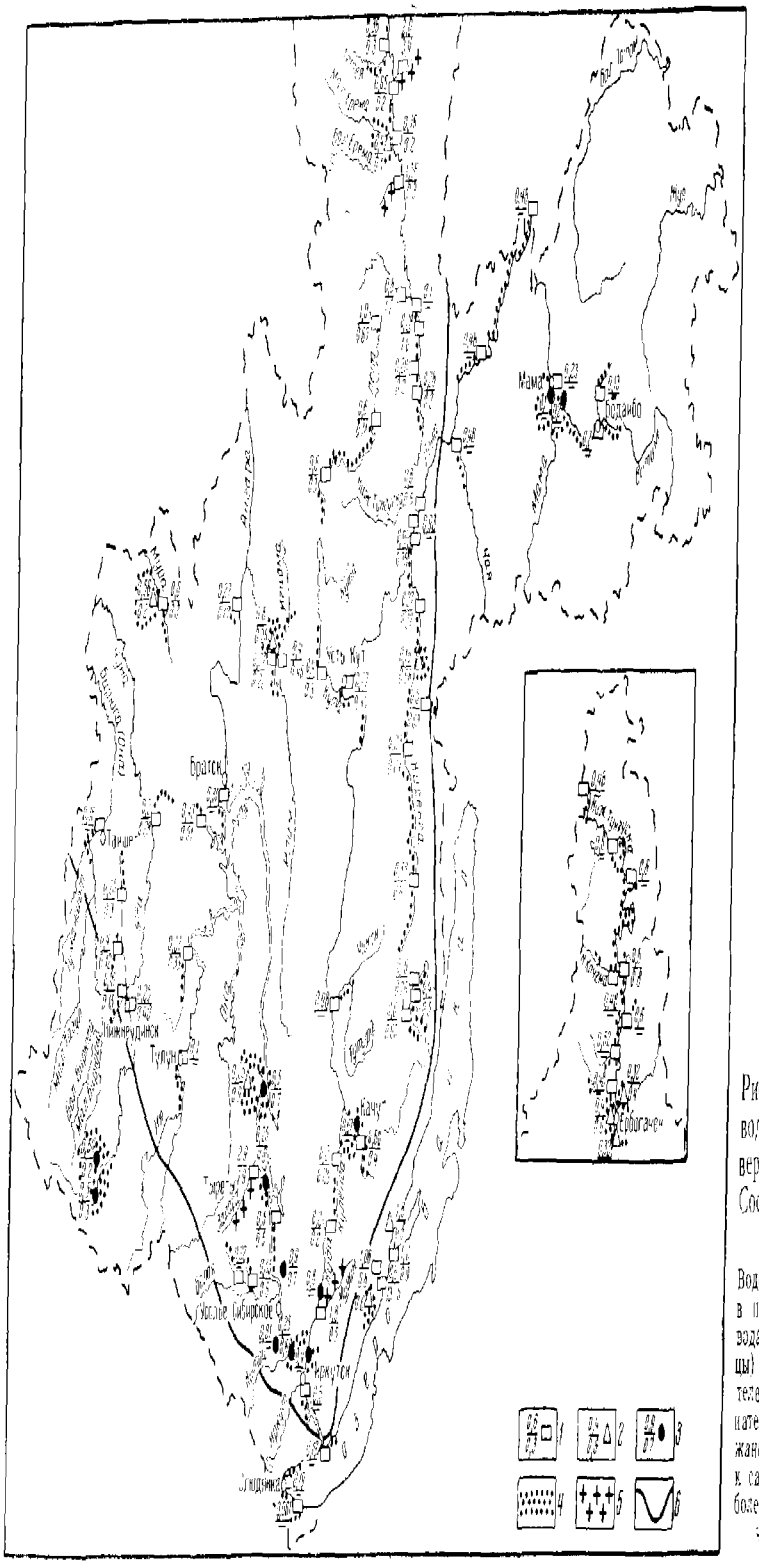


Рис 70 Содержание фтора в подземных водах четвертичных отложений и в по верхностных водах Иркутской области Составили П И Трофимук, А К Ста ростенко, 1965 г

Водопункты, опробованные на фтор *1*— в поверхностных водах *2 3*—в подземных водах (*2*—родники *3*—скважины и колод цы) Цифры у знака водопункта в числи теле—содержание фтора *мг/л* в знаме нателе—общая минерализация *г/л* Содер жания фтора (*аномальные по отношению* к санитарной норме) *4*—менее 0 7 *мг/л* 5— более 1,5 *мг/л*, *6*—граница платформенной части и горноскладчатого обрамления

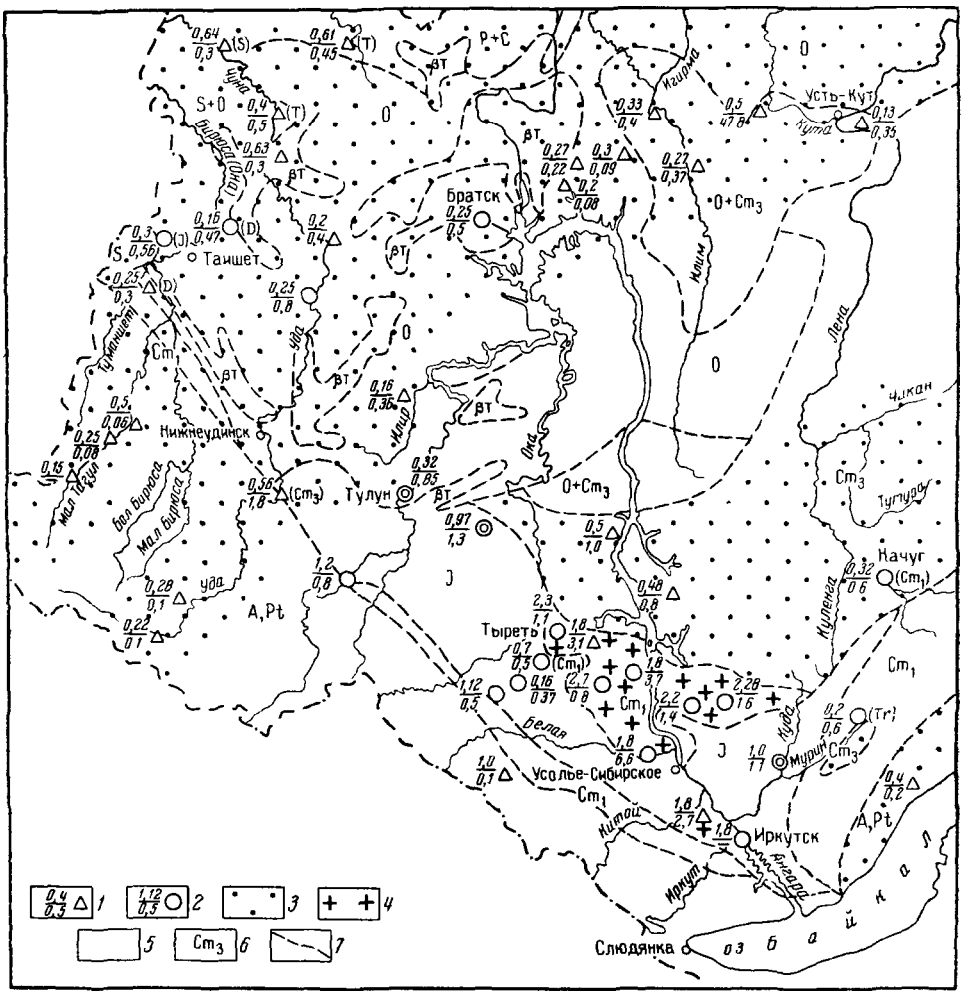


Рис 71. Содержание фтора в подземных водах юга Иркутской области. Составили П И. Трофимук и А. К. Старостенко, 1965 г.

Водопункты, опробованные на фтор *1* — родники, *2* — скважины и колодцы Цифры у знака водопункта в числителе — содержание фтора, *мг/л*, в знаменателе — общая минерализация, *г/л*. Группы водопунктов показаны двойным пунсоном, а содержание фтора в этом случае дается как среднее арифметическое При определении фтора в подземных водах не основного водоносного горизонта возраст вмещающих его пород указывается в скобках. Содержание фтора в подземных водах основных водоносных горизонтов *а* — аномальные по отношению к санитарной норме *3* — менее 0,7 *мг/л*, *4* — более 1,5 *мг/л*, *б* — в пределах санитарной нормы или не изучено: *5* — 0,7—1,5 *мг/л*, *6* — геологический индекс, соответствующий возрасту основного водоносного комплекса (два индекса соответствуют возрастам двух основных водоносных комплексов, распространенных на данной площади), *7* — границы основных водоносных комплексов

Другой не менее важный микроэлемент — йод в подземных и поверхностных водах области или отсутствует, или содержится в ничтожно малых количествах (дефицит его компенсируется добавкой этого элемента в пищевую соль).

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ ГОРОДОВ

В Иркутской области подземные воды относительно широко используются в населенных пунктах сельской местности и совершенно недостаточно в городах. По нашим подсчетам, в настоящее время из недр извлекается воды лишь около 1,7 $м^3/сек$, причем городские

водозаборы используют почти исключительно поверхностные воды. Но по большинству рек (в том числе и Ангаре) они не отвечают санитарным нормам. По мере развития промышленности, особенно химической, степень загрязнения поверхностных вод, как показывает практика многих других районов страны, увеличится. Таким образом, перевод централизованного водоснабжения городов на подземные источники питания является назревшим мероприятием, успешное осуществление которого во многом будет зависеть от наличия вблизи городов подземных вод высокого качества и в необходимых количествах.

В результате прогнозной оценки выявлены значительные количества подземных вод; запасы их позволяют по большинству городов благоприятно оценивать перспективу коренной перестройки водозаборов, что видно из прилагаемой схемы (см. рис. 69); краткие пояснения к ней по источникам водоснабжения основных объектов даются ниже.

Иркутск. Водоснабжение города осуществимо за счет использования подземных вод присаянской свиты среднеюрских отложений на правобережье р. Ангары (третья группа по мощности водоснабжения) и инфильтрационных вод четвертичных отложений на правобережье Иркутского водохранилища, обеспечивающих, по прогнозным данным, сооружение водозаборов первой группы по мощности водоснабжения.

Ангарск. Основной водоносный комплекс в юрских отложениях залегает на глубине от 20 до 80 *м*. Вода пресная, на глубине около 300 *м* солоноватая. Прогнозируемая группа по мощности водоснабжения — третья. Большой водообильностью обладают четвертичные отложения высокой поймы на левом берегу р. Китоя, в 8—10 *км* от города. Группа по мощности водоснабжения — первая. Поисково-разведочные работы следует ориентировать по двум направлениям: 1) выявление водообильных участков водоносного комплекса в юрских отложениях и 2) выбор оптимального варианта инфильтрационного водозабора.

Усолье-Сибирское. Условия водоснабжения его за счет подземных вод неблагоприятны. Производительность колодцев в четвертичных отложениях невелика. Мощность юрских отложений в районе города небольшая (от 5 до 100 *м*), так же как и их водообильность; местами вода имеет повышенную минерализацию. Большей водообильностью отличаются нижнекембрийские отложения, но эти воды обладают минерализацией свыше 1 *г/л*. Таким образом, вблизи города исключается возможность использования подземных вод для централизованного водоснабжения. При этих условиях поиски целесообразно ориентировать по двум направлениям: 1) выявление водообильных участков в юрских отложениях большей мощности, залегающих в северо-западной оконечности Иркутской впадины на расстоянии 15—20 *км* на юго-запад от Усолье-Сибирского, и 2) исследование возможности использования инфильтрационных вод в четвертичных отложениях р. Белой (в 17—20 *км* от города) или р. Китоя (в 27 *км* от города), производительность водоносного горизонта в которых оценивается по первой—второй группе.

Черемхово. Юрские отложения в радиусе от 25 до 50 *км* от города имеют мощность не более 50 *м* и большей частью сдренированы горными выработками. Подземные воды, приуроченные к ним, не могут быть использованы для водоснабжения. Воды известково-доломитовой толщи нижнего кембрия на территории Черемхово залегают на глубине 150—200 *м* и обладают повышенной минерализацией. Производительность скважин невысокая. Отложения этого же возраста вблизи Ангары ввиду их закарстованности обладают большей водообильностью и водой хорошего качества. Поиски подземных источников

водоснабжения г. Черемхово следует ориентировать в указанном направлении.

Другим источником централизованного водоснабжения могут явиться инфильтрационные воды в аллювиальных отложениях рек Ангары и Белой, соответственно в 15 и 30 *км* от города. По обоим из предложенных вариантов необходимо проведение поисково-разведочных работ.

Зима. Условия водоснабжения за счет подземных вод в юрских и кембрийских отложениях неблагоприятные. Скважины, вскрывающие их, малодебитны. Потребность города может быть полностью удовлетворена за счет использования инфильтрационных вод из аллювиальных отложений долины р. Оки *.

Тулун. Потребность города в воде может быть полностью удовлетворена за счет основного водоносного комплекса в отложениях устькутской свиты ордовика и частично путем использования подземных вод в подтрапповом горизонте ийской свиты ордовика *.

Нижнеудинск. Водоносный комплекс ордовикских отложений на территории города вскрыт скважинами глубиной 80—115 *м*. Воды напорные, пресные, отличного качества. Водоснабжение из ордовикских отложений оценивается по третьей группе мощности (100—500 *л/сек*), что вполне обеспечит потребность города в воде.

Тайшет. Надежным источником водоснабжения может служить основной водоносный комплекс в бадарановской, отчасти также братской свитах ордовика, относимый по прогнозным данным ко второй группе по мощности водоснабжения *. Дополнительно могут быть использованы инфильтрационные воды из аллювиальных отложений долины р. Бирюсы, а также воды девонских отложений (с привлечением инфильтрационных), обеспечивающих осуществление водозаборов, по прогнозным данным относимых к первой группе по мощности водоснабжения.

Братск. Водоносный комплекс, рекомендуемый к использованию, приурочен к трещиноватым песчаникам нижней части мамырской и верхней части ийской свит ордовика, в части, залегающей над интрузией траппов. Воды этого комплекса отличаются хорошим качеством; возможно устройство крупных водозаборов, по мощности относимых к первой группе. Воды подтраппового горизонта обладают повышенной соленостью.

Железногорск. Источником бытового водоснабжения являются подземные воды, приуроченные к песчаникам и известнякам устькутской свиты ордовика и к верхней части отложений верхоленской свиты среднего—верхнего кембрия.

Шелехов. Условия водоснабжения города за счет подземных вод в юрских и четвертичных отложениях неблагоприятны, так как обеспечивают водоснабжение лишь в пределах пятой и четвертой групп по мощности. Поэтому необходимо провести поиски обводненных участков в присаянской свите юры в долине р. Иркута (например, вблизи дер. Акино-Баклаши) и поиски карстовых вод в известково-доломитовой толще нижнего кембрия.

Слюдянка. Водоснабжение города в пределах пятой группы по мощности может быть обеспечено за счет аллювиальных вод долины р. Слюдянки. Более мощный водозабор может быть обеспечен за счет использования трещинно-карстовых вод.

* По данным на 1967 г. запасы утверждены в ГКЗ.

Глава 11

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Минеральные воды Иркутской области описаны во многих работах. Глубокий анализ и обобщение всех литературных и фондовых материалов по состоянию на конец 1959 г. были даны в монографии «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» (1961), под редакцией В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина. Каталог минеральных источников и скважин включал по Иркутской области 186 водопунктов. В последующие годы минеральные воды были вскрыты многими скважинами, а съемочные работы выявили ряд родников с минеральными водами разного типа; были обнаружены при этом воды ранее неизвестных в пределах описываемой территории типов (например, сульфатные и хлоридно-сульфатные натриевые солоноватые воды, железистые радоновые). В настоящее время количество водопунктов (скважин и родников) с минеральными водами достигает 230.

По районированию, приведенному в работе «Минеральные воды южной части Восточной Сибири», Иркутская область располагается в пределах двух провинций: платформенная ее часть является Ангаро-Ленской областью провинции хлоридных и сульфатных холодных и горячих вод, а горноскладчатое обрамление относится к провинции термальных вод: сюда заходят краевые северные части Байкало-Чарской области азотных и метановых терм и Восточно-Саянской области таких же терм и углекислых вод с различной температурой.

В Ангаро-Ленской области широким распространением пользуются сульфатные солоноватые (минерализация 2—5 *г/л*), хлоридные натриевые солоноватые и соленые воды, а также хлоридные натриевые, кальциево-натриевые и кальциевые рассолы различной крепости, газового состава и температуры. В провинции термальных вод известны выходы термальных и углекислых родников. В обеих провинциях в некоторых случаях минеральные воды отличаются повышенной радиоактивностью; имеются и пресные радоновые родники.

Соленые и рассольные воды юга Сибирской платформы являются прекрасным сырьем для получения ряда ценных продуктов, в том числе хлористого натрия, калия, брома, магния и др. Эти же воды, а также воды термальных, углекислых и радоновых родников могут найти широкое применение и в качестве лечебных минеральных. Все они уже были описаны при характеристике обводненности отдельных стратиграфических толщ и магматических пород (см. главу 5). Поэтому здесь остается привести некоторые дополнительные сведения и дать оценку возможностей использования лечебных минеральных вод, а также термальных вод как источника тепловой энергии.

ЛЕЧЕБНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

В зависимости от химического и газового состава, степени минерализации, температуры и наличия специфических компонентов, в комплексе определяющих лечебные свойства минеральных вод, на территории Иркутской области могут быть выделены следующие основные их группы:

1) хлоридные натриевые, преимущественно азотные, солоноватые и соленые воды (минерализация от 2—3 до 35 *г/л*), иногда с сероводородом;

2) хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые солоноватые и соленые воды (минерализация 2—35 *г/л*); преимущественно азотные, иногда слабо сероводородные;

3) хлоридные натриевые азотные и метановые рассолы (минерализация 35—320 *г/л*), иногда с высоким содержанием сероводорода;

4) хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция или кальциево-натриевые азотные и метановые рассолы с минерализацией 150—320 *г/л*;

5) хлоридные натриево- или магниево-кальциевые (нередко кальциевые) рассолы с минерализацией 320—600 *г/л* без сероводорода или с очень высоким его содержанием;

6) сульфатные солоноватые воды;

7) термальные азотные воды;

8) холодные углекислые воды;

9) радоновые (пресные) воды.

Хлоридные минеральные воды, хорошо изученные в настоящее время, исключительно разнообразны по своему составу и степени минерализации и дают целую гамму различных типов минеральных вод. Бальнеологические их свойства определяются наличием сероводорода, радона, брома и других компонентов. Некоторые представители хлоридных вод настолько характерны, что месторождения этих вод введены Центральным институтом курортологии и физиотерапии Министерства здравоохранения СССР как эталонные в классификацию подземных минеральных вод СССР и других стран (Иванов, Невраев, 1964). Термальные и холодные углекислые воды выходят в виде единичных родников; более широким распространением пользуются пресные радоновые воды.

Хлоридные натриевые соленые воды и рассолы повсеместно развиты в пределах платформенной части области (рис. 72). Они отличаются весьма широкими пределами минерализации — от солоноватых вод до крепких рассолов. Соленые воды и рассолы обнаружены по долинам крупных рек (Ангары, Лены, Нижней Тунгуски) и их притоков (см. рис. 46). Скважинами вскрываются на глубинах от 20—100 *м* (Булай, Ангарск и т. д.) до 500—1000 *м* (Усолье, Иркутск, Нукуты). Дебит родников и скважин (при различных понижениях уровня) колеблется от долей до десятков литров в секунду (табл. 58); иногда скважины фонтанируют с большим дебитом (в пос. Московщине до 20 *л/сек*, на ст. Мальта до 200 *л/сек* и т. д.).

В соленых водах и рассолах содержание хлоридов и натрия составляет 90%-*экв* и более. В слабо соленых и солоноватых водах нередко наблюдается повышенное содержание сульфатов и щелочных земель. По газовому составу хлоридные натриевые воды преимущественно азотные (такими являются воды всех родников); иногда скважинами на относительно больших глубинах вскрываются азотно-метановые рассолы. Сероводород в небольших количествах (2—3 *мг/л*)

Характеристика хлоридных натриевых соленых вод и рассолов

№ по гидрогеологической карте	Название и местоположение скважины или родника	Водовмещающие породы и их возраст	Статический уровень, *м* / Глубина опробования (для скважин), *м*	*Дебит, л/сек* / Понижение (для скважин), *м*	Температура воды, °С / pH	Химический состав воды по формуле Курлова	Автор и дата опробования	Использование лечебных вод
Хлоридные натриевые солоноватые и соленые воды (2—35 *г/л*)								
(488)	Скважина Сосновская (близ ст. Мальта)	Песчаники, J	Сведений нет	0,05 / Фонтанирует	3,5 / 6,8	$H_2S^{0,001-}_{0,01}$ $M_{7,3}$ Cl 69 SO_4 26 HCO_3 5 / (Na+K) 77 Ca 15 Mg 8	Е. В. Пиннекер, 1965 г.	„Дикий" курорт
46	Родник на левом берегу р. Чулы, в 50 *км* выше устья	Алевролиты, $Cm_{2-3}vl$	—	1,0 / —	1—2 / —	$M_{7,7}$ Cl 79 SO_4 19 / Na 75 Ca 15 Br 0,004	Г. А. Белозеров, 1963 г.	Не используется
41	Паршинские („Вонькие Ключи"), левый берег р. Лены	Битуминозные известняки, Cm_1l	—	74 / —	4,9 / 7,6	$H_2S_{0,0018}$ $M_{7,47}$ Cl 80 SO_4 18 / Na 79 Ca 14 Mg 6	Г. М. Белозерова, 1959 г.	„Дикий" курорт
56	Родник на левом берегу р. Ичеры, в 70 *км* выше устья; местность „Усолье"	Известняки, Cm_{1-2}	—	150 / —	6,0 / 7,6	$H_2S_{0,0067}$ $M_{26,87}$ Cl 92 SO_4 8 / Na 90 Ca 7 Br 0,008	Г. М. Белозерова, 1959 г.	Не используется
75	Родник в долине р. Жуи	Известняки, Cm_1l	—	3,0 / —	4,4 / 7,8	$M_{4,89}$ Cl 65 SO_4 30 / Na 71 Ca 18 Mg 11	М. Я. Дубников и др., 1963 г.	„
159	Группа родников в р-не дер. Каймоново по правому и левому берегам р. Куты, левого притока р. Лены	Доломиты, $Cm_{1-2}lt$	—	10 / —	4,4 / 7,1	Rn_{84} $M_{24,57}$ Cl 94 SO_4 5 / Na 93 Br 0,014	Е. В. Пиннекер, 1960 г.	„
380	Скважина Мальтинская 1	Доломиты, Cm_1bl	Фонтанирует / 317	200 / Фонтанирует	8 / —	$H_2S_{0,006}$ $M_{13,8}$ Cl 80 SO_4 18 / Na 80 Ca 13 Mg 7 Br 0,007	Е. В. Пиннекер, 1956 г.	„
(479)	Родник Ключевской на правом берегу р. Киренги, у северо-восточного конца с. Ключевского	Cm_1l	—	10 / —	7,0 / 7,8	$H_2S_{0,004}$ M_{11} Cl 81 SO_4 17 / Na 83 Ca 10 Mg 6 Br 0,0044	Е. В. Пиннекер, 1962 г.	„
(472)	Скважина на правом берегу р. Ангары, у плотины Иркутской ГЭС	Песчаники, J	Фонтанирует / 24	2,75 / Фонтанирует	6,2 / 7,5	$H_2S_{0,039}$ $M_{3,09}$ Cl 86 HCO_3 8 SO_4 6 / (Na+K) 97	Б. М. Щенькман, 1963 г.	„
(477)	Скважина 238 возле дер. Суховская	Песчаники, J	+ 2,7 / 80	1,5 / 2,7	6,5 / 7,6	$H_2S_{0,023}$ $M_{2,93}$ Cl 78 HCO_3 14 SO_4 8 / Na 87 Ca 7 Mg 6 Br 0,009	В. Н. Борисов, 1962 г.	„Дикий" курорт
Хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые соленые воды (2—35 *г/л*)								
(500)	Скважина 20 в дер. Рождественке	Мергели	+2,65 / 144	0,41 / 1,8	1,1 / 8,2	$M_{4,75}$ Cl 79 SO_4 20 / Ca 75 Na 22 Br 0,049	В. А. Малий, 1960 г. Ю. И. Кустов, 1963 г.	Используется для водоснабжения фермы
24	Родник южнее дер. Лужки, в 3,5 *км* выше устья р. Дюгдовая (правый приток р. Нижней Туигуски)	Известняки, Cm_1l	—	10	3,5 / 6,0	$M_{6,1}$ Cl 94 / Ca 38 Na 34 Mg 28	И. Н. Угланов, П. Н. Петров, 1963 г.	Не используется

№ по гидрогеологической карте	Название и местоположение скважины или родника	Водовмещающие породы и их возраст	Статический уровень, *м* / Глубина опробования (для скважин), *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение (для скважин), *м*	Температура воды, °С / pH
					Хлоридные натриевые
155	Родник в дер. Шестаково на правом берегу р. Илима	Песчаники, $Cm_{2-3}vl$	—	7,8 / —	8,0 / 7,0
29	Родники Икские на р. Ике у сользавода (бывш.)	Доломиты, $Cm_{1-2}lt$	—	50 / —	5,5—7,5 / —
39	Группа родников около дер. Гаженки, на левом берегу р. Нижней Туигуски	Доломитизированные известняки и доломиты, $Cm_{1-2}lt$	—	40 / —	2,5—3 / 6,8
317	Скважина Нукутская 1, в 3 *км* юго-западнее с. Нукуты	Доломиты, Cm_1l	55 / 425—435	0,20 / Фонтанирует	5,4 / 7,0
382	Колодец — родник в г. Усолье — Сибирское, на поверхности поймы долины р. Ангары	Доломиты, Cm_1l	—	10 / —	7,6 / 7,2
399	Скважина 110 в г. Иркутске (на территории ФТС)	Доломиты, Cm_1l	+30 / 602—707	0,6 / 29,7	17 / 7,6
(503)	Скважина 223 в г. Иркутске (на территории ФТС)	Доломиты, Cm_1l	Фонтанирует / 761—956	7,35 / —	24 / 6,8
(495)	Скважина 3 в г. Иркутске (на территории горбольницы)	Доломиты, Cm_1l	+15 / 664	1,03 / 15	9 / 7,3
(474)	Родник в 0,2 *км* выше устья р. Туруки, на левом берегу р. Лены	Доломиты, $Cm_{1-2}lt$	—	3,5 / —	8,6 / 6,9
(475)	Родник курорта „Усть-Кут“	Алевролиты, Cm_3	—	2,4 / —	7,2 / 7,2
(490)	Скважина 2 на курорте „Новое Усолье“ у дер. Нижний Булай	Доломиты, Cm_1bl	42,2 / 500	0,07 / 14	7,0 / 7,2
					Хлоридные кальциево-натриевые
152	Скважина Заярская 1-о	Переслаивание доломитов и каменной соли, Cm_1us	310 / 2608—2615	0,006 / 1400	41,8 (пласт) / 6,6
253	Скважина Тулунская 1-р	Песчаники, Cm_1mt	186 / 2785—2795	1,96 / 444	15,4 / 7,2

Химический состав воды по формуле Курлова	Автор и дата опробования	Использование лечебных вод
рассолы (35—320 *г/л*)		
$M_{136,3}\ \frac{Cl\ 99}{Na\ 96}\ Br\ 0{,}09$	А. И. Куркуев, 1955 г.	Не используется
$M_{107,6}\ \frac{Cl\ 96}{Na\ 95}\ Br\ 0{,}033$	И. С. Шарапов, 1936 г.	То же
$M_{70,9}\ \frac{Cl\ 94\ SO_4\ 5}{Na\ 92}\ Br\ 0{,}02$	*М. П. Распопов*, 1953 г.	„Дикий" курорт
$H_2S_{0,249}\ M_{57,5}\ \frac{Cl\ 88\ SO_4\ 10}{Na\ 83\ Ca\ 13}\ Br\ 0{,}001$	Е. В. Пиннекер, 1961 г.	Не используется
$H_2S_{0,012}\ M_{71,0}\ \frac{Cl\ 93\ SO_4\ 7}{Na\ 94\ Ca\ 5}\ Br\ 0{,}04$	Е. В. Пиннекер, 1961 г.	Курорт „Усолье-Сибирское"
$H_2S_{0,020}\ M_{64,5}\ \frac{Cl\ 90\ SO_4\ 9}{Na\ 95}\ Br\ 0{,}017$	П. А. Шувалов, 1956 г.; Е. В. Пиннекер, 1961 г.	Курорт „Ангара"
$H_2S_{0,018}\ M_{47,8}\ \frac{Cl\ 90\ SO_4\ 9}{Na\ 89\ Ca\ 8}\ Br\ 0{,}012$	П И Трофимук, 1958 г.	То же
$H_2S_{0,011}\ M_{46,6}\ \frac{Cl\ 89\ SO_4\ 11}{Na\ 88\ Ca\ 7}\ Br\ 0{,}014$	М. А. Цахновский, 1958 г; Е. В. Пиннекер, 1962 г.	Водолечебница
$Rn280\ M_{156,7}\ \frac{Cl\ 95\ SO_4\ 5}{Na\ 95}\ Br\ 0{,}024$	Е В. Пиннекер, 1963 г.	Не используется
$Rn98H_2S_{0,0015}\ M_{145,6}\ \frac{Cl\ 95}{Na\ 94}\ Br\ 0{,}042$	Е. В Пиннекер, 1961 г.	Курорт „Усть-Кут"
$H_2S_{0,0136}\ M_{133}\ \frac{Cl\ 96}{Na\ 94}\ Br\ 0{,}048$	Л. Г. Ефимова, 1961 г	Резерв для курорта „Новое Усолье"
рассолы (200—400 *г/л*)		
$M_{312}\ \frac{Cl\ 100}{Na\ 70\ Ca\ 27}\ Br\ 1{,}09$	Б. Б. Осташевский, 1959 г	Не используется
$M_{326}\ \frac{Cl\ 99}{Na\ 62\ Ca\ 28\ Mg\ 7}\ Br\ 3{,}37$	Б. Б Осташевский и Е В Пиннекер, 1960 г.	»

№ по гидрогеологической карте	Название и местоположение скважины или родника	Водовмещающие породы и их возраст	Статический уровень, *м* / Глубина опробования (для скважин), *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение (для скважин), *м*	Температура воды, °С / pH
		Хлоридные натриево-кальциевые, магниево-			
203	Скважина Нижнеудинская	Песчаники, Cm_1mt	260 / 3218—3233	0,61 / 166	14,5 / 4,0
253	Скважина Тулунская 1-о	Доломиты, Cm_1us	469 / 1790—1840	0,007 / 1031	29,6 / 6,2
275	Скважина Балыхтинская 5-р	Доломиты, Cm_1	Фонтанирует / 1122—1130	1,04 / ~200	15 / 4,6
313	Скважина Шелонинская 2-р	Кавернозные доломиты	Фонтанирует / 476—499	1,25 / —	12 / 6,0
(470)	Скважина Тыретская 6-р	Доломиты и доломито-ангидриты	Фонтанирует / 1675—1730	~0,31 / ~100	18,8 / 4,5
(471)	Скважина Осинская 1-р	Доломиты и доломито-ангидриты, Cm_1mt	Выброс с нефтью / 1630—1668	0,06 / 1600	13,2 / —
		Сульфатные кальциевые и			
285	Родник на левом берегу р. Тангоды, в 15 *км* ниже слияния левой и правой Тангоды	Битуминозные доломиты, Cm_1l	—	~100	3 / 7,9
(458)	Скважина ИЛ-7, долина р. Илима д. Качино	Песчаники, О	Фонтанирует / 150—180	5 / Фонтанирует	2 / —
(460)	Родник на р. Тыпте у дер. Федоровщина	Песчаники, $Cm_{2-3}vl$	—	0,15	4,2 / —
(461)	Родник Ункурликский, долина р. Заларинки	$Cm_{2-3}vl$	—	4,0	2,0 / —
(462)	Родник Узкий Луг, долиина р. Белой	Доломиты, Cm_1bl	—	25	5—6 / —
154	Скважиина в пос. Илимск, на левом берегу р. Илима	Алевролиты и песчаники, $Cm_{2-3}vl$	8,2 / 30,0	3,8 / 5,5	— / 7,7
		Термальные			
178	Родник на рч. Челолек, на правом берегу р. Витима	Известняки, Cm_{1-2}	—	8,0 / —	36,8 / —
(451)	Родник Владимировский, в районе дер. Владимировки	Песчаиики, алевролиты, J	—	0,5 / —	39 / —

Химический состав воды по формуле Курлова	Автор и дата опробования	Использование лечебных вод
кальциевые и кальциевые рассолы (320 - 600 г/л)		
$M_{414}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 59\ Na\ 20\ Mg\ 17}$ Br 7,18	Н. Ф. Коробова и Е. В. Пиннекер, 1961 г.	Не используется
$M_{542}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 75\ Mg\ 11\ Na\ 8\ K\ 5}$ Br 7,21	Б. Б. Осташевский и Е. В. Пиннекер, 1962 г.	То же
$H_2S_{1,97}\ M_{599}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 78\ Mg\ 12\ K\ 5\ Na\ 5}$ Br 8,07	М. А. Цахновский и Е. В. Пиннекер, 1960 г.	„
$H_2S_{0,090}\ M_{473}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 53\ Mg\ 36 K\ 6\ Na\ 5}$ Br 6,4	М. А. Цахновский, 1962 г.	„
$H_2S_{1,73}\ M_{535}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 81\ Mg\ 13}$ Br 8,81	М. А. Цахновский и Е. В. Пиннекер, 1960 г.	„
$H_2S_{2,004}\ M_{506}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 80\ Mg\ 14\ K6}$ Br 3,78	Н. Ф. Коробова и Н. Я. Тычино, 1955 г.	„
сульфатные натриевые воды		
$M_{1,96}\frac{SO_4\ 91}{Ca\ 70\ Na\ 25}$	Б. И. Писарский, 1963 г.	„
$M_{5,58}\frac{SO_4\ 90\ Cl\ 8}{(Na+K)\ 62\ Ca\ 25\ Mg\ 12}$	З. А. Хлебникова, 1964 г.	„
$M_{4,2}\frac{SO_4\ 86\ HCO_3\ 12}{Ca\ 73\ (Na+K)\ 18\ Mg\ 9}$	Е. В. Пиннекер, 1960 г.	„
$H_2S_{0,005}\ M_{2,4}\frac{SO_4\ 89\ HCO_3\ 7}{Ca\ 77\ Mg\ 20}$	В. И. Астраханцев и др., 1955 г.	„Дикий“ курорт
$M_{1,9}\frac{SO_4\ 70\ Cl\ 21\ HCO_3\ 8}{Ca\ 49\ Mg\ 26\ (Na+K)\ 25}$	Е. В. Пиннекер и др., 1956 г.	Не используется
$M_{2,28}\frac{SO_4\ 87}{Ca\ 47\ Mg\ 37}$	По данным Н. П. Шевчук, 1964 г.	То же
воды		
$M_{0,199}\frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 22\ Cl\ 18}{Ca\ 45\ Mg\ 43\ Na\ 12}$	Е. В. Пиннекер, 1959 г.	„Дикий“ курорт
$M_{1,1}\frac{SO_4\ 89\ HCO_3\ 9}{Ca\ 61\ Mg\ 30\ (Na+K)\ 9}$	То же	То же

Продолжение табл. 58

№ по гидрогеологической карте	Название и местоположение скважины или родника	Водовмещающие породы и их возраст	Статический уровень, *м* / Глубина опробования (для скважин), *м*	Дебит, *л/сек* / Понижение (для скважин), *м*	Температура воды, °С / pH	Химический состав воды по формуле Курлова	Автор и дата опробования	Использование лечебных вод
				Углекислые воды				
(452)	Родник Улуг-Бырчатыг, в долине р. Исвен, бассейн р. Енисея	Известняки, Cm_1	—	0,025 / —	11,5 / —	$CO_2 1{,}6\ M_{1,3}\frac{HCO_3 93}{Ca\ 86\ Mg\ 9\ (Na+K)\ 5}$	А.Е. Лисицын, В. Н. Тимофеев и др., 1953 г.	„Дикий" курорт
238	Родник на правом склоне долины р. Черной Бирюсы, в 0,7 *км* выше устья	Кристаллические известняки, Pt_3	—	10,0 / —	0,5 / 5,9	$CO_2 1{,}54\ M_{2,1}\frac{HCO_3\ 83\ Cl\ 11\ SO_4\ 5}{Ca\ 63\ Mg\ 21\ Na\ 16}$	А. А. Зайиулин, В. М. Колосницын, 1962 г.	То же
				Пресные радоновые воды				
(454)	Родник Умбелловский в 15 *км* восточнее дер. Юхта, правый берег р. Умбеллы (правый приток р. Улькан)	Рыхлые отложения	—	200 / —	2 / 7,4	$Rn350CO_2 8{,}8\ M_{0,14}\frac{HCO_3\ 82\ Cl\ 11\ SO_4\ 7}{Ca\ 57\ Na\ 26\ Mg\ 17}$	Б. И. Писарский, 1962 г.	„ „
175	Родник Окунайский в устье р. Окунайки, на правом берегу р. Киренги	Аллювий	—	5—6 / —	4 / 7	$Rn168\ M_{0,38}\frac{HCO_3\ 52\ SO_4\ 32\ Cl\ 16}{Ca\ 47\ Mg\ 30\ (Na+K)\ 23}$	То же	„ „
(455)	Родник Зуи-Булан на р. Каменке, северо-западнее с. Баяндай	Пески неогена	—	0,5 / —	1 / —	$Rn198\ M_{0,59}\frac{HCO_3\ 69\ SO_4\ 29}{Mg\ 38\ Ca\ 25 (Na+K) 37}$	А. И. Крутикова, В. Ф. Кауров, 1958 г.	Не используется
(468)	Родник Нюрутканский на правом берегу р. Нюруткан, в 35 *км* от с. Карам на юго-восток		—	1000 / —	2,4 / 7,5	$Rn400CO_2 0{,}015\ M_{0,28}\frac{HCO_3\ 93}{Ca\ 64\ Mg\ 25}$	Г. П. Вологодский, П. Н. Петров, 1965 г.	То же
				Железисто—радоновые воды				
(487)	Родник в 4,2 *км* северо-северо-западнее дер. Бол. Онгурен	Лимонит и слюдистые сланцы брекчии, $Pt_1 il$	—	0,2—0,44 / —	4,2 / 5,5	$Rn40CO_2 0{,}061\ M_{0,277}\frac{SO_4\ 41\ Cl\ 40\ HCO_3\ 19}{Na\ 56\ Fe\ 13\ Ca\ 12\ Mg\ 11}$	Н. Н. Шуранова, 1965 г.	„Дикий" курорт
				Пресные сероводородные воды				
293	Родник 0,5 *км* южнее пос. Алыгджер, на правом склоне долины р. Кара-Бурень	Биотитовые гнейсовидные граниты, γPt	—	4 / —	3 / 7,4	$H_2S 0{,}01\ M_{0,2}\frac{HCO_3\ 93}{Ca\ 53\ Na\ 37\ Mg\ 10}$	И. С. Ломоносов, 1958 г.	Не используется

в этих водах встречается довольно часто; в ряде скважин (в г. Иркутске, физиотерапевтический санаторий, у плотины Иркутской ГЭС, вблизи г. Ангарска на ст. Суховской, в с. Нукуты и др.) содержание сероводорода составляло от 17—40 до 250 *мг/л*. В отдельных случаях (например, в с. Каймоново на р. Куте) хлоридные натриевые рассолы содержат значительные (до 0,3 *г/л*) количества брома.

В местах выхода хлоридных натриевых вод на поверхность на дне заполняемых ими водоемов образуются лечебные грязи (Мальтинское озеро, источники Усть-Кутский, Туманшетский, Гаженский, Улькан-ский).

Хлоридные натриевые соленые воды и рассолы в основном приурочены к нижнекембрийским отложениям. Однако в некоторых случаях

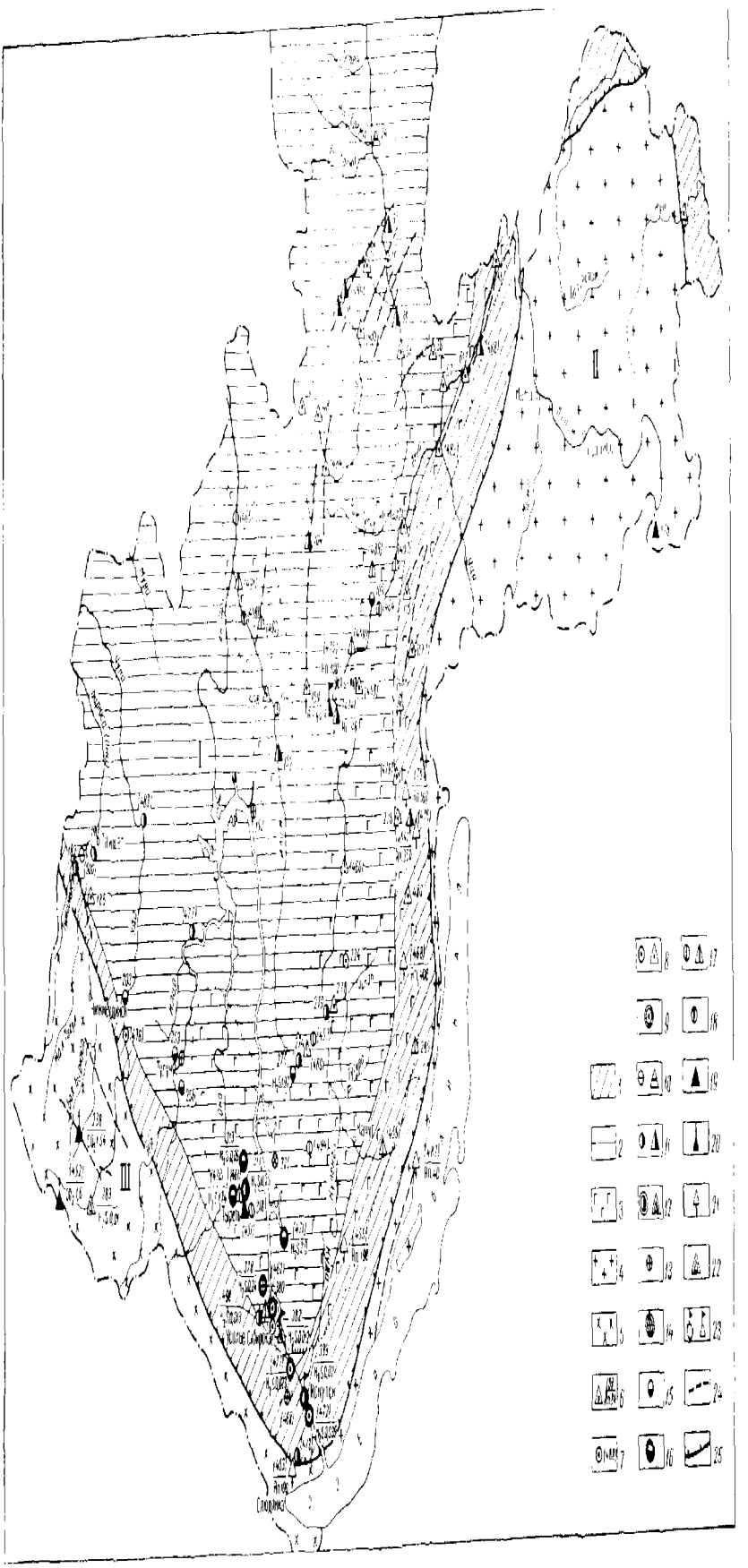


Рис. 72. Карта минеральных вод Иркутской области. Составили Е. В. Пиперкер, В. Г. Ткачук, 1965 г.

Площади распространения минеральных лечебных вод I – в Ангаро-Ленской гидроминеральной области: 1 – хлоридных натриевых соленых вод и рассолов, иногда слабо сероводородных, 2 – таких же вод и хлоридных натриево-кальциевых, магниево-кальциевых и кальциевых рассолов, нередко с высоким содержанием сероводорода; 3 – сульфатных кальциевых и местами сульфатных натриевых солоноватых вод на относительно небольших глубинах, II – в Байкало-Чарской гидроминеральной области: 4 – термальных и радоновых вод; III – в Восточно-Саянской гидроминеральной области: 5 – термальных, углекислых и радоновых вод. Родники и скважины с лечебными водами 6 – минеральные источники; 7 – скважины с лечебными минеральными водами. Цифры у родников и скважин в числителе номер по гидрогеологической карте или по таблице (в скобках), в знаменателе специфические компоненты газового состава – сероводород (H_2S, г/л), углекислота (CO_2, г/л) и радон (Rn, эман). Состав минеральных вод 8 – хлоридные, натриевые содоносные и соленые воды (2–5 г/л); 9 – то же с сероводородом; 10 – хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые соленые воды (2–35 г/л). 11 – хлоридные натриевые рассолы (35–320 г/л), 12 – то же с сероводородом; 13 – хлоридные кальциево-натриевые рассолы (200–400 г/л); 14 – то же с сероводородом; 15 – хлоридные натриево-кальциевые, магниево-кальциевые и кальциевые рассолы (330–600 г/л), 16 – то же с сероводородом; 17 – сульфатные кальциевые воды; 18 – сульфатные натриевые воды, 19 – термальные воды; 20 – углекислые воды; 21 – пресные радоновые воды; 22 – пресные сероводородные воды. Прочие обозначения 23 – действующие курорты; 24 – тектонические нарушения. 25 – граница между Сибирской платформой и горноскладчатыми сооружениями

они связаны с отложениями иного возраста; так, например, в с. Большой Луг на р. Олхе соленые воды были вскрыты скважиной на глубине 350 *м* в верхнепротерозойских отложениях; при глубине 450 *м* скважина давала хлоридный натриевый рассол с минерализацией 47 *г/л* и содержанием брома 270 *мг/л*. Известны случаи, когда соленые хлоридные натриевые воды приурочены к юрским (район г. Иркутска) или средне-верхнекембрийским (г. Усть-Кут, пос. Марково) отложениям.

По своему составу соленые хлоридные натриевые воды близки к водам так называемого старорусского типа (Иванов, Невраев, 1964); однако они нередко отличаются от них большей или меньшей минерализацией, а иногда и присутствием сероводорода. Так, например, в районе г. Иркутска скважиной у плотины Иркутской ГЭС на глубине 24 *м* в юрских отложениях была вскрыта хлоридная натриевая вода с минерализацией 3 *г/л* и содержанием сероводорода 39 *мг/л*; скважина Нукутская 1 фонтанирует рассолом, который содержит до 250 *мг/л* сероводорода.

Хлоридные натриевые рассолы бывают двух типов — с незначительным (менее 10 *мг/л*) количеством сероводорода или полным его отсутствием и с содержанием сероводорода, имеющим лечебное значение (свыше 10 *мг/л*). За первым типом следует сохранить название усольского (Иванов, Невраев, 1964); первоначально (Ткачук, Толстихин, 1961) под названием вод усольского типа объединялись все хлоридные натриевые соленые воды и рассолы, без значительного содержания сероводорода. Такие же рассолы, но с сероводородом в количестве 10—50 *мг/л* относятся к иркутскому типу (Ткачук, Толстихин, 1961; Иванов, Невраев, 1964), а более 50 *мг/л* — к нукутскому типу.

Среди хлоридных натриевых вод возможны и другие типы вод. Так, например, недалеко от ст. Мальта на правом берегу р. Белой в пос. Сосновка скважина на глубине менее 50 *м* вскрыла в юрских отложениях воду с минерализацией 7,3 *г/л* сульфатно-хлоридного (сульфатов 26%-*экв*) натриевого состава с общим содержанием щелочных земель 23%-*экв* и количеством сероводорода (по данным определений в разное время) от 1 до 10 *мг/л*. По своему составу вода близка к минеральной воде источника 1 курорта Трускавец, состав которой по формуле Курлова

$$M_{4,5}\,\frac{Cl\,69\;SO_4\,30}{Na\,71\;Ca\,20}$$

Хлоридные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые, магниево-кальциевые и кальциевые рассолы приурочены к нижнекембрийским отложениям и вскрываются скважинами на глубинах, измеряемых сотнями метров, дебит скважин преимущественно невелик и составляет 0,007—3 *л/сек* при понижениях, нередко измеряемых сотнями метров. В окраинных частях Иркутского амфитеатра, являющихся областями питания водоносных горизонтов нижнекембрийских отложений, такие рассолы отсутствуют (см. рис. 72).

Эти рассолы достаточно разнообразны по составу катионов и минерализации; среди них представлены рассолы: кальциево-натриевые с минерализацией 150—320 *г/л* (ст. Половина, Еловка, Заярск, Тулун и др.; см. табл. 27, 29, 58); натриево- и магниево-кальциевые с минерализацией 320—600 *г/л* (Шелонино, Христофорово, Тайшет, Тагна) и кальциевые с той же минерализацией (Нижнеудинск, Оса, Марково, Тыреть, Балыхта). По составу растворенных газов описываемые рассолы азотные (без воздушного кислорода и углекислоты), нередко метановые (углеводородные). В этих рассолах местами наблюдается очень высокое (до 1700—2000 *мг/л*) содержание сероводорода.

Весьма важным с точки зрения бальнеологической оценки хлоридных натриево- и магниево-кальциевых или кальциевых рассолов является наличие в них брома В водах родников количество брома обычно не превышает 50 *мг/л* (см табл 27, 28, 29) В скважинах вскрываются рассолы с уникальными количествами брома, достигающими 5—8 *г/л* (см табл 27, 29)

Разнообразие катионного состава и минерализации описываемых рассолов позволяет подразделить их на несколько типов Так, хлоридно кальциево-натриевые рассолы с минерализацией до 400 *г* были отнесены В Г Ткачук и Н И Толстихиным к половининскому типу, хлоридные кальциевые с минерализацией 320—600 *г/л* — к осинскому В классификации минеральных вод Института курортологии и физиотерапии (Иванов, Невраев, 1964) этому типу рассолов присвоено название тыретского Рассолы, не имеющие пока аналогов, вскрыты на Шелонинской нефтепоисковой площади, это хлоридные магниево-кальциевые рассолы без сероводорода, с минерализацией 473 *г/л* (см табл 58) Такие рассолы, очевидно, должны быть выделены в самостоятельный тип минеральной воды, его можно назвать шелонинским (по наименованию поселка, в районе которого он впервые был открыт)

Хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые солоноватые и соленые воды (минерализация 2—35 *г*) встречены на территории Иркутской области пока что в двух пунктах — родником в пос Лужки (на р Нижней Тунгуске) и скважиной в дер Рождественке (близ Тайшета) Преобладающими солями для этого типа вод являются хлориды кальция Минерализация их составляет 4,75—6 *г/л* (см табл 58), но за пределами Иркутской области на площади Тунгусского артезианского бассейна она достигает 35 *г/л* и более Происхождение солоноватых и солеиых вод с преобладаиием хлоридов кальция несомненно обязано процессам смешения глубоких хлоридных кальциевых рассолов с выше залегающими менее минерализованными водами

В Иркутской области эти воды еще не нашли лечебного применения, хотя они и представляют очень ценный тип минеральных вод — аналоги грузинской Лугелы (Иванов, Невраев, 1964)

Заканчивая характеристику хлоридных натриевых и кальциевых соленых и рассольных вод Иркутской области, необходимо сказать несколько слов об их температурном режиме Хлоридные воды родников повсеместно холодные (температура от 2—3 до 5—8°) Температура глубинных хлоридных вод, вскрываемых скважинами, находится в прямой зависимости от глубины их залегания Как показывает размещение изотерм (см прилож 2, разрез В—Г), на глубинах 700—1000 *м* температура пород, а следовательно, и приуроченных к ним вод повышается до 20° и более С этой глубины соленые воды и рассолы относятся уже к теплым

Сульфатные кальциевые и натриевые воды невысокой минерализации (2—10 *г/л*), характерные для зоны затрудненного водообмена, пользуются на Сибирской платформе почти повсеместным распространением на соответствующих, достаточно значительиых глубинах от поверхности, например, на ст Мироново сульфатные воды с минерализацией 3 *г/л* вскрыты в ордовикских отложениях на глубине 220 *м* Наряду с этим литологические особенности некоторых пород (загипсованность ордовикских, средне-, верхиекембрийских и нижнекембрийских отложений, местами интенсивная пиритизация юрских отложений) приводят к тому, что сульфатные солоноватые воды встречаются на небольших глубинах (50—150 *м*) от поверхности и легко могут быть использованы в качестве лечебных минеральных вод

Сульфатные минеральные воды выходят на поверхность в виде многочисленных родников и вскрываются скважинами (см. рис. 72). Дебит родников варьирует от 1—2 до 10 *л/сек*; встречаются родники, дебит которых достигает 25—100 *л/сек* (Мееровские в долине р. Унги, Узкий Луг в долине р. Белой и др.). Дебит скважин также разнообразный — от 0,1—0,5 до 2—5 *л/сек* при понижениях не более 10 *м*.

Сульфатные воды холодные, с минерализацией от 2 до 10 *г/л*; по составу катионов преимущественно кальциевые, иногда с довольно значительным содержанием щелочей и магния (см. табл. 58), позволяющим относить их к натриево- или магниево-кальциевым (Ткачук, Толстихин, 1961). В 1964 г. гидрогеологом Братской партии Иркутского геологического управления З. А. Хлебниковой в долине р. Илима в отложениях братской свиты (верхний ордовик) скважинами на глубинах 30—60 и 150—180 *м* были вскрыты воды исключительно своеобразного состава — сульфатные натриевые с минерализацией 6 *г/л* (см. табл. 58). Скважины фонтанировали с дебитом до 5 *л/сек*.

Сульфатные солоноватые воды с преобладанием кальция были выделены (Ткачук, Толстихин, 1961) в так называемый ункурликский тип; эти лечебные минеральные воды являются аналогами сульфатных кальциевых вод крайнского, звенигородского и московского типов (по классификации минеральных вод Центрального института курортологии и физиотерапии) с крайне ничтожным (2—5 *мг/л*) содержанием в них сероводорода (иногда он полностью отсутствует). Сульфатные натриевые воды являются аналогом учумских минеральных вод, используемых в качестве лечебной базы курорта (Иванов, Невраев, 1964) и имеющих состав:

$$M_{2.6}\,\frac{SO_4\,93\ HCO_3\,6}{(Na+K)\,50\ Ca\,36}$$

Термальные лечебные воды развиты во многих пунктах Байкальской области; азотные акратотермы выходят в виде горячих родников по берегам оз. Байкал (Горячинский, Хакусский, Котельниковский и др.). Один из таких родников — Котельниковский расположен на западном побережье Байкала, недалеко от границы Иркутской области (см. рис. 72). Это термы хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава с высоким (104 *мг/л*) содержанием кремнекислоты и температурой 62°.

В пределах Иркутской области известен пока только один горячий родник — Челолекский, в долине реки с тем же названием (бассейн р. Витима). Долгое время этот родник оставался неизученным и только в 1959 г. его обследовал Е. В. Пиннекер (1961). По составу это гидрокарбонатные магниево-кальциевые термы с большим содержанием сульфатов и хлоридов (см. табл. 58), с очень низкой минерализацией (0,2 *г/л*) и температурой 36,8°. Суммарный дебит нескольких выходов термальных вод составлял в сентябре 1959 г. 8 *л/сек*.

По своему составу Челолекские термы являются весьма специфичными. Термальные воды Байкальской и смежной Восточно-Саянской гидроминеральных областей преимущественно сульфатные или гидрокарбонатные натриевые. Только родники Шумакские (долина р. Шумак в Восточном Саяне) дают термальную воду гидрокарбонатного щелочноземельного состава; но Шумакские термы углекислые, тогда как вода родника Челолек, по-видимому, чисто азотная. Химический состав воды, а главное — наличие известковых туфов вокруг Челолекских родников позволяют предполагать, что они являются реликтом углекислых терм в условиях прекращения выделения или истощения запасов углекислоты.

В Восточном Саяне выходы термальных вод известны за пределами Иркутской области (Нилова Пустынь, Шумакские и Изиг-Сугские углекислые термальные родники, скважина Тункинская с горячей водой и др) На границе Иркутской области и Бурятской АССР в устьевой части долины р Изиг-Суга, притока р Хан, выходит Ханский родник с температурой (в октябре 1958 г) 12° Воды этого родника нельзя отнести к термальным, однако значительное повышение температуры воды по сравнению с типичной для родников этого района (не превышающей 2—5°) может свидетельствовать о подтоке на этом участке глубинных вод более высокой температуры

По аналогии со смежными участками развития магматических и метаморфических пород не исключена возможность обнаружения термальных вод и в Восточно-Саянской гидроминеральной области, расположенной в Иркутской области

Заканчивая описание термальных вод, нельзя не упомянуть своеобразный Владимирский родник, вода которого имеет температуру 39° (см табл 58) Генезис этого родника обязан подземному пожару в юрской угленосной толще

Холодные углекислые воды известны до настоящего времени в Иркутской области на двух участках В 1928 г в долине р Черной Бирюсы был обнаружен углекислый родник И А Молчанов (1930) привел анализ химического состава воды, без указания количества свободной углекислоты В 1962 г А А Зайнулин и В М Колосницын посетили этот родник, выходящий в 0,7 *км* выше слияния рек Черной и Красной Бирюсы Они установили, что родник приурочен к Колбинско Удинской зоне разлома, отделяющего Восточно-Саянский антиклинорий от главного Саянского горста, он вытекает из раздробленных кристаллических известняков янгинской свиты верхнего протерозоя По составу вода гидрокарбонатная кальциевая (см табл 58), с минерализацией 2,1 *г/л*, холодная, количество свободной углекислоты 1,54 *г/л* Близкой по составу и количеству свободной углекислоты является и минеральная вода в долине р Исвен (в пределах Тувы) — гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 1,3 *г/л* и содержанием свободной углекислоты 1,6 *г/л*

Воды этих родников являются характерными представителями дарасунского типа — углекислых гидрокарбонатных щелочноземельных вод, широко известных в Восточной Сибири

Радоновые воды пользуются довольно широким распространением как в Ангаро-Ленской гидроминеральной области, так и в провинции термальных вод горноскладчатых сооружений

В ряде случаев повышенной радиоактивностью отличаются воды соленых родников или рассолы, вскрываемые скважинами Так, например, хлоридный натриевый рассол Усть-Кутских родников содержит около 100 *эман* радона Радиоактивность свойственна соленым водам Каймоновского родника, рассолам Турукского и Верхне-Марковского родников и т д (см рис 72)

Кроме того, в пределах Ангаро-Ленской гидроминеральной области известен ряд родников пресных вод с весьма высокой радиоактивностью (см рис 72) В их числе можно указать родники в бассейне р Киренги Окунайский с радиоактивностью 168 *эман*, Умбелловский — 350 *эман*, Нюрутканский — 230—500 *эман* Воды этих источников в основном гидрокарбонатные щелочноземельные с минерализацией, не превышающей 0,5 *г/л* (данные Г П Вологодского, П Н Петрова и Б И Писарского, 1963—1965 гг) Группа родников в районе оз Нуха-Нур (Крутикова, Кауров, 1963) дает пресные сульфатно-кальциевые воды с содержанием радона от 60 до 200 *эман*

Радоновые воды безусловно встречаются и в пределах горно-складчатых сооружений, обрамляющих Сибирскую платформу. Доказательством этого может служить, например, родник в одном из распадков ручья, впадающего в оз. Ихе-Нур (в 4,2 *км* северо-северо-западнее с. Большие Онгурены), обследованный в 1965 г. сотрудниками Института земной коры СО АН СССР (см. табл. 58). Вода родника может обладать лечебными свойствами не только как радоновая, но и как железистая.

Заканчивая характеристику различных типов минеральных вод, следует указать на пресные сероводородные воды. Родник с такой водой обнаружен в Восточном Саяне близ пос. Алыгджер. Вода родника содержит 10 *мг/л* сероводорода (см. табл. 58).

Использование лечебных минеральных вод в Иркутской области резко отстает от потенциальных возможностей применения этих вод для лечения различных заболеваний. В области на минеральных водах функционируют только три курорта («Усолье-Сибирское», «Усть-Кут» и «Ангара»). В Иркутске создана водолечебница при городской поликлинике с применением хлоридных минеральных вод. На многих родниках местное население лечится так называемым «диким» образом.

Курорт «Усолье-Сибирское» — старейший курорт Восточной Сибири. На курорте имеются ванный корпус, грязелечебница и три благоустроенных жилых корпуса. Пропускная способность — 700 человек, из которых 200 человек лечится по курсовкам. Для лечения применяются естественный рассол родника (каптированного в виде колодца) и грязь Мальтинского озера.

Минеральная вода выходит на левом берегу р. Ангары из аллювиальных отложений, подстилаемых нижнекембрийскими доломитами; родником выводятся трещинно-жильные воды, поступающие из верхних горизонтов ангарской свиты. Производительность колодца (родника) 6—8 *л/сек*. На пути движения к поверхности рассолы разбавляются пресными водами, в связи с чем в различные сезоны года наблюдаются значительные колебания минерализации рассола (наибольшая минерализация 70—85 *г/л*) и содержания сероводорода от 1 до 12 *мг/л*; в небольших количествах присутствуют бром и радон (см. табл. 58).

Мальтинская грязь, применяемая на курорте, представляет собой черный слабо соленый озерный ил с грубым песчаным составом. Когда-то Мальтинское озеро было заполнено соленой водой, но сейчас оно почти высохло, резко снизился дебит пробуренной здесь скважины. Запасы грязи могут обеспечить потребности курорта еще несколько десятков лет.

После наполнения Братского водохранилища минеральный родник курорта «Усолье-Сибирское» будет затоплен. Строящийся курорт «Новое Усолье» находится в живописной местности на левом берегу р. Белой, западнее с Нижнего Булая. От Усолья-Сибирского он удален на 40 *км*. Расстояние до ближайшей ж.-д. ст. Половина равно 18 *км*. В 1958—1960 гг. на площадке курорта проведено поисково-разведочное гидрогеологическое бурение. Двумя скважинами на глубине 480—550 *м* в отложениях бельской свиты вскрыты напорные рассолы хлоридного натриевого состава с небольшим содержанием сероводорода (см. табл. 58). Кроме того, мелкими скважинами получены соленые хлоридные натриевые воды. Производительность скважин измеряется несколькими литрами в секунду. Запасы рассолов и соленых вод вполне достаточны для организации курорта с планируемой пропускной способностью (500 круглогодичных и 300 сезонных коек).

Курорт «Усть-Кут» пользуется большой популярностью у жителей севера не только Иркутской области, но и Якутской АССР. Он

очень удобно расположен — на стыке железной дороги, идущей от Тайшета, и водного пути по р. Лене. От железнодорожной станции Лена и пристани Осетрово (см. рис. 72) до курорта идет благоустроенное шоссе. Долгое время курорт действовал только летом. В 1962 г. он переведен на круглогодичное функционирование. Пропускная способность курорта невелика (150—165 человек в месяц), но в ближайшие годы она увеличится. Лечение производится радоновыми рассольными ваннами и грязевыми аппликациями.

Основной минеральный родник находится на правом берегу р. Куты. Выход каптирован, над колодцем устроен небольшой павильон. Вода переливается через сруб колодца в расположенное рядом грязевое озеро. Дебит источника 2,4 *л/сек* (см. табл. 58). При откачке с дебитом 8—25 *м*^{3}*/час* уровень воды в водоеме родника понижается на 1—3 *м*. Помимо основного родника, в районе курорта находится еще несколько выходов хлоридных натриевых вод. Все они связаны с крупным тектоническим разломом, который осложняет Сользаводскую антиклиналь. Скважины вблизи тектонического разлома в подстилающей средне-верхнекембрийские отложения карбонатной толще вскрывают напорные хлоридные натриевые рассолы.

Используемая для лечения вода представляет хлоридный натриевый рассол с минерализацией 140—150 *г/л*. Высокие лечебные качества Усть-Кутской минеральной воды в значительной степени определяются присутствием радона, содержание которого колеблется от 98 до 340 *эман*.

Грязевое озеро расположено рядом с основным источником, за счет которого оно главным образом и питается. Общая площадь озера 18 000 *м*^{2}, размер 260×100 *м*. Грязь представляет собой черно-серый пластичный ил с объемным весом 1,66 *т/м*^{3}. Мощность грязевой залежи чрезвычайно неравномерная и изменяется от 0,5—0,6 до 1,5—1,8 *м*. Запасы грязи равны 20 000 *т* (Пиннекер, Яснитская, 1963), т. е. при рациональной эксплуатации они обеспечат курорт более чем на 100 лет, даже если пропускная способность возрастет до 500 человек в месяц.

Курорт «Ангара» (Иркутский физиотерапевтический санаторий) расположен непосредственно в черте Иркутска, в сосновом бору на водоразделе рек Ангары и Иркута.

Использование минеральных вод начато в 1956 г., когда глубокая скважина 110 (по каталогу 399), специально пробуренная Иркутским геологическим управлением для физиотерапевтического санатория, вскрыла сероводородный хлоридный натриевый рассол. Эта вода и сейчас используется для ванн. Пока в санатории лечится 300 человек в месяц по путевкам и столько же по курсовкам. В ближайшее время пропускная способность лечащихся только по путевкам возрастет до 650 человек в месяц. Для расширения гидроминеральной базы на территории физиотерапевтического санатория пробурена еще одна скважина 223 (503 по каталогу), которая также получила минеральную воду. Качество и количество воды, выведенной этими скважинами, обеспечат нормальное функционирование курорта (Трофимук, 1960).

Рассолы на территории Иркутского физиотерапевтического санатория приурочены к доломитам нижнего кембрия, залегающим на глубине от 522 до 578 *м* (по кровле). Обе скважины (глубиной соответственно 750 и 981 *м*) вскрыли несколько напорных водоносных горизонтов. Скважины фонтанируют. Подземные воды являются трещинно-пластовыми, но не исключается и трещинно-жильный тип. Производительность водоносных горизонтов оценивается дебитом скважин от 0,6 до 7,35 *л/сек*. Рассолы имеют минерализацию 48—62 *г/л*. В отличие от

усольских и устькутских рассолов, которые являются слабо сероводородными, минеральная вода Иркутского физиотерапевтического санатория содержит сероводород в количестве от 0,012 *г/л* (скв. 223) до 0,017—0,021 *г/л* (скв. 110). В таких количествах сероводород уже оказывает на организм благоприятное физиологическое воздействие. Содержание радона едва достигает 5 *эман* и не превышает нормального фона. Температура воды 18—24°. В скважине 223, которая по сравнению со скважиной 110 обладает более высоким дебитом и меньшей минерализацией воды, температура выше. Лечебными в санатории являются также привозная минеральная грязь и вода с искусственной радиоактивностью.

Сероводородные хлоридные натриевые рассолы могут с успехом применяться для внекурортного лечения. Так, в Иркутской городской больнице с 1959 г. действует небольшое ванное отделение. Для лечения применяется рассол, который выводится на поверхность скважиной из отложений нижнего кембрия. Для внекурортного лечения минеральные воды могут быть использованы не только в Иркутске, но и в других городах и во многих рабочих поселках.

Недостаток курортов и санаториев, использующих лечебные минеральные воды, приводит к появлению «диких» курортов. Так, хлоридные натриевые воды отдельных родников издавна используются населением для лечения: Паршинский родник («Вонькие Ключи») на р. Лене, Гаженский (в устье р. Гаженки); Туманшетский (у бывшего сользавода) и др. Приезжают лечиться также на родник Челолек, где построены зимовье и деревянная ванна с навесом. На радоновые воды Окунайского и Умбелловского родников в летнее время устраивается буквально паломничество, при этом лечение, как правило, бывает эффективным. В последнее время широкую популярность приобрели минеральные воды Сосновской скважины (близ Мальты); сюда за водой приезжают из Усолья, Ангарска и Иркутска.

Первоочередного освоения в Иркутской области заслуживают крепкие сероводородные рассолы Нукутской скважины. По содержанию сероводорода (249 *мг/л*) они приближаются к известным Мацестинским и Усть-Качкинским минеральным водам. Дебит скважины при вскрытии водоносного горизонта (интервал 425—435 *м*) составлял 1 *л/сек*; затем скважина была забита и дебит снизился до 0,2 *л/сек* (см. табл. 58). В связи с обнаружением нукутских сероводородных рассолов может считаться решенной проблема нахождения в Восточной Сибири крепких сульфидных вод.

Пока совершенно не находят своего применения хлоридные кальциевые рассолы и сульфатные солоноватые воды. Между тем лечебное значение этих вод не вызывает сомнений.

Хлоридные кальциевые, правда слабые, рассолы (минерализация 52 *г/л*), использующиеся в качестве гидроминеральной базы на курорте «Лугела» (Иванов, Невраев, 1964), распространены и в Иркутской области. Рассолы осинского (тыретского) типа отличаются значительно более высокой минерализацией; однако путем разбавления могут быть получены рассолы любой крепости; при этом содержание в них таких важных компонентов, как бром и сероводород, будет превышать пределы, определяющие бальнеологический эффект этих вод К отрицательным факторам для эксплуатации хлоридных кальциевых вод Иркутской области относится их очень большая глубина залегания и низкие дебиты скважин Однако имеются участки, где эта глубина вполне доступна для бурения скважин на минеральные воды (например, в районе г. Зимы 400—500 *м*, в Рождественке 144 *м* и т. п.) Дебит скважин, составляющий 0,1—1 *л/сек*, а местами достигающий

3 *л/сек* (с Марково на р Лене, пос Шелонино), с учетом высокои концентрации рассолов может удовлетворить потребности курорта с достаточно большой пропускной способностью Наиболее перспективный район, где хлоридные кальциевые рассолы могут быть обнаружены в нескольких водоносных горизонтах (шелонинском, балыхтинском, осинском и парфеновском), располагается между ст Тыреть, пос Шелонинским и г Зимой

Для строительства новых санаториев весьма перспективны также сульфатные воды и хлоридные натриевые рассолы, выходящие в виде многочисленных родников В Ленском нефтегазовом районе, где развивается промышленность и растет население, следует использовать рассольные радоновые родники с Марково и пос Турука, здравницы местного типа можно построить с использованием родников, расположенных в удаленных и малообжитых районах области, таких, как Челолекского, Чернобирюсинского, Онгуренского и др

Можно не сомневаться в том, что в ближайшее время лечебные минеральные и термальные воды описываемой территории найдут более широкое применение для целей здравоохранения

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

На территории области, в пределах платформенной ее части, широко распространены термальные воды, приуроченные к осадочным терригенным и карбонатным отложениям палеозоя

Термальные воды залегают на значительных глубинах от дневной поверхности, определяемых геотермическими условиями того или иного артезианского бассейна, в свою очередь зависящими от физико-географических, структурно-геологических и гидрогеологических факторов.

Температура подземных вод определялась по нефтепоисковым, опорным и разведочным скважинам треста «Востсибнефтегеология» как путем замеров у устья скважин при их испытаниях, так и по данным термокаротажа, выполнявшегося трестом «Востсибнефтегеофизика»

Температурные замеры произведены в 59 скважинах, из них геотермический градиент определен по 23 скважинам, находившимся в состоянии покоя от 11 суток (Нукутская) до 2,5 месяцев (Осинская)

Центральная часть Иркутского амфитеатра является зоной средних величин геотермических параметров В интервале глубин 500—1000 *м* в отложениях ордовика и среднего — верхнего кембрия геотермический градиент равен 1,6°/100 *м* Глубже, в карбонатно-галогенной толще он уменьшается до 1,4°/100 *м*, а затем вновь увеличивается до 1,5—2,5°/100 *м* (Лысак, 1965)

В области разгрузки Ангаро-Ленского артезианского бассейна (Марково, Усть-Кут, Нижне-Илимск и предположительно Гаженка), а также в предгорных прогибах с интенсивным проявлением траппового вулканизма (Тайшет, Нижнеудинск) наблюдаются повышенные значения геотермических параметров Кроме того, они выявлены на локальных участках в районе сел Нукуты и Шелонино, а также в Иркутске Величины геотермических градиентов по сравнению с другими районами Ангаро-Ленского артезианского бассейна здесь наибольшие, и средний геотермический градиент осадочной толщи превышает, по определениям С В Лысак (1965), 2°/100 *м*, а в некоторых скважинах 2,5°/100 *м* (Тайшет, Усть-Кут)

Присаянье в пределах Иркутского юрского прогиба (Тыреть, Половина, Оса, Бельск, Еловка) является зоной пониженных величин геотермических параметров До глубины 1000—1500 *м* геотермические гра-

диенты, вычисленные для различных стратиграфических толщ, как правило, наименьшие и не превышают 1,2—1°/100 *м*. Здесь, среди пород, вскрытых скважинами, преобладают карбонатно-галогенные отложения нижнего кембрия, в которых нарастание температур в связи с низким тепловым сопротивлением пород происходит очень медленно: на глубине 500 *м* от дневной поверхности средняя температура равна 10,6°, а на глубине 1000 *м* 15,9°. На глубинах более 1500—2000 *м*, там, где распространены терригенные отложения алданского яруса нижнего кембрия и позднего докембрия, нарастание температур происходит более интенсивно, о чем свидетельствует увеличение геотермических градиентов до 1,6°/100 *м* (Бельск) и до 3,9°/100 *м* (Тыреть).

Горные сооружения, обрамляющие Ангаро-Ленский артезианский бассейн, являются областями глубинного регионального охлаждения и лишь ниже мощной зоны юрских холодных подземных вод в них развиты сложные водонапорные системы термальных вод, выходящие на дневную поверхность по крупным тектоническим нарушениям. В горных хребтах Восточно-Саянской, Байкало-Чарской и Витимо-Патомской гидрогеологических складчатых областей геотермический градиент обычно не превышает 1°/100 *м*, а в районах развития мощных толщ многолетнемерзлых пород он еще меньше. Поэтому территория этих горных стран относится к температурным зонам менее 0° и 0—20°.

Геотермические условия Ангаро-Ленского артезианского бассейна обусловливают глубины залегания термальных вод на этой территории (рис. 73). Подземные воды верхних водоносных горизонтов холодные и редко их температура достигает 5—7°. В областях питания бассейна, где происходит постоянный подток холодных инфильтрационных вод, мощность зоны холодных вод колеблется от 1316 *м* (Бельск) до 1555 *м* (Кутулик). В глубине бассейна она сокращается до 1067 (Оса) — 938 *м* (Жигалово) и до 870 (Тыныс) — 598 *м* (Усть-Кут) в областях разгрузки подземных вод — в северо-западной и северо-восточной частях бассейна. В районах развития траппового вулканизма мощность зоны холодных вод не превышает 745 (Нижнеудинск) — 778 *м* (Тайшет).

Термальные воды на территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна развиты в основном в водоносных формациях нижнекембрийских отложений, чаще всего в галогенной и терригенной (южная и центральная части бассейна). В очагах разгрузки бассейна (Усть-Кут, Марково) эти воды известны уже в карбонатной формации нижнего кембрия, а в западной части бассейна — в водоносных формациях ордовика и верхнего кембрия (Абан, Тайшет, Нижнеудинск). Чаще всего температура термальных вод бассейна изменяется от 20 до 50°, а в районах повышенных температур она может превышать 75° (Нижнеудинск, Тайшет и др.). Подземные воды с температурой 40° в Присаянье в пределах Иркутского юрского прогиба так же, как и в центральных районах амфитеатра, находятся на глубинах порядка 2400—2600 *м*, в то время как в районах повышенных величин геотермических параметров они расположены значительно выше, на глубине от 1600 *м* (Марково, Усть-Кут, Тайшет, Нижнеудинск) до 2200 *м* (Нукуты, Шелонино, Нижнеудинск). Изолинии глубин залегания изотерм 40° изображены на карте геотермического районирования (см. рис. 73).

На территории бассейна имеется единственный термальный родник Владимировский. Появление термальной воды в нем связано с подземным пожаром в пластах углей, которые залегают непосредственно под юрским водоносным горизонтом. Температура воды по мере угасания пожара постепенно снижается. Так, в 1954 г. она составляла 39°, а в 1960 г. понизилась до 31,6° (Пиннекер, 1961). Химический же состав

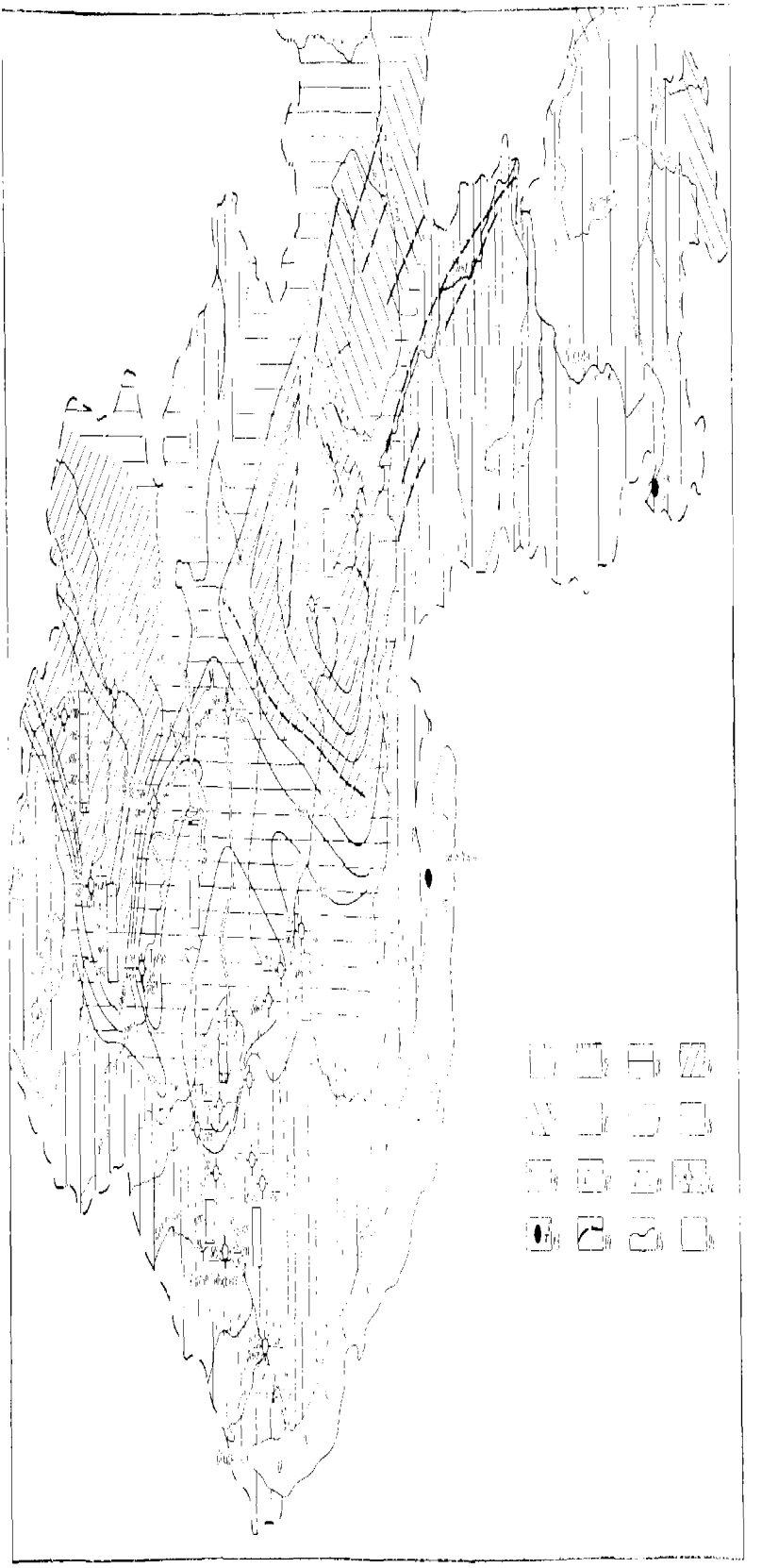


Рис 73 Карта геотермического районирования территории Иркутской области Составила С В Лысак, 1965 г

1 – горные сооружения Восточного Саяна, Байкальского и Витимо Патомского нагорий, охлажденные на большую глубину инфильтрационными водами, 2 – районы пониженных температур в областях питания Ангаро Ленского артезианского бассейна, 3 – районы средних температур, 4 – районы повышенных температур в областях разгрузки Ангаро Ленского артезианского бассейна или в предгорных прогибах с интенсивными проявлениями траппового вулканизма, 5 – предположительные районы повышенных температур Температурные зоны (по Кельцаху) 6 – 0–30° 7 – 30–50° 8 – 50–75° 9 – 75–100° 10 – 100–125° 11 – более 125° 12 – скважины вскрывшие термальные воды дробь слева в числителе – глубина залегания водоносного горизонта в знаменателе – пониженные дробь справа в числителе – температура воды на глубине залегания водоносного горизонта °С в знаменателе – дебит л/сек 13 – термальные источники в числителе – температура воды °С в знаменателе – дебит л/сек, 14 – тектонические нарушения 15 – глубины залегания изотермы 40° в осадочном чехле Иркутского амфитеатра, 16 – границы геотермических районов

воды не изменился и остался по-прежнему сульфатным магниево-кальциевым.

Наибольшая температура, которая была замерена в скважинах, расположенных на территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна, равна 77,3° (по данным термокаротажа Тайшетской скважины 1).

Исходя из величины среднего геотермического градиента 2,5°/100 *м* осадочной толщи в этом районе, можно предполагать, что на глубинах 4—5 *км* температура водовмещающих пород и находящихся в них вод превышает 100—135°.

Практическое использование термальных вод области в народнохозяйственных целях вызывает значительные затруднения. Это связано как с низкой производительностью скважин, не превышающей 1 *л/сек* при понижениях 200—300 *м*, так и с высокой минерализацией самих термальных вод. Такие воды в первую очередь должны быть использованы для добычи ценных химических компонентов: калия, брома, стронция и др., содержание которых в рассольных термальных водах очень высоко (калия до 20—22 *г/л*, брома до 10 *г/л* и т. д.). Из рассолов, вскрываемых глубокими скважинами, тепло может сниматься попутно при добыче калия и брома в Балыхте, Тырети и других районах. В Иркутске и Усть-Куте термальные воды могут усилить бальнеологический эффект существующих курортов.

Для окончательного решения вопроса использования термальных вод в народнохозяйственных целях необходимо проведение детальных разведочных работ с целью выявления глубоких, но достаточно обильных горизонтов подземных вод с высокой температурой. Для поисков термальных вод по территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна особенно перспективны зоны разломов в северо-восточной части бассейна (район Усть-Кут—Марково), где расположены основные очаги разгрузки подземных вод и имеются промышленные залежи нефти.

Глава 12

ОБВОДНЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Важнейшими полезными ископаемыми на территории Иркутской области являются слюда, уголь, золото, железо, гипс, каменная соль, силлиманитовые сланцы, магнезит, тальк, титан. Особый интерес представляют рассолы, богатые бромом, и выявленные в последние годы месторождения нефти и газа (рис. 74).

В зависимости от геоструктурного положения и характера вмещающих пород месторождения твердых полезных ископаемых по схеме П. И. Трофимука делятся на три группы:

Месторождения в пределах платформы.

Месторождения в пределах горноскладчатых областей.

Россыпные месторождения в отложениях речных долин.

По сложности гидрогеологических условий месторождения полезных ископаемых разделяются (табл. 59) на три группы: с простыми гидрогеологическими условиями (водопритоки в горные выработки до 100 $м^3/час$); с гидрогеологическими условиями средней сложности (притоки в горные выработки 100—500 $м^3/час$); со сложными гидрогеологическими условиями (возможные притоки воды в горные выработки более 500 $м^3/час$).

Приведенное разделение определяет степень сложности гидрогеологических условий в целом для крупных месторождений или их групп. Однако в пределах каждой группы и отдельных месторождений могут быть участки с различными по степени сложности гидрогеологическими условиями в зависимости от местных факторов (положение по отношению к местному базису эрозии, величина напора подземных вод, глубина и способ отработки и др.).

Степень гидрогеологической изученности месторождений полезных ископаемых неравномерная: достаточно детально изучены угольные месторождения, очень слабо — месторождения Мамского мусковитового и Ленского золотоносного районов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМЫ

1. Угольные месторождения

Месторождения угля (каменного и бурого) связаны с Иркутским угленосным бассейном. Кроме Черемховского и примыкающих к нему Владимиро-Головинского и Забитуйского месторождений, за последние 5—10 лет разведаны такие крупные угольные месторождения, как Азейское, Новометелкинское, Каранцайское, Кармагайское; окончена разведка Мугунского месторождения. Все они представляют первооче-

редной резерв для развития угледобычи в Иркутской области. Условия обводненности месторождений в основном определяются их приуроченностью к субгеосинклинальной или платформенной части бассейна.

Наиболее характерными представителями месторождений субгеосинклинальной части бассейна являются Новометелкинское, Аранса-

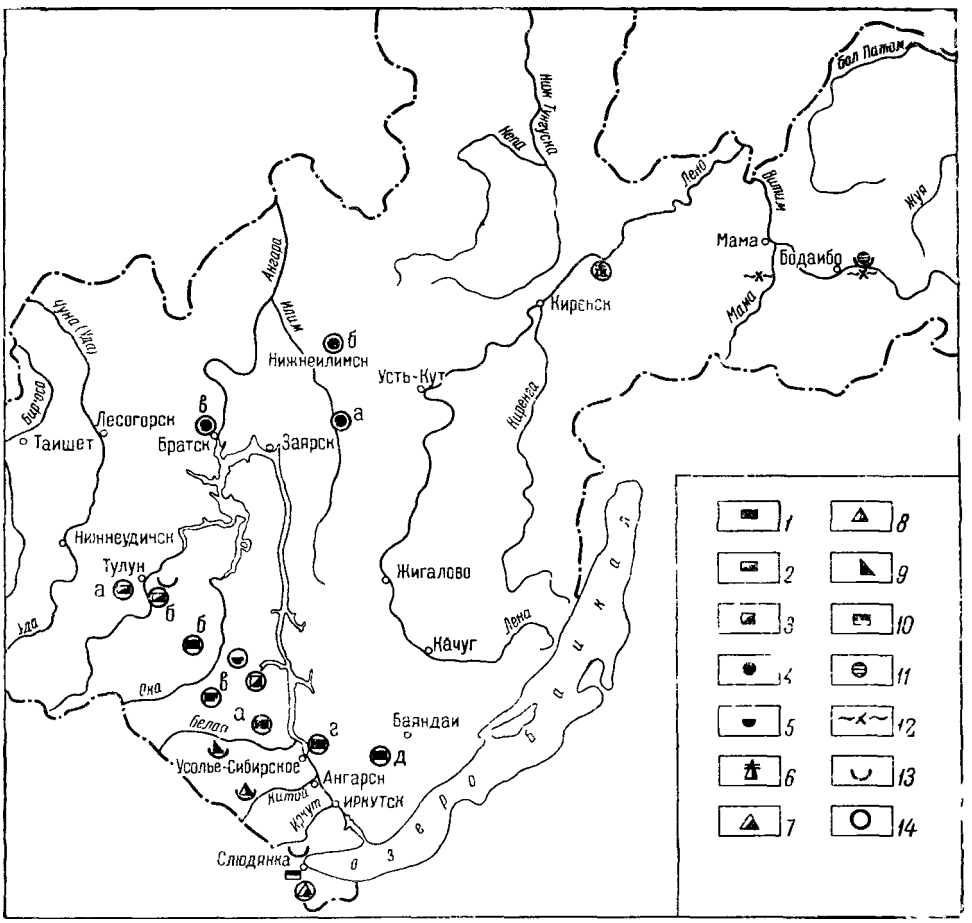


Рис. 74 Схематическая карта расположения месторождений полезных ископаемых Иркутской области Составили Я И. Зарубинский и И. А. Лившиц, 1965 г

Полезные ископаемые и наименования месторождений *1* — уголь каменный а) Черемховское, б) Караицайское, в) Новометелкинское, г) Кармагайское, д) Ишинское, *2* — уголь бурый а) Мугунское, б) Азейское, *3* — гипс, Заларийское, *4* — железная руда а) Коршуновское, б) Рудногорское, в) Красноярское, *5* — соль каменная, Тыретское; *6* — нефть и газ, Марковское, *7* — графит, Безымянское, *8* — силлиманитовые сланцы, Китойское, *9* — тальк, магнезит, Онотское, *10* — мрамор, цементное сырье, Перевал, *11* — золото россыпное, Ленское, Гидрогеологические и инженерно-геологические обозначения *12* — месторождения в области многолетней мерзлоты, *13* — месторождения, обводненные в нижней части, *14* — месторождения, обводненные на всю глубину отработки

хойское, Кармагайское, Ишинское; к этой же группе следует отнести и Каранцайское месторождение, расположенное на северном крыле Ийско-Зиминской впадины.

Все они приурочены к полосе Присаянских впадин и Кудинской депрессии. Большие запасы угля, определяемые миллиардами тонн, и способность их в шихте с другими углями давать удовлетворительного качества металлургический кокс придают Новометелкинскому, Кармагайскому, Ишинскому месторождениям особое значение при учете развития черной металлургии Иркутской области.

Таблица 39

Гидрогеологические особенности основных месторождений полезных ископаемых

Полезное ископаемое	Месторождение	Характер водоносности пород	Обводненность: обильная	Обводненность: малодебитная	Обводненность: экзогенная трещиноватость	Обводненность: тектоническая	Положение по отношению к местному базису эрозии	Гидрогеологические условия отработки: простые (приток до 100 м³/час)	Гидрогеологические условия отработки: средней сложности (приток 100–300 м³/час)	Гидрогеологические условия отработки: сложные (приток более 300 м³/час)	Примечание
В платформенной части											
Уголь	Мугунское	Песчаники, эффузивы, угли пористые, слабо трещиноватые	–			+	Ниже		–		
»	Азейское		–		+		Ниже		–		
»	Карапчайское		–			+	Ниже		–		
»	Позометелкинское			–		+	Ниже		+ (для карьера)	+ (для шахты)	
»	Черемховское	–	+	–	+		Выше	+ для карьера	+ (для шахты)		
»	Кармагазское	–					Ниже			+	
»	Ишимское	–	–	+		+	Ниже			+	
Нефть, газ	Марковское	–		+			Ниже	+		+	Приток в скважину
Гипс	Зазорщинское	Осадочные, карбонатные, трещиноватые	+		+		Выше		–		
Железо	Корпуновское	Изверженные, слабо трещиноватые	–			+	Выше			+	

»	Рудногорское	—	+				Выше		+			
»	Краснопровское	—	+				Выше		+			
Ильменит	Тулунское	Песчаники карбонатные трещиноватые	+			+	Выше	+				
Каменная соль	Тыретское			-		+	Ниже					Приток будет при проходке ствола шахты

В горноскладчатых областях

Флогопит	Слюдянское	Метаморфические трещиноватые		+		+	Выше Ниже	+			+	
Мусковит	Мамско-Чуйский район	Метаморфические трещиноватые	+		-		Выше	+				Наличие таликов среди многолетней мерзлоты
Графит	Безымянское	То же	+			-	Выше и ниже		+			
Силлиманит	Китойское	—	-	-		+	Выше	+				
Магнезит, тальк	Онотское	Метаморфические трещиноватые	+			+	Выше	+				
Мрамор	Перевальное	То же	+		+		Выше	Безводное				

Россыпные речные долины

Золото	Ленские	Песчано-галечные	Дражный	-	-		Ниже					Наличие таликов среди многолетней мерзлоты

Залегающие на глубинах до 200—300 *м*, при сравнительно небольшой мощности, угольные пласты могут быть отработаны главным образом подземным способом. Только небольшая часть запасов угля пригодна для отработки карьерами. Сложность гидрогеологических условий отработки месторождений определяется высокой водообильностью надугольных песчаников и угольных пластов (удельный дебит скважин достигает 10—12 *л/сек*), большими напорами подземных вод, достигающими 200—300 *м*, и широким диапазоном фильтрационных свойств пород; коэффициент фильтрации изменяется от десятых долей до 10—20 *м/сутки*.

Новометелкинское месторождение расположено в 80—100 *км* к юго-западу от ж.-д. ст. Залари и приурочено к одноименной впадине. На его территории широко развиты болота, приуроченные к пониженным формам рельефа; здесь же протекают две небольшие речки: Добрый Шерагул и Каменка, расход которых не превышает 3—4 $м^3/сек$.

В геологическом строении месторождения принимают участие четвертичные элювиально-делювиальные и аллювиальные суглинки, супеси, пески общей мощностью от 5—10 до 40—50 *м* и юрские угленосные отложения общей мощностью до 400 *м*, залегающие на размытой поверхности карбонатных пород нижнего кембрия. Комплекс пород юры представлен всеми тремя свитами. Продуктивная черемховская свита содержит до 12 пластов угля рабочей мощности, около 65% запасов которых пригодны для отработки открытым способом. Вмещающие породы состоят на 70—85% из песчаников и алевролитов. Весь комплекс юрских пород залегает в виде моноклинали с довольно крутым (до 15—20°) юго-западным выходом пород под четвертичный покров и пологим широким днищем складки.

Подземные воды содержатся во всех стратиграфических комплексах пород, однако наибольшее значение в обводнении горных выработок будут иметь воды юрских отложений. Лишь в период строительства в их обводнении примут участие и воды четвертичных отложений и болот.

В юго-западной части месторождения в юрских отложениях выделяется один-два водоносных комплекса с низкой водообильностью и напором воды до 50—100 *м*. По мере удаления на северо-восток общая мощность юрских отложений возрастает за счет увеличения мощности пород черемховской свиты и появления присаянской свиты. Одновременно число водоносных комплексов возрастает до 3—5, а напор подземных вод достигает 200 *м* и более. Песчаники присаянской свиты, как более пористые и трещиноватые, характеризуются высокой водообильностью, чем резко отличаются от сравнительно слабо проницаемых песчаников и алевролитов черемховской свиты. Это позволяет разделить всю толщу юры на две, резко отличные друг от друга, водоносные зоны. Верхняя, более водообильная зона, в центральной части месторождения достигает 75—125 *м*. Она характеризуется удельным дебитом скважин от 0,2—0,3 до 4—6 *л/сек*, а иногда—скв.[1] (354), (369), (720), см. рис. 75 — до 10—11,8 *л/сек* и коэффициентом фильтрации пород от 0,2 до 7 *м/сутки*, причем наиболее распространены значения от 0,75 до 3 *м/сутки*. Нижняя зона юры, включающая плотные мелкозернистые песчаники, алевролиты и пласты угля черемховской свиты и плотные песчаники с редкими линзами гравелитов и конгломератов заларинской свиты, имеет мощность до 250—300 *м*. Обводненность этой зоны очень низка: удельный дебит скважин колеблется от 0,001 до 0,35 *л/сек*, а коэффициент фильтрации водовмещающих пород не превышает 0,2 *м/сутки*. В площадном распространении водообильность пород юры также неравномерна (см. рис. 75).

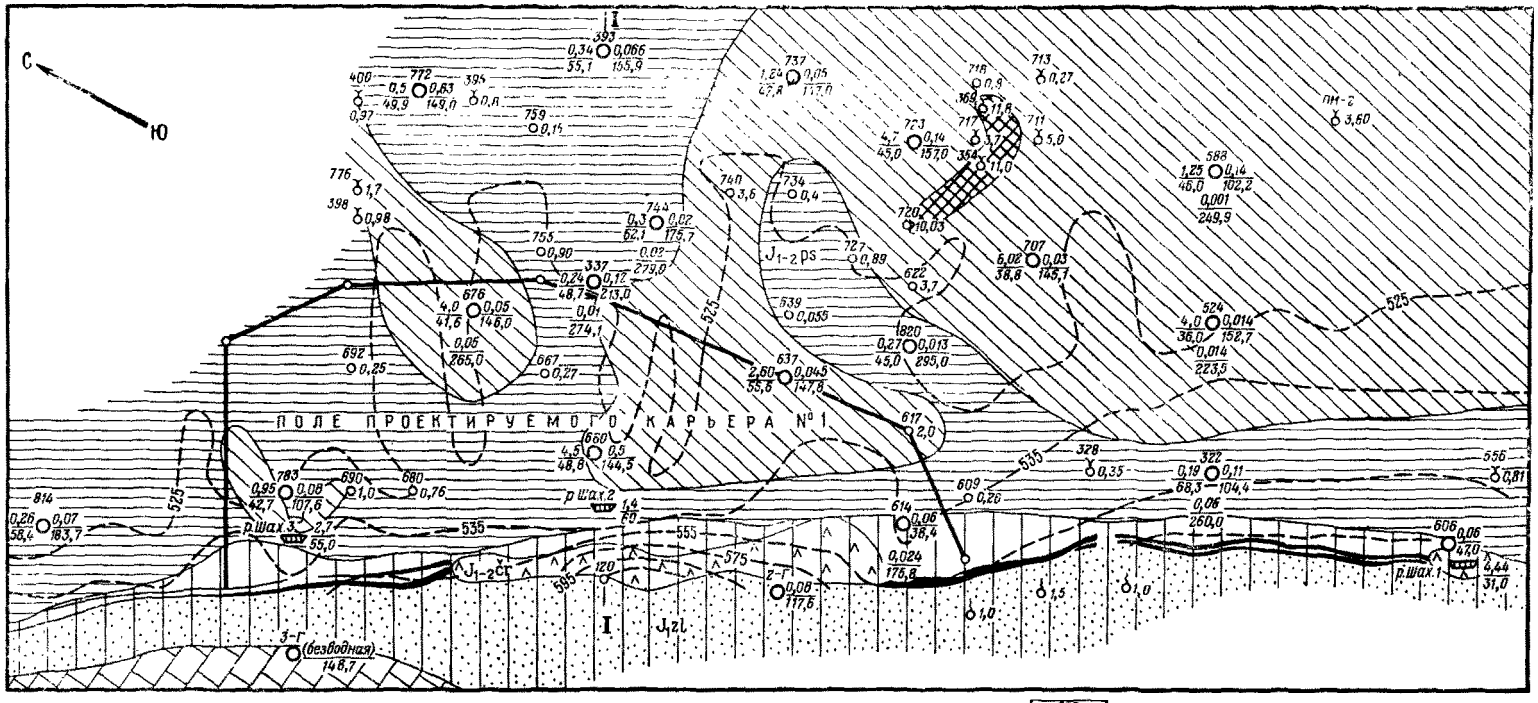


Рис. 75. Карта водообильности пород юрского возраста района Новометелкинского каменноугольного месторождения. Составили Н. Г. Компаниец и Н. А. Журавель с дополнениями Я. И. Зарубинского, 1960 г.

1 — песчаники мелко- и среднезернистые, трещиноватые; *2* — горелые породы; *3* — угольные пласты; *4* — песчаники с прослоями алевролитов и конгломератов, плотные; *5* — доломиты и доломитизированные известняки. Площади с удельным дебитом скважин: *6* — менее 0,1 *л/сек*; *7* — 0,1—1,0 *л/сек*; *8* — 1,0—10,0 *л/сек*; *9* — более 10 *л/сек*; *10* — родники, цифра справа — дебит, *л/сек*; *11* — разведочная скважина; сверху ее номер по первоисточнику; справа удельный дебит, *л/сек*; *12* — гидрогеологическая скважина; сверху — номер, слева — в числителе удельный дебит, *л/сек*, в знаменателе — глубина вскрытия вод надугольных отложений, справа те же значения для вод угольных отложений, снизу для подугольных отложений; *13* — разведочная шахта; справа в числителе максимальный приток воды в шахту, *л/сек*, в знаменателе — глубина вскрытия подземных вод; *14* — знак фонтанирования скважин; *15* — пьезоизогипсы проведены через 10 *м*; *16* — границы площадей с различной водообильностью пород

Толща юрских отложений подстилается нижнекембрийским комплексом трещиноватых, слабо закарстованных известняков, доломитов, мергелей, в северо-западной части выходящих под четвертичный покров. Водообильность нижнекембрийских отложений крайне неравномерна. На одних участках они практически безводны, на других — дебит скважин достигает 1,5—2,0 *л/сек* (удельный дебит 0,08—1,0 *л/сек*). Влияние вод нижнего кембрия на обводнение горных выработок не имеет практического значения, так как между угольными пластами, подлежащими разработке, и кровлей нижнекембрийских пород залегает слой слабо проницаемых плотных песчаников мощностью 70—100 *м* и более.

Наиболее благоприятные гидрогеологические условия создаются при отработке месторождения открытым способом, так как разрезная траншея должна быть пройдена по нижним горизонтам черемховской свиты, водообильность которых очень низка. Приток воды в карьер первой очереди при вскрытии подземных вод составит около 0,5 *м*^{3}/*час*. При углубке карьера на 45—50 *м* и продвижении его на северо-восток будут вскрыты наиболее обводненные песчаники верхней зоны и приток увеличится до 255 *м*^{3}/*час*. Максимальный приток в карьер не превысит, по расчетам Я. И. Зарубинского (табл. 60), 600 *м*^{3}/*час*.

При отработке угольных пластов подземным способом приток воды в ствол шахты, расположенной вблизи выходов продуктивной толщи под четвертичный покров, составит около 40 *м*^{3}/*час*, максимально возможный приток воды в ствол шахты, расположенной в центральной части месторождения, определяется ориентировочно в 400—450 *м*^{3}/*час*.

Приток в систему подземных выработок при отработке с закладкой выработанного пространства не превысит 50—80 *м*^{3}/*час*, а при обрушении кровли выработанного пространства приток резко повысится, так как через образовавшиеся трещины обрушения в выработки будут поступать воды верхней более обводненной зоны.

Ишинское месторождение расположено в 80 *км* к северу от г. Иркутска и приурочено к синклинальным складкам верхнекембрийских отложений, выполненным угленосными породами юрского возраста. На месторождении разведано пять пластов угля средней мощностью от 1,3 до 1,8 *м* каждый. На периферии синклинальных складок (Ишинской, Ординской) угольные пласты выходят под мощный четвертичный покров и, погружаясь под углом 6—10° вдоль оси складок, вскрываются на глубине до 220 *м*. В связи с этим отработка возможна подземным способом и отчасти открытым.

Подземные воды установлены в аллювиальных, надугольных и угольных отложениях. Воды аллювия распространены в долинах рек Мурина, Харата и Кукута. В зависимости от рельефа они вскрываются на глубинах до 8 *м* и характеризуются довольно высоким дебитом — до 1,5 *л/сек*. Коэффициент фильтрации аллювиальных отложений изменяется от десятых долей до 40—45 *м/сутки*. Воды аллювия будут играть важную роль в обводнении горных выработок. Так, приток воды в ствол шахты из аллювия определен С. Д. Дубровиным, Ю. Г. Вьюн и Я. Г. Машович (1964 г.) в 32,3 *м*^{3}/*час*, а на 1 *км* длины карьера, по данным И. А. Лившиц и Ю. Г. Вьюн (1962—1963 г), до 172 *м*^{3}/*час*. Надугольные юрские отложения обводнены слабее, в связи с чем приток в ствол шахты определяется в 48,3 *м*^{3}/*час*, а в карьер, на 1 *км* его длины, около 63 *м*^{3}/*час*. Наиболее водообильны угольные пласты и вмещающие их песчаники. Приток в ствол шахты на отдельных участках месторождений может достичь 945 *м*^{3}/*час* и более. Приток в карьер на 1 *км* его длины определяется в 930 *м*^{3}/*час*.

Таблица 60

Водопритоки в горные выработки по месторождениям полезных ископаемых Иркутской области

№ на карте	Месторождения	Способ отработки	Максимальные притоки подземных вод, $м^3/час$	
			наблюдаемые	расчетные
	В платформенной части			
1	Уголь каменный:			
	Черемховское	Открытый	100	—
		Подземный	400	—
	Каранцайское	Открытый	—	450*
	Новометелкинское	»	—	600
		Подземный	—	450
	Кармагайское	»	—	400
	Ишинское	Открытый	—	930**
		Подземный	—	950
2	Уголь бурый:			
	Мугунское	Открытый	—	350**
	Азейское	»	—	1000
3	Гипс, Заларинское	»	—	920
4	Железная руда:			
	Коршуновское	»	—	615
	Рудногорское	Подземный	—	250
	Краснояровское	»	—	Не изучен
5	Ильменит, Тулунское	Открытый	—	50
6	Каменная соль, Тыретское	Подземный	—	При эксплуатации практически безводное
7	Газ и нефть, Марковское	Подземный	Нефтеносные горизонты обводнены слабо или безводные	—
	В горноскладчатых областях			
8	Флогопит, Слюдянское	Подземный	—	6000
9	Графит, Безымянское	Открытый	—	374
10	Силлиманитовые сланцы, Китойское	»	—	91
11	Магнезит, Онотское	»	—	450**
12	Мусковит, Мамско-Чуйское	Подземный	24	—
13	Мрамор, „Перевал“	Открытый	Практически безводные	—
	Россыпные месторождения в отложениях речных долин			
14	Золото, Ленское	Подземный	396***	—

* В карьер производительностью 5 млн. *т* угля в год.
** На 1 *км* длины карьера.
*** На 1 *км* длины штольни.

По степени обводненности горных выработок все месторождение делится на четыре площади: к первой относится северная часть с расчетными притоками воды в систему подземных горных выработок до 200 *м*³/*час*; вторая площадь в северной части месторождения характеризуется расчетными притоками 200—500 *м*³/*час*; к третьей относится центральная часть месторождения с возможными притоками 500—700 *м*³/*час* и четвертая охватывает прибрежную часть месторождения, где притоки воды в горные выработки составят 700—950 *м*³/*час*. Таким образом, две первые площади, по предложенной выше классификации (см. табл. 59), характеризуются простыми или средней сложности гидрогеологическими условиями, две последние — сложными гидрогеологическими условиями.

Каранцайское месторождение расположено в 30—40 *км* к югу от ж.-д. ст. Куйтун, в краевой части Ийско-Зиминской впадины. Громадные запасы угля, часть которых (около 2 млрд. *т*) пригодна для отработки открытым способом, ставят Каранцайское месторождение в ряд первоочередных при решении вопросов развития угледобычи Восточной Сибири.

Через все месторождение в широтном направлении протекает р. Кимильтей (левый приток р. Оки), принимающая слева и справа многочисленные мелкие притоки (рис. 76). Расход р. Кимильтея колеблется от 1 *м*³/*сек* в межень до 20 *м*³/*сек* в период весеннего снеготаяния. По долинам рек и падей широко развиты болота.

В геологическом строении месторождения принимают участие юрские отложения, залегающие на размытой поверхности пород верхнего кембрия и перекрытые рыхлыми четвертичными осадками. Юрские отложения погружаются к осевой части Ийско-Зиминской впадины, мощность их увеличивается от 50—70 *м* на северо-востоке до 250 *м* и более на юге и юго-западе. Они представлены всеми тремя свитами; мощность заларинской свиты невелика — 10—30 *м*; черемховской свиты 100—190 *м*, она включает до 16 пластов угля, в том числе 8—9 пластов рабочих суммарной мощностью до 22 *м*; мощность отложений присаянской свиты около 60 *м*. Весь комплекс юрских осадков перекрыт четвертичными суглинками, мелкозернистыми песками, реже глинами общей мощностью от 3—5 до 40 *м*.

Четвертичные отложения обводнены очень слабо и лишь по долинам рек. Многочисленные колодцы вскрывают грунтовые воды аллювия на небольших глубинах. Проходка колодцев часто осложняется из-за наличия плывунов, которые могут оказать неблагоприятное воздействие на ход строительных работ. В связи с этим до начала строительства карьера, очевидно, потребуется провести осушение болот, отвод рек и речек, осушение четвертичных отложений.

Подземные воды юрской толщи залегают на разных глубинах и обычно имеют напорный характер. Водовмещающими являются песчаники, а водоупорными — слои и линзы аргиллитов и плотные песчаники. Водообильность песчаников различная, но в основном уменьшается с глубиной. В толще юры условно выделяются три обводненных комплекса: надугольный (в отложениях присаянской свиты и верхнем непромышленном горизонте черемховской свиты); угольный (угольный горизонт черемховской свиты); подугольный (в нижнем непромышленном горизонте черемховской свиты и отложениях заларинской свиты).

Надугольная толща содержит два водоносных горизонта. Верхний отличается низкой водообильностью и в некоторых пунктах отсутствует. Нижний водоносный горизонт распространен на значительной площади месторождения и характеризуется наиболее высокой водообильностью, воды обладают напором до 60—65 *м*, а дебит многих

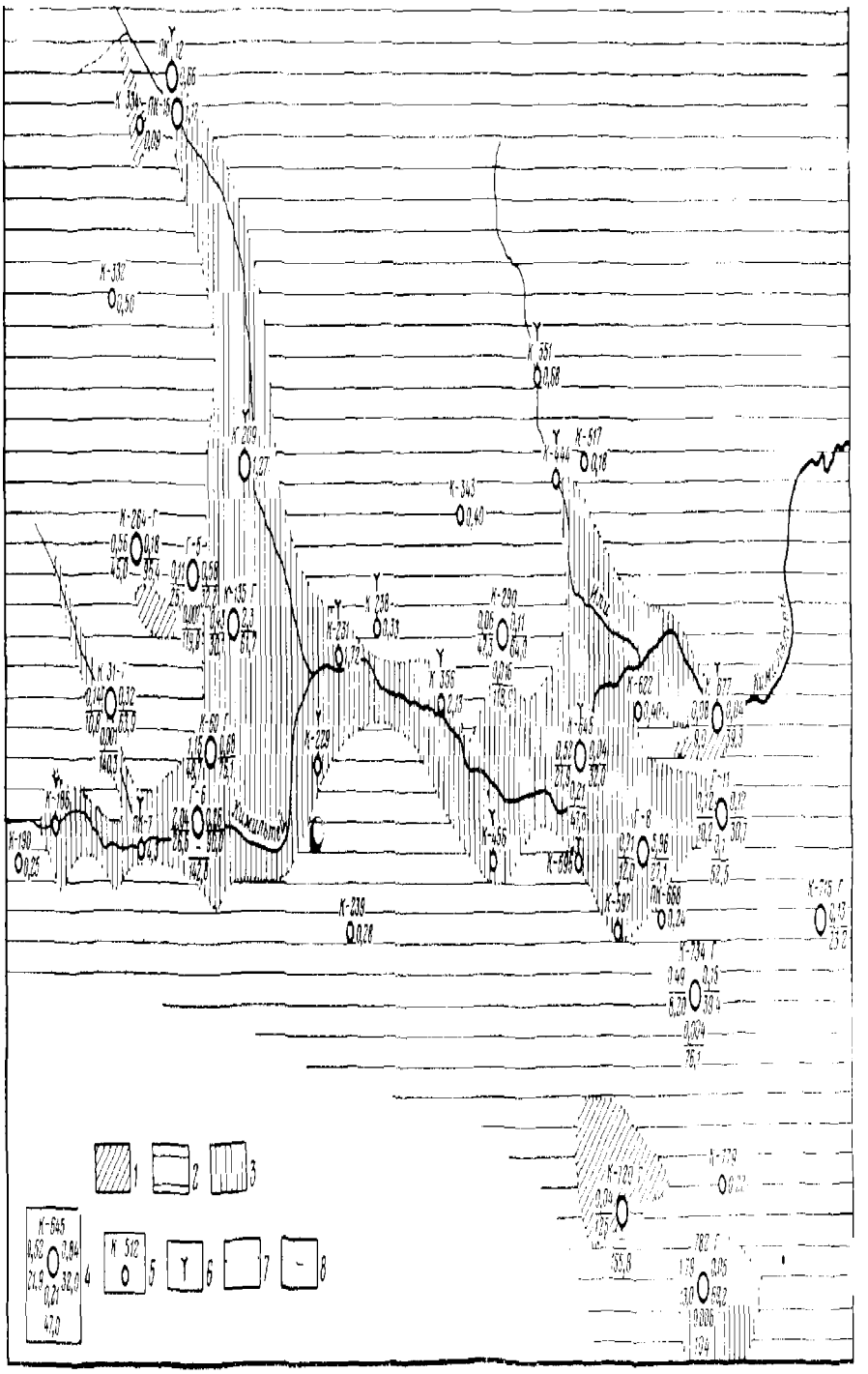


Рис. 76. Карта водообильности пород юрского возраста района Карапшайского каменноугольного месторождения. Составил Я. П. Зарубинский, 1959 г.

1 – площади с удельным дебитом скважин менее 0,1 л/сек; 2 – площади с удельным дебитом скважин 0,1–1,0 л/сек; 3 – площади с удельным дебитом скважин 1,0–3,0 л/сек; 4 – гидрогеологическая скважина: сверху ее номер, слева в числителе – удельный дебит л/сек, в знаменателе – глубина вскрытия под надугольных отложений, справа то же, мощности для угольных пластов снизу для под угольных песчаников; 5 – разведочная скважина: сверху ее номер, справа удельный дебит, л/сек; 6 – знак фонтанирования скважин; 7 – границы площадей с разной водообильностью пород; 8 – знак безводности толщи пород.

скважин достигает 5—6 *л/сек*. Коэффициент фильтрации водовмещающих пород изменяется от 0,13 до 5,8 *м/сутки*. Наиболее высокая водообильность и коэффициенты фильтрации характерны для участков речных долин.

Второй водоносный комплекс (угольный) имеет повсеместное распространение на месторождении и выходит далеко за пределы разведанной площади. Воды напорные, величина напора изменяется от нескольких до 70—85 *м*. Пьезометрический уровень устанавливается на разных глубинах — на водоразделах на 30—35 *м* ниже устья скважин, в долинах рек многие скважины самоизливающиеся, причем величина напора достигает 4 *м* над их устьем. Водообильность этого горизонта очень неравномерна. Дебит фонтанирующих скважин варьирует от 0,1—0,2 до 5—7 *л/сек*, а дебит скважин при откачке равен 0,1—3,5 *л/сек*; на отдельных участках, например в скв. (720-Г), угленосная толща практически безводна. В таких же широких пределах изменяется и коэффициент фильтрации пород (от 0,2 до 2 *м/сутки*), в отдельных точках, например в скв. (Г-8), (152-Г), (135-Г), достигающий 10—17 *м/сутки* (см. рис. 69).

Наиболее высокие показатели водообильности и фильтрационных свойств пород характерны для пониженных форм рельефа — долин рек Кимильтея, Каранцая, Или и др., в сторону которых направлен подземный поток.

Подугольные отложения (третий комплекс) распространены на месторождении повсеместно и имеют мощность от 35—40 до 70—80 *м*. Водоносный комплекс вскрывается на глубине от 40 до 156 *м*. Воды напорные — величина напора 40—140 *м*. Водообильность подугольных отложений крайне низкая. Отдельные скважины (Г-6), (720-Г) практически безводные. Максимальный дебит, полученный по скв. (Г-11), равен 1,85 *л/сек* при понижении на 18,8 *м* (удельный дебит 0,1 *л/сек*). Удельный дебит других скважин варьирует от 0,001—0,004 до 0,016—0,04 *л/сек*. Очень низки также и значения коэффициента фильтрации (от 0,007 до 0,25 *м/сутки*). Таким образом, решающее значение в обводнении будущих карьеров принадлежит водам надугольных песчаников и угольных пластов, а в период строительства и в первые годы эксплуатации — также водам болот.

Река Кимильтей с ее многочисленными притоками по условиям рельефа не может быть отведена за пределы месторождения. Поэтому отработка угольных пластов возможна лишь с оставлением временных или постоянных охранных целиков вдоль русла шириной до 100—150 *м*.

Намечены три площади возможной отработки Каранцайского месторождения открытым способом. По материалам О. Р. Шутова и Я. И. Зарубинского, наиболее благоприятна площадь, расположенная на правом берегу р. Кимильтея, между ее притоками Хархатуем и Батамой. Приток в карьер на этой площади производительностью в 5 млн. *т* угля в год составит в период строительства 400—450 *м*^{3}*/час* (см. табл. 60); в последующем, при эксплуатации, он снизится до 300—350 *м*^{3}*/час*. Приток в карьер на левом берегу р. Кимильтея, западнее дер. Большой Кашелак, составит 100—200 *м*^{3}*/час*.

Примерно в аналогичных гидрогеологических условиях находятся Кармагайское и Арансахойское месторождения. В отличие от Новометелкинского и Каранцайского отработка угля на Кармагайском и Арансахойском месторождениях возможна только подземным (шахтным) способом, что значительно усложнит мероприятия по борьбе с подземными водами.

К месторождениям платформенной части бассейна относятся Мугунское, Азейское, Черемховское, Забитуйское, Владимиро-Головин-

ское. Они имеют большое значение, поскольку расположены вблизи крупных потребителей угля, непосредственно у железнодорожной магистрали (кроме Мугунского) и содержат большие запасы угля, отработку которого можно вести карьерами.

Черемховское месторождение до настоящего времени остается основным поставщиком угля для народного хозяйства Восточной Сибири. Неизменно увеличиваясь, к 1960 г. добыча на нем достигла 16,2 млн. *т*. На Забитуйском месторождении действовала одна шахта. На Азейском месторождении действует карьер (Тулунский), производительность которого после реконструкции возросла примерно в 10 раз и к 1965 г. достигла 1,3 млн. *т* угля в год. Здесь же строится крупный Азейский карьер производительностью 8 млн. *т* угля в год.

Геологическое строение месторождений платформенной части бассейна довольно простое. Юрские отложения общей мощностью до 100—150 *м* залегают почти горизонтально или в виде очень пологих мульдообразных складок (Азейское, Мугунское) на размытой поверхности нижнекембрийских карбонатных пород (Черемховское, Забитуйское, Владимиро-Головинское) или на ордовикских песчаниках (Азейское, Мугунское месторождения). Четвертичные отложения, представленные элювиально-делювиальными суглинками, болотными илисто-торфяными отложениями и аллювиальными песками мощностью до 10—15 *м*, перекрывают более древние комплексы пород. Четвертичные отложения слабо обводнены, а в районе действующих горных выработок осушены. Лишь аллювий небольших речек (Ноты, Азей, Туба) и падей может содержать некоторое количество воды.

Юрские угленосные отложения на Черемховском месторождении содержат два гидравлически связанных между собой водоносных комплекса: верхний в трещиноватых, выветрелых песчаниках, нижний в трещиноватых углях и песчаниках. Оба водоносных горизонта располагаются выше местных базисов эрозии, воды их грунтовые. На водоразделах они вскрываются на глубине до 15—25 *м*, а у оснований склонов выходят на поверхность, образуя малодебитные родники, мочажины и заболоченности.

Обводненность Черемховского месторождения невысокая. Удельный дебит скважин колеблется в пределах 0,01—0,5 *л/сек*, а коэффициент фильтрации пород редко достигает 2—3 *м/сутки*. Наиболее полное представление о водообильности месторождения дают наблюдения за притоками воды в действующие шахты (табл. 61). Как видно из приведенной таблицы и графиков изменения притоков воды в шахты № 8 и им. Кирова (рис. 77), в первые 10—20 лет эксплуатации приток медленно нарастает, затем, достигнув какого-то максимума, стабилизируется и далее начинает несколько снижаться. Аналогичные изменения притока можно проследить по шахтам № 5-бис, 7 и 8 (см. табл. 61). Ряд шахт на месторождении действуют с 1929—1931 гг., т. е около 35 лет, и имеют очень разветвленную сеть подземных горных выработок. Поэтому приток в 200—300 $м^3/час$, рассредоточенный по многим забоям шахты, не представляет особых затруднений для эксплуатации. По размерам притоков месторождение относится ко второй группе гидрогеологической сложности, при этом учитывается неупорядоченность сброса шахтных вод, их прямое проникновение через трещины обрушения в горные выработки и, следовательно, искусственное завышение притоков воды. Организация правильного сброса шахтных вод за пределы месторождения дала бы не только большую экономию материальных и денежных средств, но через короткое время обусловила бы резкое снижение притоков воды в горные выработки или почти полное осушение месторождения. На отдельных

площадях месторождения имеются условия для безнасосного осушения. Пробуренные в 1955—1956 гг. скважины в юго-восточной части месторождения (поле шахты № 10/16) поглощают до 130 *м*³/*час* воды и до сего времени используются для сброса в нижележащие кембрийские карбонатные породы всей воды, поступающей в шахту.

Вследствие длительной эксплуатации и беспрерывной откачки воды из шахт вокруг каждой из них образовалась большая депрессионная

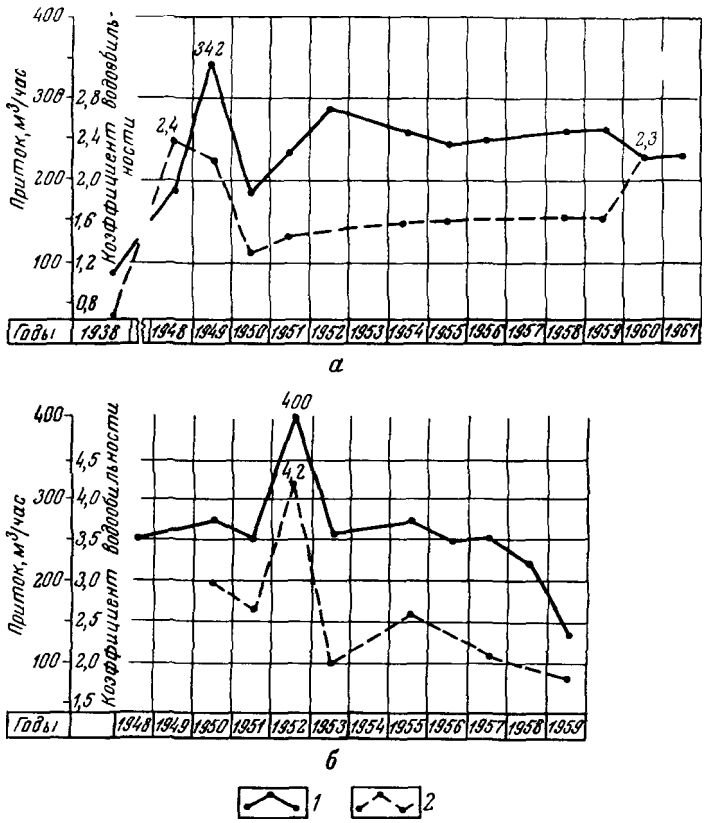


Рис 77. Графики притока воды в шахты им. Кирова (*а*) и № 8 (*б*) Черемховского каменноугольного месторождения. Составил Я. И. Зарубинский, 1963 г.

1 — приток воды, *м*³/*час*; *2* — коэффициент водообильности

воронка, что обусловило общее снижение уровня подземных вод в районе Черемховского месторождения на 15—20 *м* и более. Это подтверждается отсутствием или незначительным количеством воды в неглубоких угольных карьерах, колодцах и скважинах вблизи месторождения.

Однотипными с Черемховским по геологическому строению, гидрогеологическим условиям и степени обводненности являются Владимиро-Головинское, Забитуйское, Азейское и Мугунское месторождения. В отличие от других на Азейском и Мугунском месторождениях протекают небольшие речки (Азей и Туба), а поверхность их интенсивно заболочена. Это повлечет за собой необходимость отвода речек и осушения болот; по этой же причине следует ожидать повышенных притоков воды в карьер при строительстве.

Таблица 61

Притоки воды и коэффициенты водообильности шахт Черемховского каменноугольного месторождения

Наименование шахт	Год сдачи в эксплуатацию	Годы эксплуатации													
		1938	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
Им. Кирова	1938	87,5 0,66	187,5 2,39	342 2,2	185 1,29	232 1,43	284 –	–	248 1,6	242 1,58	250 –	–	262 1,62	260 1,61	229 2,3
„Малый Артем"	1931	35	–	–	–	–	67 1,1	–	–	–	–	–	91	–	–
№ 3	1939	–	–	–	48 0,8	45 0,8	53 0,87	48 0,83	–	–	50	–	108	57	66 0,87
№ 5-бис	1931	67	–	248 4,5	140 3,52		200 3,63	172 3,2	–	175 3,2	150 3,13	–	237 2,6	–	–
№ 7	1929	90	–	–	200 4,0	217 3,1	185 3,2	127 2,4	174	–	150	–	187	–	–
№ 8	1931	–	250	–	275 2,97	255 2,66	400 4,2	260 2,0	–	275 2,6	250	255 2,1	225	147 1,86	–
№ 10-16	1930	51 0,9	–	–	190 3,0	175 2,8	135 2,0	185 3,3	208 3,3	183 3,1	180 3,1	206 3,0	182 2,5	–	–

Примечание. В числителе – среднегодовой приток в шахту ($м^3/час$), в знаменателе – коэффициент водообильности ($м^3/т$)

Приток воды в Тулунский карьер (западная часть Азейского месторождения, на правом берегу рч. Азей) по одиночным наблюдениям за 1955—1958 гг. достигал 300—400 *м*³/*час*. После реконструкции карьера, по данным режимных наблюдений за август—декабрь 1964 г., приток колебался от 276 до 405 *м*³/*час*. Приток воды в строящийся карьер (по расчетам Я. И. Зарубинского, 1963 г.) определен в 600—1000 *м*³/*час*. Для предварительного осушения поля строящегося карьера специальным проектом предусмотрена проходка большого количества водопонизительных скважин.

Мугунское месторождение, по данным детальной разведки, представляет полный аналог Азейского. Здесь юрские отложения, как и на Азейском месторождении, подстилаются ордовикскими песчаниками; месторождение представляет собой мульдообразную залежь бурых углей. Вмещающие породы — песчаники, алевролиты и угольные пласты на Азейском и Мугунском месторождениях характеризуются близкими величинами водообильности и водопроницаемости. Даже запасы угля на месторождениях примерно одинаковы (на Азейском 795 млн. *т*, на Мугунском около 700 млн. *т*). В отличие от месторождений Черемховской группы воды юрских отложений на Азейском и Мугунском месторождениях обладают напором, иногда достигающим 50—60 *м* (рис. 78). Приток в разрезную траншею длиной 1000 *м* составит, по расчетам И. А. Скрипко и И. Е. Микова, 1962 г.), 350 *м*³/*час*. Как и на Азейском, при эксплуатации Мугунского месторождения потребуется проведение комплекса мероприятий по осушению болот, отводу рч. Тубы и предварительному осушению угленосных отложений.

2. Нефтяные и газовые месторождения

Многолетние поисковые работы на нефть и газ в пределах Восточной Сибири привели к положительным результатам лишь в 1962 г., когда из Марковской опорной скважины 1 забил мощный фонтан газа и нефти с рассолом. До этого глубокими скважинами устанавливались лишь нефтепроявления, не представлявшие промышленного интереса.

В вертикальном разрезе Ленского нефтегазоносного района, куда входит и Марковское месторождение, принимают участие водоносные комплексы четвертичных, ордовикских, верхне-, средне- и нижнекембрийских отложений. Кристаллический фундамент (граниты, кристаллические сланцы протерозоя) вскрывается на глубине около 2600 *м*. Нефтегазоносные породы нижнего кембрия дислоцированы и осложнены разрывными нарушениями. В верхней части разреза, в четвертичных отложениях аллювия и элювия—делювия, в отложениях ордовика и верхнего кембрия, содержатся пресные воды. Наряду с пресными в аллювиальных отложениях широко развиты и соленые воды с сероводородом. Это объясняется тем, что Марковская антиклинальная структура является одной из областей разгрузки подземных вод Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Этим же объясняется и выход многочисленных родников в долине Лены и ее притоков. Дебит некоторых из них достигает 10—20 *л*/*сек*, а суммарный дебит пластовых выходов из верхнеустькутского, нижнеустькутского горизонтов нижнего ордовика и илгинской свиты верхнего кембрия зачастую достигает, по данным А. А. Дзюба, 100—150 *л*/*сек*.

В соленосных отложениях нижнего и среднего кембрия в Ленском нефтегазоносном районе выделяется ряд водоносных горизонтов и комплексов (рис. 79), наиболее водообильными из которых являются верхнелитвинцевский в нижнеангарской подсвите и балыхтинский на

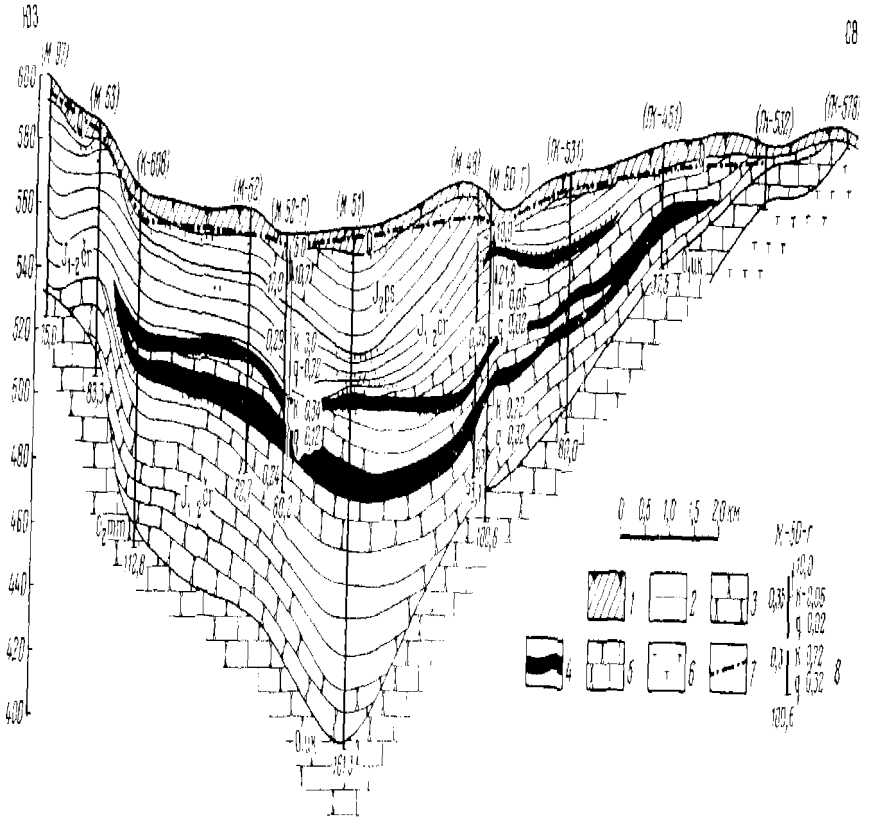


Рис 78 Гидрогеологический разрез по Мугунскому буроугольному месторождению Составил И Е Миков, 1965 г

1 – почвенный слой, суглинки 2 – аргиллиты алевролиты присаянской (J_2ps) и черемховской (J_3cr) свит юры 3 – песчаники (J_3cr, J_2ps), 4 – пласты бурого угля 5 – песчаники известковистые устькутской (O_3uk) и мамырской (O_3mm) свит ордовика 6 – траппы 7 – напорный уровень подземных вод 8 – гидрогеологическая скважина Сверху номер по первоисточнику снизу – глубина скважины Стрелка показывает глубину вскрытия и установившийся уровень подземных вод Цифра слева – минерализация воды, с/л справа k – коэффициент фильтрации м/сутки, q – удельный дебит л/сек

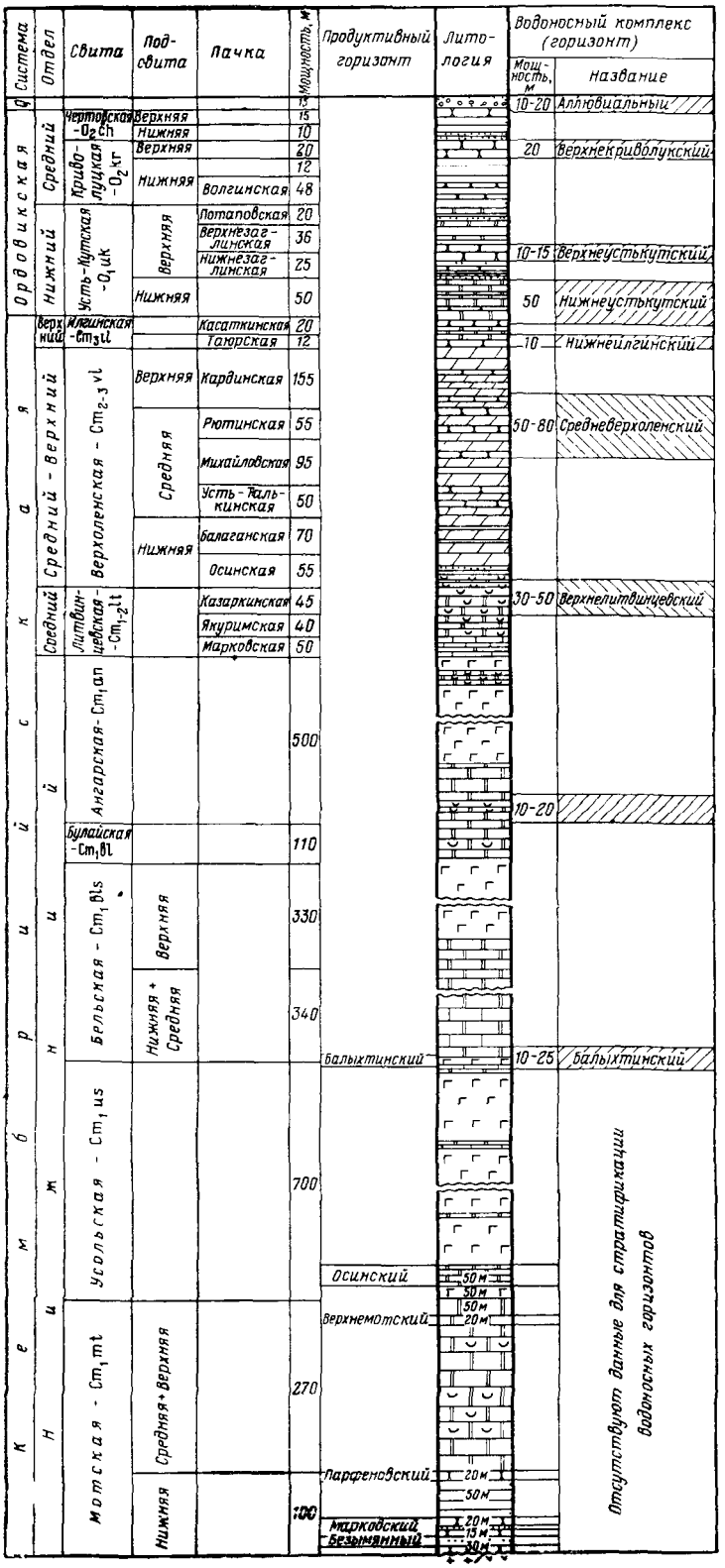


Рис. 79. Сводный геолого-гидрогеологический разрез Марковского нефтегазоносиого месторождения. Составил А. А. Дзюба, 1965 г.

1 — песчаники, *2* — аргиллиты, алевролиты, *3* — доломиты; *4* — известняки, *5* — загипсованные брекчированные карбонаты, *6* — мергель; *7* — каменная соль, *8* — кристаллические породы *а* — граниты, *б* — кристаллические сланцы; *9* — водоносный горизонт; *10* — водоносный комплекс

контакте бельской и усольской свит. Верхнелитвинцевский водоносный комплекс имеет региональное распространение и связан с закарстованными доломитами. Мощность его 30—50 *м*. Скважинами часто вскрываются самоизливающиеся напорные воды с дебитом до 12—15 *л/сек* По химическому составу воды хлоридные, сульфатно-хлоридные, натриевые с минерализацией от 0,7 до 206 *г/л*. В низах ангарской свиты залегает устькутский водоносный горизонт, приуроченный к доломитам. При вскрытии его скважиной (11-р) вода из горизонта в течение 10—15 *мин* изливалась с дебитом 4,5—6 *л/сек*.

На контакте бельской и усольской свит, в доломитах и трещиноватых известняках на разных глубинах — в своде Марковской антиклинальной структуры на глубине 750—820 *м* (скв. 1-о), (8-р), на восточном крыле Марковской антиклинали (скв. 28-р) в интервале 1669—1677 *м* — вскрыт довольно водообильный балыхтинский горизонт. При вскрытии его скважина 28-о изливала рассол с дебитом до 8—10 *л/сек*. При последующей углубке скважины до 2100—2200 *м* вместе со слабым переливом рассола наблюдался выход нефти в количестве около 6—7 *м*^{3}*/сутки*. Рассол характеризуется высоким удельным весом (1,4 *г/см*^{3}) и минерализацией 570—590 *г/л*. По составу это хлоридные кальциевые воды, содержащие около 10 *г/л* брома и 1 *г/л* стронция.

Ниже описанных горизонтов, в подсоленосных, терригенно-карбонатных отложениях наблюдаются отдельные водопроявления, для региональной увязки которых пока еще нет необходимых материалов. Так, на Марковской площади выделяется верхнемотский водоносный горизонт в трещиноватых доломитах и по аналогии с другими площадями парфеновский, марковский и безымянный водоносные горизонты. Перечисленные горизонты, судя по слабым водопроявлениям в скважинах, характеризуются низкой водообильностью или практической безводностью.

Таким образом, можно полагать, что наиболее перспективные нефтеносные горизонты слабо обводнены или безводны и некоторой помехой при эксплуатации нефтяных залежей будут верхние воды, которые сравнительно легко могут быть изолированы.

3. Заларинское месторождение гипса

Месторождение расположено в долине р. Залари, в 20 *км* к северо-востоку от ст. Залари Восточно-Сибирской ж. д. Геологическое его строение характеризуется развитием комплекса осадочных пород нижнекембрийского, верхнекембрийского, среднеюрского и четвертичного возраста. Полезное ископаемое приурочено к пачке водорослевых доломитов ангарской свиты нижнего кембрия. Прослежены два пласта гипса верхний мощностью 10—18 *м* и нижний — 5—8 *м*.

Из четвертичных отложений обводненными являются современные отложения долин Унги и Залари.

Водообильность аллювия долины р. Залари характеризуется удельным дебитом скважины до 3,4 *л/сек* и преимущественно сульфатным кальциевым химическим составом вод с общей минерализацией 2,5 *г/л*. Среднеюрские отложения, залегающие на водораздельных пространствах, практически безводны.

В отложениях нижнего кембрия выделяются два водоносных горизонта. Первый (считая от поверхности) приурочен к пачке водорослевых доломитов, известняков и гипсо-доломитов верхнеангарской подсвиты. В долине р. Залари на этих породах залегают обводненные аллювиальные отложения, которые образуют с водами в отложениях

верхнеангарской подсвиты единый водоносный горизонт С погружением водоносного горизонта на восток и северо-восток вода приобретает напорные свойства (до 14 *м*), водообильность в общем невысокая Удельный дебит скважин составляет от тысячных долей до 2,5 *л/сек*, а на отдельных участках (падь Шалоты) до 4,0—4,7 *л/сек* Коэффициенты фильтрации изменяются в широких пределах — от 0,007 до 162,5 *м/сутки*

Водовмещающими породами второго водоносного горизонта являются пористые, кавернозные доломиты и известняки пачки кавернозных доломитов, залегающие ниже второго пласта гипса Мощность водоносного горизонта составляет 10,2 *м* при глубине залегания от 13 до 63 *м* Горизонт напорный, величина напора в среднем 12,8 *м* Водообильность неравномерная Удельные дебиты изменяются от 0,12 до 9,6 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации — от 6,36 до 121 *м/сутки* По химическому составу воды первого и второго водоносных горизонтов минерализованные (2—3 *г/л*) сульфатные магниево-кальциевые

Отработка верхнего пласта гипса не вызовет осложнений, поскольку водопритоки в карьер, по расчетам Н А Журавель и В В Куренного (1959 г.), не превысят 45 *м*^{3}*/час* (фактические притоки в 1961 г составили 57 *м*^{3}*/час*) При отработке нижнего пласта гипса водопритоки возрастут за счет второго водоносного горизонта в трещиноватых кавернозных, доломитизированных известняках, перекрывающих и подстилающих пласт гипса Возможные притоки в карьер при отработке верхнего и нижнего пластов гипса на центральном участке месторождения составят 920 *м*^{3}*/час*

4. Железорудные месторождения

Ангаро-Илимские железорудные месторождения являются минерально-сырьевой базой металлургии Восточной Сибири Наиболее крупные из них Коршуновское, Рудногорское и Краснояровское детально разведаны и заключают более половины всех запасов железных руд

Коршуновское месторождение расположено в Нижне-Илимском районе у ст Коршуниха железной дороги Тайшет—Лена В геологическом строении месторождения принимает участие комплекс осадочных пород различных свит среднего—верхнего кембрия, нижнего силура, ордовика, а также туфогенные породы, метаморфические скарновые образования и четвертичные отложения Тектоника района характеризуется довольно спокойным залеганием пород с весьма пологим погружением их на северо-запад

Из четвертичных образований водоносны преимущественно валунно-галечниковые отложения долины р. Коршунихи и ее притоков Их обводненность довольно высокая. Коэффициенты фильтрации изменяются в пределах от 0,8 до 63 *м/сутки* Мощность водоносного горизонта составляет в среднем 4 *м* Вода пресная, гидрокарбонатная, кальциевая Отсутствие четко выраженного водоупора в почве аллювиальных отложений обусловливает гидравлическую связь грунтовых вод с более глубокими водоносными горизонтами

Туфогенные образования пермо-триаса развиты исключительно в пределах скарново-рудного поля месторождения Метаморфические породы — скарны являются вмещающими породами для рудных тел Водообильность пород пермо-триаса характеризуется значениями удельных дебитов скважин от сотых долей до 2,5 *л/сек* Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,33 до 5,89 *м/сутки*, достигая 32 *м/сутки* Вода пресная, гидрокарбонатная, кальциево-магниевая

Песчаники кежемской свиты нижнего силура имеют ограниченное распространение на площади месторождения. Обводненность их не изучена. Породы братской свиты ордовика, обрамляющие скарново-рудное поле с юга, юго-востока и северо-востока, практически безводны.

Отложения мамырской свиты ордовика, примыкающие к скарново-рудному полю с юга, запада и севера, характеризуются незначительной обводненностью. Водоносный горизонт в них на площади месторождения вскрывается на глубине 32,7—92,0 *м* и более. Вода пресная гидрокарбонатная хлоридно-кальциевая.

Из отложений ордовика наибольшей обводненностью отличаются песчаники и известняки устькутской свиты, окаймляющие месторождение со всех сторон. Мощность их достигает 170 *м*. Водоносный горизонт в породах этой свиты вскрывается на отметках 341—480 *м* с величиной напоров по скважинам до 75 *м*. Удельный дебит скважин более 3 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации изменяются от 2,7 до 13,3 *м/сутки*, достигая иногда 250 *м/сутки*. Дебит родников, дренирующих водоносный горизонт, колеблется от 0,45 до 145 *л/сек*. Вода пресная гидрокарбонатная кальциево-магниевая. Отложения верхнего кембрия (аргиллиты, мергели и песчаники) слабо обводнены. Коэффициенты фильтрации пород изменяются от сотых долей до 0,15 *м/сутки*.

Таким образом, в обводнении рудной залежи основное участие принимают воды осадочных и туфогенных образований, имеющие на месторождении единый уровень и вскрываемые на отметках 336—375 *м*. Преимущественно это воды со свободной поверхностью; на отдельных участках распространения водоупорных разностей руд вскрываются напорные воды с величиной напора до 77 *м*. Обводнение рудной залежи осуществляется в основном за счет подтока вод из устькутского горизонта, а на отдельных участках месторождения — также из р. Коршунихи, в которой уровень воды на 4 *м* выше, чем в рудоносных породах.

Несмотря на значительную обводненность месторождения, горно-технические условия отработки относительно благоприятны. Более 60% выявленных запасов располагаются выше уровня подземных вод. Отработка остальных запасов (ниже абсолютных отметок 341—368 *м*) возможна с водоотливом. Максимальный водоприток в карьер при условии отвода р. Коршунихи составит, по расчетам П. А. Шувалова, 615 $м^3$/*час* при коэффициенте водообильности 0,44. По расчетам Ленинградского института «Гипроруда», водопритоки в карьер (горизонт отработки 300) составят 3520 $м^3$/*час*, а при отводе р. Коршунихи (горизонт отработки 280) — 2300 $м^3$/*час*.

Рудногорское месторождение расположено в Нижне-Илимском районе на возвышенности, называемой Рудная Гора. Наиболее высокая центральная ее часть имеет абсолютную отметку 558 *м*.

Речка Гандюха (правый приток р. Игирмы) является главной водной артерией района, разрезающей месторождение на две неравные части. Общая протяженность ее около 30 *км*. Долина речки асимметричная, с крутым и более высоким левым бортом и пологим — правым. Минимальный расход речки (с ноября по март) составляет 40—45 *л/сек*; в период весенних паводков расход речки достигает до 6400 *л/сек*.

Геологические условия месторождения характеризуются широким развитием нижнепалеозойских и древнемезозойских отложений, почти горизонтальным их залеганием и наличием на отдельных участках структурных элементов в виде вулканических трубок, заполненных грубообломочными породами — туфобрекчиями, скарнами и рудами.

Грунтовые воды в аллювиальных отложениях долины р. Гандюхи имеют тесную гидравлическую связь с поверхностными водами. Небольшая мощность и относительно невысокая водоотдача современных отложений обусловливают ограниченную их обводненность. Мергелисто-глинистые породы верхоленской свиты практически безводны. Незначительной обводненностью обладают отложения устькутской свиты ордовика, залегающие на абсолютных отметках 140—150 *м*. Удельные дебиты скважин составляют сотые и тысячные доли литра в секунду, величина напора вод достигает 370—427 *м*. Это пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды. Обводненность пород мамырской свиты также небольшая. Дебит скважин составляет 0,06 *л/сек*. Значение коэффициента фильтрации 0,005 *м/сутки*. По химическому составу воды пресные гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниевые.

Более высокой, но изменчивой обводненностью характеризуются отложения братской свиты ордовика. Удельный дебит скважин колеблется в пределах 0,44—3,53 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,6 до 0,97 *м/сутки*. Преимущественно это безнапорные воды; в единичных случаях вскрываются напорные воды с величиной напора от 4 до 170 *м*. По химическому составу воды братской свиты пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Породы рудногорской свиты силура вследствие залегания их на самых высоких отметках месторождения практически безводны.

Обводненность месторождения связана с водоносным горизонтом, приуроченным к туфобрекчиям, скарнам и рудам. Развитые в этих породах трещиноватость и пористость обусловливают значительную их обводненность. Удельный дебит скважин имеет значения от 4,6 до 22,4 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации 14,2—16,9 *м/сутки*. Как правило, подземные воды в туфогенных, скарновых породах и рудной залежи вскрываются на абсолютных отметках +304 *м* и +295 *м* и имеют свободную поверхность уровня. Скважины, пройденные в долине р. Гандюхи, вскрывали в туфогенных скарновых породах напорные воды с дебитом самоизлива до 5 *л/сек* и величиной напора от 20 до 157 *м*.

Высокая проницаемость туфогенных пород и руд предопределяют концентрацию основных притоков ниже современного базиса эрозии. Поэтому отработка верхних горизонтов на глубину 300—350 *м* до уровня р. Гандюхи затруднений не встретит. При эксплуатации месторождения ниже уровня реки водопритоки резко возрастут за счет вовлечения поверхностных вод и подтока подземных вод из осадочных пород. По предварительным расчетам П. А. Шувалова, водопритоки в этом случае могут достигнуть 6000 $м^3/сутки$, что предопределяет необходимость при борьбе с подземными водами наряду с организацией постоянного водоотлива произвести заблаговременный отвод русел рек.

Красноярровское месторождение расположено у с. Красный Яр, в 10 *км* к юго-востоку от Братской гидроэлектростанции, в 5 *км* к югу от ж.-д. ст. Осиновка ж. д. Тайшет—Лена. Месторождение детально разведано и запасы определены до глубины в среднем 400 *м* от поверхности. Гидрогеологические условия изучены очень слабо.

Месторождение сложено осадочными породами среднего и верхнего ордовика, прорванными вулканическими трубками, заполненными преимущественно мелкообломочными туфобрекчиями. Осадочные и туфобрекчиевые породы прорваны траппами и пересекаются рудными телами. На площади месторождения руды приурочены к вулканической трубке, которая выходит на поверхность на вершине горы Рудничной на абсолютных отметках 520—627 *м*. В 2 *км* от месторождения

протекает р. Зяба, уровень которой имеет абсолютную отметку около 340 *м*. Подземные воды приурочены к породам трубок взрыва и распространены в виде разобщенных линз и карманов на высоте 10—16 *м* над уровнем р. Зябы. Производительность водоносного горизонта характеризуется максимальным дебитом скважин до 2,3 *л/сек* при значении коэффициента фильтрации 0,25 *м/сутки*.

Отработка месторождения до отметки 400 *м* (на 190 *м* ниже поверхности) затруднений не представит.

С постройкой Братской гидроэлектростанции абсолютная отметка уровня воды в р. Зябе повысится от 340 до 400 *м*, а береговая линия водохранилища расположится в 1 *км* от месторождения. В связи с этим его гидрогеологические условия изменятся, и отработка полезного ископаемого ниже абсолютной отметки 400 *м* резко усложнится.

5. Тулунское месторождение ильменита, тугоплавких и огнеупорных глин

Месторождение находится в Тулунском районе и состоит из пяти разобщенных участков, отстоящих друг от друга на расстоянии от 2 до 10 *км*. Основные разведочные запасы сосредоточены на двух участках — Казаковском и Болюшкинском.

Титановое оруденение приурочено в основном к отложениям нижней юры. Основным продуктивным горизонтом является средняя пачка этой свиты мощностью от 0,9 до 33 *м*. На Казаковском участке ильменитсодержащие породы перекрыты глинами, представленными легкоплавкими, тугоплавкими и огнеупорными разновидностями мощностью от нескольких сантиметров до 12 *м*.

Гидрогеологические условия месторождения довольно простые. Подземные воды в основном приурочены к слабо трещиноватым песчаникам и алевролитам. Это трещинно-пластовые воды, преимущественно безнапорные. На площади месторождения водоносный горизонт вскрывается на глубинах 2,5—9,5 *м*. Водообильность его незначительная: удельный дебит скважин изменяется от сотых долей до 0,2 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации — от 0,06 до 0,48 *м/сутки*. Водопритоки в карьер, по предварительным расчетам, составляют до 50 $м^3$/*час*.

6. Тыретское месторождение каменной соли

Месторождение расположено в 1,5 *км* северо-восточнее ж.-д. ст. Тыреть и находится в 240 *км* северо-западнее г. Иркутска. В геологическом строении района принимают участие отложения нижнего и верхнего кембрия, юры и четвертичные. Продуктивная соленосная толща мощностью 120 *м* приурочена к бельской свите нижнего кембрия и залегает в пределах глубин от 453—496 до 574—604 *м*.

Подземные воды приурочены к отложениям всех перечисленных стратиграфических свит. Из четвертичных отложений наибольшей обводненностью обладают аллювий долины р. Унги. Водоносный горизонт залегает на глубине от 2—4 до 6—10 *м*. Удельный дебит скважин составляет 0,2 *л/сек*. На площади шахтного поля аллювиальные воды дренированы нижележащими закарстованными породами. Породы юрского возраста на площади шахтного поля отсутствуют и распространены к западу и югу от месторождения. В песчаниках, углях и трещиноватых алевролитах этого возраста водоносный горизонт вскрывается на глубинах 3—25 *м* со свободным уровнем. Обводненность характеризуется дебитом родников 0,15—1 *л/сек*. Удельный дебит

скважин изменяется от сотых долей до 2 *л/сек*. Воды пресные, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава. Верхнекембрийские отложения — алевролиты и мергели — на участке шахтного поля имеют островное распространение и дренированы трещинно-карстовым горизонтом ангарской свиты нижнего кембрия.

В отложениях ангарской свиты нижнего кембрия, по данным Е. В. Пиннекера (1958), выделяются семь водоносных горизонтов. Мощность и водообильность различных горизонтов колеблются в широких пределах. Воды напорные, преимущественно трещинно-пластовые. Отложения булайской свиты, представленные преимущественно массивными доломитами, весьма слабо обводнены. Практически их можно считать надежным водоупором между закарстованными и водообильными породами ангарской свиты и залегающими ниже продуктивными отложениями верхнебельской подсвиты.

Соленосные отложения верхнебельской подсвиты практически воду не содержат. Таким образом, подземные воды окажут влияние лишь на проходку ствола шахты, но не будут осложнять отработку полезного ископаемого.

В зависимости от степени обводненности надсоленосных пород Е. В. Пиннекером выделены 5 интервалов. Расчетные водопритоки в шахтный ствол приводятся в табл. 62.

Таблица 62

Возможные водопритоки в шахтный ствол
(по Е. В. Пиннекеру и Б. И. Писарскому, 1963 г.)

Интервал, *м*	Возраст водовмещающих отложений	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Максимальный возможный приток, *м³/час*	
			в открытый ствол	в ствол через дно
От 0 до 25—30	Четвертичные и верхнекембрийские	0,033	До 1,0	0,5
От 25—30 до 100—130	Верхнеангарская подсвита	0,92	150,0	40,0
От 100—120 до 310—340	Нижнеангарская подсвита	5,8—37,0	6750,0	2600,0
От 310—340 до 450—480	Булайская свита	0,001	До 1,0	До 0,5
От 450—480 до 602—605	Бельская свита (продуктивная толща)	Практически безводная		

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

7. Слюдянское месторождение флогопита

Месторождение расположено на юго-западном побережье оз. Байкал и характеризуется сравнительно благоприятными горнотехническими условиями отработки верхних рудоносных горизонтов. Территория представляет типичную горно-таежную страну с резко расчлененным рельефом. Речные долины имеют глубокий врез (до 900—1200 *м*) над линией водораздела. Отмеченные особенности рельефа накладывают свой отпечаток на климатические и гидрогеологические условия. Площадь месторождения охватывает долину пади Улунтуй — первой от устья и наиболее крупной пади правого борта р. Слюдянки.

В геологическом строении месторождения принимают участие метаморфические породы средней подсвиты култукской свиты архея суммарной мощностью 350—400 *м*, представленные кристаллическими сланцами с прослоями мраморов. К югу, северу и западу от участка месторождения широко развиты мощные толщи карбонатных пород. Среди пород метаморфического комплекса встречаются габбро-диабазы в виде согласных пластовых тел мощностью от нескольких до 20—25 *м*. Кристаллические породы в тальвеге пади Улунтуй перекрыты аллювиально-пролювиальными отложениями, сложенными валунно-галечным материалом с песчано-суглинистым заполнителем. Мощность четвертичной толщи, увеличиваясь в направлении от верховьев к устью, у пади Улунтуй достигает 50 *м*.

Флогопит залегает в виде гнезд или линз в кальцит-флогопитовых жилах, секущих почти под прямым углом вмещающие их амфибол-пироксеновые сланцы продуктивного горизонта.

Тектоника месторождения весьма сложная. Метаморфические породы в пределах рудного поля разбиты многочисленными системами трещин, определяющих проницаемость пород. Отмечается общее затухание трещиноватости пород с глубиной. Зона интенсивной трещиноватости достигает глубины 100 *м* и более. В породах продуктивной полосы она неравномерная. На участках между зонами нарушений встречаются отдельные блоки гнейсов и мраморов, в которых трещиноватость слабо развита. Неравномерное развитие трещин обусловливает различную степень обводненности отдельных блоков вмещающих пород.

На площади месторождения развиты следующие типы подземных вод: порово-пластовые грунтовые воды четвертичных отложений, трещинно-грунтовые и трещинные воды зоны интенсивной трещиноватости изверженных и метаморфических пород, трещинные и трещинно-карстовые воды карбонатных пород, окаймляющих продуктивную полосу.

Порово-пластовые грунтовые воды формируются в аллювиально-пролювиальных отложениях, развитых в верховьях и средней части пади Улунтуй. Грунтовые потоки в этих образованиях образуются преимущественно в период весеннего снеготаяния и продолжительных дождей. На дислоцированных участках пади, где подстилающие кристаллические породы раздроблены и разбиты тектоническими нарушениями, эти воды инфильтруются на глубину, пополняя запасы трещинных вод.

Трещинно-грунтовые и трещинные воды зоны интенсивной трещиноватости являются основным источником обводнения горных выработок месторождения. Удельный дебит скважин составляет от 0,05 до 0,3 *л/сек*, возрастая в зонах нарушения и вблизи контактов с карбонатными породами до 1—1,2 *л/сек*. Прослои мраморов внутри продуктивной полосы вне тектонических зон и не связанные с основными массивами карбонатных пород, окаймляющих месторождение, также характеризуются слабыми водопроницаемостью и обводненностью.

Трещинные и трещинно-карстовые воды непосредственно в пределах продуктивной полосы имеют незначительное распространение. Но на площади развития карбонатных пород они образуют большие запасы подземных вод. Наиболее водообильными участками являются зоны разломов, к которым приурочены мощные потоки. На таких участках удельный дебит скважин достигает 30 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации — до 50 *м/сутки* и более. Прямого участия в обводнении месторождения эти воды не принимают, но являются основным источником пополнения запасов трещинных и трещинно-грунтовых вод.

Таким образом, гидрогеологические условия месторождения определяются наличием в центре его ядра, сложенного относительно слабо проницаемыми гнейсами продуктивной толщи, и обрамляющих это ядро с юга и запада мощных толщ интенсивно обводненных карбонатных пород. Многочисленные разрывные нарушения, сильная раздробленность и высокая трещиноватость пород предопределили условия для движения по тектоническим зонам к гнейсовому ядру мощных

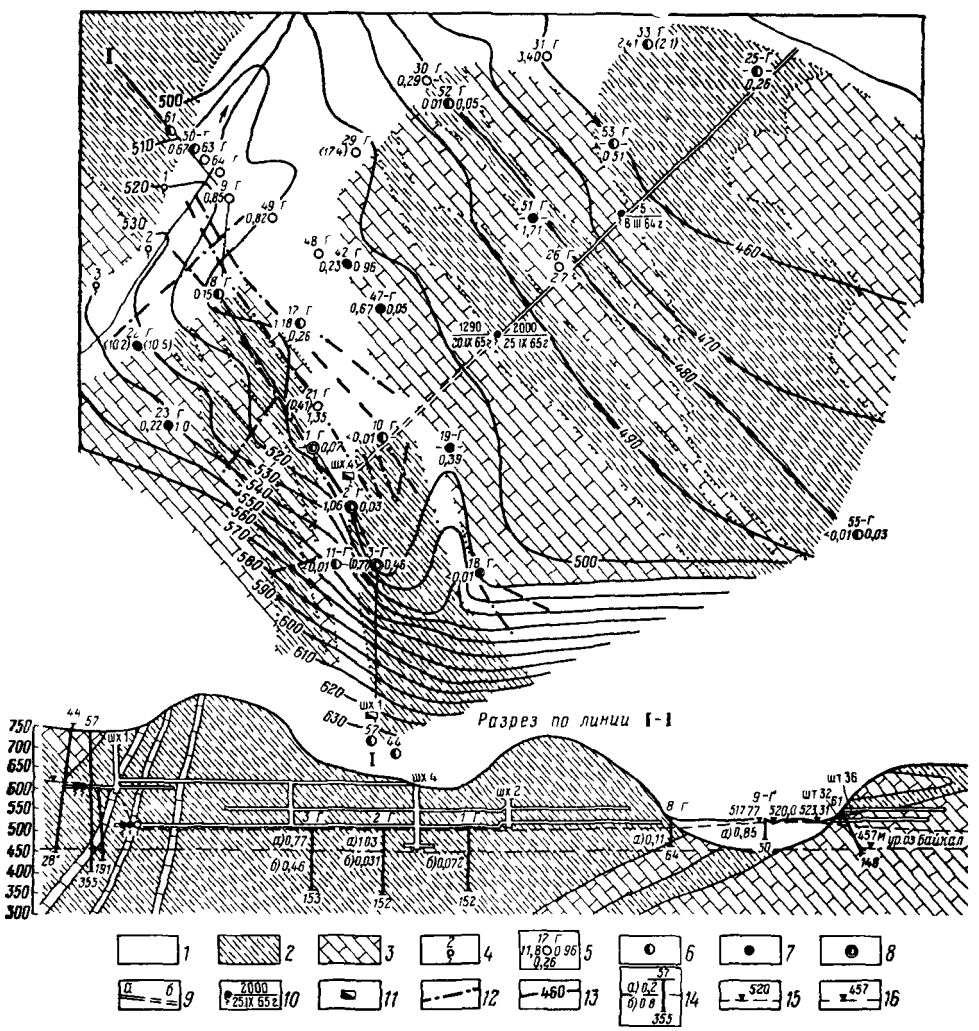


Рис 80 Условия обводненности Слюдянского месторождения флогопитов Составили И А Лившиц, В И Новоселов, 1964 г

1 — аллювиальные (валунно-галечниковые отложения), *2* — интрузивный и метаморфический комплекс преимущественно силикатных и алюмосиликатных пород (амфиболо-пироксеновые гнейсы гранит пегматит), *3* — метаморфический комплекс карбонатных пород (мраморы кальцифиры), *4* — источники в долине р Слюдянки, цифра сверху — номер источника Скважины, пробуренные в породах *5* — аллювиальных, *6* — метаморфических (силикатных), *7* — метаморфических (карбонатных) *8* — силикатных (подземные скважины), цифры обозначают сверху — номер скважины слева — удельный дебит по интервалам опробования расположенным выше уровня оз Байкал справа ниже уровня оз Байкал, внизу — суммарно по обоим интервалам, в скобках — дебит, *9* — водоотводная штольня, *а* — пройденная на 1/X 1965 г, *б* — проектная, *10* — основные выходы воды в водоотводной штольне, цифры в числителе — максимальный дебит, $м^3/час$, в знаменателе — дата замера дебита, *11* — шахта, *12* — основные линии тектонических нарушений *13* — гидроизогипсы (через 10 *м*), *14* — скважина, цифра вверху — номер скважины, слева удельный дебит в интервалах опробования *а* — выше уровня оз Байкал, *б* — ниже уровня оз Байкал, цифра внизу — глубина скважины *м* *15* — уровень подземных вод, *16* — уровень оз Байкал

потоков подземных вод от мест их скопления в карбонатных породах. В пополнении запасов существенную роль играет также непосредственная инфильтрация атмосферных осадков на площади месторождения.

На участке центральных рудников 1—4 подземные воды были вскрыты на глубине от 40 до 120 *м*, в пределах абсолютных высот 506—508 *м* (уровень оз. Байкал 457 *м*) (рис. 80).

Катастрофический прорыв подземных вод в горные выработки двух нижних эксплуатационных горизонтов в 1958 г. объясняется вскрытием мощной зоны нарушения. Расчеты, произведенные по данным опытных откачек, показывают, что водопритоки в систему эксплуатационных выработок при понижении уровня на 40 *м*, т. е. до подошвы нижнего затопленного горизонта, могут достигать в июле—сентябре 6000 *м*^{3}/*час*, уменьшаясь в апреле — мае до 2600—3200 *м*^{3}/*час*.

В настоящее время проблема осушения горизонтов на отметках выше уровня оз. Байкал решается путем сброса шахтных вод по водоотводной штольне протяженностью 3,5 *км*, пройденной от уреза озера. Это позволит понизить уровень подземных вод в пределах шахтного поля на 40 *м* и осушить два нижних (+29 и +4), ныне затопленных горизонта. В перспективе при отработке полезного ископаемого на отметках ниже уровня оз. Байкал потребуется, вероятно, организация скважинного водопонижения с транспортировкой откачиваемой воды по пройденной водоотводной штольне.

Данные гидрогеологических исследований показывают, что наиболее эффективная трещиноватость развита до уровня оз. Байкал; водообильность пород с глубиной резко снижается, поэтому при разработке месторождения ниже уровня оз. Байкал водопритоки не должны резко возрасти.

8. Месторождения мусковита Мамско-Чуйского района

В геологическом строении района принимают участие осадочно-метаморфические породы верхнепротерозойского возраста, представленные разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными гранитными массивами и инъецированными жилами пегматитов и гранит-пегматитов. Концентрация мусковита связана с пегматитовыми жилами.

Из четвертичных отложений наиболее обводнены аллювиальные отложения в долинах рек Мамы и Витима, сложенные в основании валунно-галечными отложениями мощностью до 5—10 *м*. Глубина залегания водоносного горизонта колеблется от 6 до 16 *м*, водообильность характеризуется дебитом колодцев от 1 до 3,2 *л/сек* при понижениях до 1 *м*. Вода слабо минерализованная, используется для водоснабжения.

Трещинно-грунтовые воды коренных пород связаны с зоной выветривания, достигающей мощности 45 *м*. Водообильность водоносного горизонта незначительная и изменяется в течение года в широких пределах. Дебит родников колеблется от 0,1 до 3 *л/сек*, водопритоки в штольни летом достигают 2 *л/сек* и снижаются до сотых долей литра в секунду в зимний период. По химическому составу воды описываемого горизонта преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,15 *г/л*. Трещинно-жильные воды приурочены к зонам тектонических нарушений и контактам. Дебит родников составляет 0,5—3 *л/сек*. Максимальный расход штольни рудника Луговка, обводненной за счет трещинно-жильных вод, равен 6,8 *л/сек*. Скважины на отдельных участках вскрывали высоконапорные трещинно-жильные

воды с дебитом самоизлива 0,1—0,9 *л/сек*. Воды слабо минерализованные.

Горные выработки на месторождениях Мамской мусковитовой провинции слабо обводнены. Объясняется это тем, что большинство эксплуатируемых и разведанных жил мусковита располагаются выше местных базисов эрозии, на участках с широким развитием многолетней мерзлоты.

При перспективной отработке месторождений на глубокие горизонты ниже местных базисов эрозии наибольшие трудности будут связаны с проходкой обводненных аллювиальных отложений. Притоки за счет трещинно-грунтовых и трещинно-жильных вод будут сравнительно небольшие.

9. Безымянское месторождение графита

Безымянское месторождение крупночешуйчатого графита находится на юго-западном побережье оз. Байкал, в 4 *км* от озера и в 20 *км* юго-восточнее г. Слюдянки. Ближайшим населенным пунктом и ж.-д. станцией является пос. Мангутай, в 4 *км* северо-восточнее месторождения. Район характеризуется типичным горно-таежным, резко расчлененным рельефом, обусловливающим высокую степень поверхностного стока. Абсолютные высоты рельефа колеблются от 456 до 2000 *м*. Основной водной артерией, пересекающей месторождение, является р. Безымянная, наиболее крупный в районе приток оз. Байкал. Расход реки изменяется от 50 $м^3/сек$ летом до 1,8 $м^3/сек$ в зимний период.

Геологическое строение района характеризуется сплошным развитием древних докембрийских пород, представленных различного рода кристаллическими гнейсами и сланцами и прорванных образованиями кислой и основной магм. Эти породы перекрыты элювиально-делювиальными отложениями склонов и аллювием рек. Продуктивный горизонт биотит-графитовых гнейсов залегает среди разнообразных гнейсов и мраморов средней подсвиты култукской свиты. Графит представлен чешуйками до 4 *мм* в поперечнике, ориентированными в плоскости сланцеватости пород.

Гидрогеологические условия района определяются наличием порово-пластовых грунтовых вод в четвертичных отложениях, трещинных вод покровных базальтов, метаморфических и интрузивных пород и трещинно-карстовых вод карбонатных метаморфических пород.

Грунтовые воды порово-пластового типа преимущественно приурочены к валунно- и песчано-галечниковым отложениям речных долин. Глубина залегания грунтовых вод в долине р. Безымянной от 1,0 до 3,5 *м*. Водоносный горизонт часто связан с водами верхней разрушенной зоны подстилающих коренных пород. Питание его происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, открытого и скрытого дренирования трещинных вод; в период высокого стояния уровня поверхностных вод происходит их отток в современную толщу аллювиальных отложений. По химическому составу грунтовые воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 122 *мг/л*. Эксплуатационные запасы их, подсчитанные по категориям А+В, составляют 48 *л/сек*, статические запасы — 10,4 млн. $м^3$.

Трещинные воды коры выветривания базальтов на площади месторождения не вскрываются. Распространены они преимущественно на водораздельных пространствах в северо-западной части района. Обводненность базальтов слабая, дебит родников 0,1—0,5 *л/сек*, редко до 1,5 *л/сек*, минерализация воды до 0,1 *г/л*. Трещинные воды приурочены

также к изверженным и метаморфическим породам преимущественно силикатного и алюмосиликатного состава (гнейсы, пегматиты с маломощными прослоями мраморов). Указанные породы на большей части территории района слабо обводнены: удельный дебит скважин составляет от сотых долей до 0,3—0,5 *л/сек*. В зонах тектонических нарушений и повышенной трещиноватости водообильность их резко возрастает. Трещинно-карстовые воды в карбонатных породах развиты преимущественно к северу от месторождения. Взаимодействие тектонических и карстовых процессов способствует формированию на площади распространения карбонатных пород значительных запасов подземных вод.

Обводненность месторождения графита связана с трещинными водами в гнейсах, инъецированных пегматитами и переслаивающихся мраморами. Глубина залегания этих вод на площади центрального участка месторождения 12,5—17,5 *м*, в пределах абсолютных отметок 529,5—528,0 *м*, или на 2—4 *м* выше уровня поверхностных вод. Породы, слагающие продуктивную полосу, обводнены сравнительно слабо. Коэффициенты фильтрации не превышают 3,7 *м/сутки* (преимущественно 0,6—0,7 *м/сутки*), а удельный дебит скважин изменяется от сотых долей до 0,5—0,6 *л/сек*.

Наиболее водообильными участками являются контактовые зоны гнейсов с мраморами. Примером может служить разведочная штольня № 1, которая проходилась в безводных породах (наблюдался лишь слабый капеж воды). При проходке штольни на 402 и 417 *м* были вскрыты зоны контактов графитовых и других гнейсов с мраморами и тектоническое нарушение с выходом трещинных вод суммарным дебитом около 6 *л/сек*. Отмечается общая закономерность затухания трещиноватости пород по мере удаления от дневной поверхности и соответственно резкое уменьшение их обводненности, что является благоприятным фактором при разработке месторождения на глубокие горизонты. Расчетные водопритоки в карьер на первый год отработки месторождения могут составить до 441 $м^3/час$, в том числе за счет ливневых осадков 67 $м^3/час$. Сравнительно невысокая обводненность месторождения определяется удаленностью массивов карбонатных пород и невысокими коллекторскими свойствами полезного ископаемого и вмещающих пород.

10. Китойское месторождение силлиманитовых сланцев

Месторождение находится в предгорьях Восточного Саяна, в 120 *км* западнее г. Иркутска, и приурочено к водоразделу рек Китоя и Хомолхи. Район характеризуется преимущественно горно-таежным резко расчлененным рельефом, обусловливающим высокую степень поверхностного стока. Абсолютные высоты рельефа изменяются от 1817 до 650 *м*. Основной водной артерией является р. Китой с многочисленными притоками. Свое начало р. Китой берет из Китойских озер, расположенных на высоте 2500 *м*, в 150 *км* северо-западнее описываемой территории. Расход реки около месторождения колеблется от 7 до 300 $м^3/сек$.

Гидрогеологические условия месторождения определяются расположением его на водораздельном пространстве и преимущественным участием в геологическом строении метаморфического комплекса пород докембрийского возраста, а также наличием островной многолетней мерзлоты, мощность которой местами достигает 90 *м*. Здесь распространены три типа подземных вод.

Грунтовые воды делювиально-элювиальных отложений, представленных супесчаным и грубообломочным материалом мощностью до 10 *м*, имеют ограниченное распространение и развиты преимущественно на плоских водораздельных пространствах и крутых склонах.

Трещинно-грунтовые воды метаморфических и интрузивных пород образуют единый водоносный комплекс. Водовмещающими породами являются силлиманитовые сланцы, гнейсы и их мигматиты. Водоносный горизонт дренируется многочисленными родниками с дебитом от 0,1 до 5 *л/сек*. Преимущественно это безнапорные воды; на отдельных участках буровыми скважинами вскрывались слабо напорные трещинные воды. Мощность водоносного горизонта, вскрываемого на глубине 21—108 *м*, определяется мощностью зоны интенсивной трещиноватости, нижняя граница которой распространяется на глубину от 40 до 130—150 *м*. Водообильность его характеризуется значениями удельного дебита скважин 0,005—0,035 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации равны 0,02—0,2 *м/сутки*. Вода гидрокарбонатная натриево-кальциевая с минерализацией до 100 *мг/л*.

Трещинно-жильные воды приурочены к зонам тектонических нарушений. Вскрыты они скважинами на глубинах 7,6—45 *м* и образуют с трещинно-грунтовыми водами гидравлически связанную систему. Водообильность их также незначительная: удельный дебит скважин не превышает 0,1 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации колеблются от 0,02 до 0,54 *м/сутки*. По химическому составу эти воды относятся к типу гидрокарбонатных натриево-кальциевых с минерализацией до 150 *мг/л*.

Расчетные водопритоки в карьер, по данным А. С. Шахновского, составят для карьера Южного 1304 $м^3/час$ и для карьера Северного 1133 $м^3/час$ (с учетом ливневых осадков).

11. Онотское месторождение магнезита и талька

Месторождение расположено в 135 *км* к юго-западу от г. Черемхово и протягивается узкой полосой от р. Онота до р. Савино общей протяженностью 25 *км*. Наивысшие точки рельефа вершин небольшого хребта достигают 1200 *м*, относительные превышения составляют 500 *м*. Река Онот протекает на северо-западной площади месторождения, р. Малая Белая — в юго-восточной части, с абсолютными отметками уровня воды 690—720 *м*. Плоские водораздельные пространства заболочены и дают начало многочисленным ручьям, стекающим в основные водотоки района.

Месторождение приурочено к камчадальской свите метаморфических пород докембрия, представленных магнезитами, доломитами, талько-хлоритовыми и роговообманковыми сланцами, гнейсами и мигматизированными амфиболитами.

Гидрогеологические условия месторождения определяются его приуроченностью к водораздельным участкам, сложенным преимущественно метаморфическими породами, дренированными густой сетью глубоко врезанных распадков, падей и речных долин.

Из четвертичных отложений (максимальной мощностью до 3,8 *м*) обводненными являются аллювиальные отложения в долинах рек. Глубина залегания уровня грунтовых вод колеблется от 0,8 до 1,8 *м*. Водообильность небольшая и характеризуется притоками в разведочные выработки от 0,26 до 0,87 *л/сек*. Вода слабо минерализованная гидрокарбонатная натриево-калиевая.

Трещинно-пластовые, преимущественно безнапорные воды в породах метаморфического комплекса вскрываются на глубине от 5—3 до 87 *м*. В продуктивных породах вскрыты напорные воды с высотой на-

пора от 12 до 80 *м*. Водообильность пород метаморфического комплекса, включая породы продуктивного горизонта, незначительна. Максимальный дебит родников летом достигает 4,7 *л/сек*. Удельный дебит скважин не превышает сотых долей литра в секунду, а коэффициенты фильтрации 0,03—0,077 *м/сутки*. Вода слабо минерализованная гидрокарбонатная магниевая. Обводненность изверженных пород связана с корой выветривания мощностью в несколько десятков метров. Трещинные воды в гранитах и гранито-гнейсах безнапорные и вскрываются на глубине 0,6—3,0 *м*. Водообильность горизонта низкая: дебит родников от сотых долей до 0,8 *л/сек*, удельный дебит скважины 0,05 *л/сек*, а коэффициент фильтрации в среднем 0,37 *м/сутки*. По химическому составу вода гидрокарбонатная магниевая слабо минерализованная.

Возможный максимальный приток в карьер составит 45 $м^3/час$ на 100 *м* длины карьера. Осушение карьера возможно путем свободного стока воды в долину р. Верхней Биры (К. К. Баранов, 1960 г.).

12. Месторождение мраморов «Перевал»

Месторождение мраморов, пригодных для использования в качестве цементного сырья, расположено в 7 *км* к юго-западу от г. Слюдянки, в центральной части водораздельного хребта между реками Слюдянкой и Похабихой. Вершины этого острогребенчатого водораздела, протягивающиеся в северо-восточном направлении, достигают абсолютной высоты 1050—1100 *м* и возвышаются над урезом русла р. Слюдянки на 450—480 *м*, а над урезом русла р. Похабихи на 500—530 *м*.

Месторождение в основном сложено однообразным комплексом мраморов перевальской свиты.

Для территории месторождения характерна высокая трещиноватость и дислоцированность пород, а воздействие карстовых процессов предопределили их высокую проницаемость.

Полезное ископаемое отрабатывается на вершине водораздела открытым способом. Массив карбонатных пород, слагающих продуктивную полосу, обладает высокой трещиноватостью и до уровня поверхностных водотоков (абсолютная отметка 625 *м*) является практически безводным. Отработка месторождения в гидрогеологическом отношении не вызывает каких-либо затруднений.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ РЕЧНЫХ ДОЛИН

13. Месторождения золота Ленского золотоносного района

Наиболее освоенная и обжитая территория Ленского золотоносного района располагается на юге Витимо-Патомского нагорья и представляет глубоко расчлененное гидрографической сетью плато, средние абсолютные отметки поверхности которого составляют 850—1000 *м*. Основной водной артерией района является р. Витим — правый приток р. Лены с ее многочисленными притоками (Мамакан, Бодайбо, Энгажимо и др.).

В геологическом строении района принимают участие преимущественно осадочно-метаморфические образования верхнего протерозоя, представленные сланцами, известняками, мраморами, песчаниками и гравелитами. Осадочно-метаморфические породы прорваны массивами гранитов и гранит-пегматитами.

На площади района широко развиты мощные толщи рыхлых отложений: аллювиальные, древнеаллювиальные, ледниковые и элювиально-делювиальные. Аллювиальные отложения мощностью от 2—5 до 22—30 *м* состоят в основном из галечников с валунами и песчано-глинистым заполнителем.

Толща ледниковых отложений представлена моренными суглинками, супесями с обломками коренных пород и включениями валунов и галечников, флювиогляциальными песками и галечниками и озерно-ледниковыми илами. Общая мощность ледниковых отложений достигает 50 *м*, элювиально-делювиальных образований 0,5—3 *м*. Мощность четвертичных отложений в долинах в среднем составляет 20—60 *м*, а в долине рч. Тахтыкан-Берикан достигает 140—150 *м*.

В районе широко развита многолетняя мерзлота. Под руслами крупных рек породы не промерзлены. Мощность мерзлых пород протерозоя на отдельных участках превышает 120 *м*. В рыхлых отложениях нижняя граница многолетней мерзлоты отмечается на глубине 30—50 *м*, в отдельных пунктах (в долине рч. Тахтыкан-Берикан) нижняя граница понижается до 131 *м*.

Подземные воды подразделяются на порово-пластовые воды четвертичных отложений, трещинно-пластовые воды осадочно-метаморфической толщи пород и трещинные воды гранитов. Верхняя часть толщи рыхлых отложений в древних долинах, сложенная илистым и глинистым материалом, характеризуется слабой обводненностью и зачастую промерзлена. Обводненной является нижняя часть современного элювия речных долин. Отложения поймы и низких террас большей частью не содержат грунтовых вод. Мощность водоносного горизонта в аллювиальных отложениях изменяется в широких пределах — от 1—2 до 14—19 *м*, а глубина залегания уровня воды составляет 0,1—9 *м*. Производительность горизонта характеризуется дебитом родников 0,1—2,3 *л/сек*; удельный дебит скважин составляет 0,3—0,9 *л/сек*. Коэффициент фильтрации изменяется от 2—3 до 30 *м/сутки*. Древнеаллювиальные и ледниковые продуктивные отложения в нижней части разреза отличаются высокой водообильностью. В них формируется напорный водоносный горизонт с напором над кровлей до 30 *м* и более. Глубина залегания водоносного горизонта от 6 до 25 *м*, а в глубоких тальвегах увеличивается до 50—70 *м*. Мощность водоносных отложений различная — от 5 до 50 *м*. Водообильность древнеаллювиальных и ледниковых отложений в речных долинах характеризуется удельным дебитом скважин от 0,2—0,7 до 2—3 *л/сек*.

Подземные воды в породах осадочно-метаморфического комплекса в основном приурочены к верхней части разреза, примерно до глубины 100 *м*. Наибольшая обводненность свойственна песчаникам бодайбинской подсерии. Дебит родников изменяется от 0,1—1,8 до 20—30 *л/сек*. В глубоких тальвегах и под аллювием долин подземные воды в разрушенных коренных породах и рыхлых отложениях образуют единый напорный водоносный горизонт. В зонах тектонических нарушений водообильность резко возрастает. Так, по данным Е. В. Пиннекера (1960), при проходке штрека на Догалдынском месторождении под многолетней мерзлотой водой из зоны тектонических нарушений был затоплен горизонт 744 *м*, на осушение которого потребовалось около месяца. Глубина залегания водоносного горизонта определяется мощностью многолетней мерзлоты. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,006 до 20—25 *м/сутки*. Химический состав подземных вод осадочно-метаморфической толщи преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый или магниевый с минерализацией 0,13—0,6 *г/л*. Трещинные воды гранитов приурочены преимущественно к коре выветри-

вания. Дебит родников изменяется от 0,001 до 25—30 *л/сек*. По химическому составу воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией от 0,15 до 0,4 *г/л*.

Водопритоки в горные выработки месторождений связаны в основном с подземными водами продуктивных отложений и поверхностными водами. В древнеаллювиальных и ледниковых отложениях они достигают нескольких сотен кубических метров в час. Доли водопритоков за счет вод современного аллювия и пород осадочно-метаморфического комплекса относительно небольшие.

В юго-западной части Ленского золотоносного района выявлено около 40 фонтанирующих шахт с расходом от 0,5 до 130 *л/сек* (Пиннекер, 1962а). На отдельных участках, где водоупорная кровля водоносного горизонта нарушена горными выработками, водопритоки резко возрастают в период снеготаяния и летних осадков.

До настоящего времени отработка месторождений велась преимущественно подземным способом. В последние годы шахтная добыча все чаще уступает дражной и открытой отработке. В связи с этим вопросы осушения месторождений, так же как и их обводнения, приобретают особое значение. Основными мероприятиями, проводимыми для осушения подземных выработок и карьеров, являются: отвод поверхностных вод за пределы отрабатываемых участков с помощью лотков или нагорных канав и устройство водосливных штолен (вассерштольни), дренирующих подземные воды преимущественно древнеаллювиальных и ледниковых отложений. Длина последних нередко достигает многих километров.

Устройство штолен свободного водослива позволило осушить целый ряд сильно обводненных месторождений и резко увеличить добычу золота (табл. 63).

Таблица 63

Расходы водосливных штолен за 1953—1959 гг.
(по Е. В. Пиннекеру)

Название штольни и ее местоположение	Длина штольни, *км*	Расход, *л/сек*				Расход на 1 *км* штольни, *л/сек*	Мощность рыхлых отложений, *м*
		средний	максимальный	минимальный	июль 1959 г.		
У пос. Артемовского	16,0	950	2820	275	1700	60	45—50
Васильевская 40, р. Бодайбо . .	8,7	460	810	390	715	—	28—32
Рч. Тахтыкан-Берикан . . .	3,8	420	—	—	630	110	40—100
Руч. Теплый . . .	1,9	100	—	—	144	30	12—30
Рч. Мал. Чанчик	2,0	174	314	73	—	—	—
Рч. Бол. Чанчик .	5,0	320	—	—	—	—	—

Приведенные в табл. 63 данные указывают на высокую обводненность отдельных месторождений, коэффициент водообильности при отработке которых достигает 75—160. В этих условиях указанная система осушения обводненных россыпей является наиболее действенной.

Глава 13

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ НА ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Подземные воды, являющиеся ценным промышленным сырьем, могут служить и хорошим индикатором на многие другие полезные ископаемые. Перемещаясь под землей и соприкасаясь с залежами полезных ископаемых, подземные воды изменяют свой состав и обогащаются некоторыми специфическими компонентами. Кроме того, показателем наличия или отсутствия тех или иных залежей полезных ископаемых могут служить отдельные гидрогеологические закономерности.

Состав подземных вод, как поисковый критерий на полезные ископаемые, в Иркутской области начал изучаться еще в прошлом веке. Первые шаги в этом отношении сделали основоположники сибирской геологии А. Л. Чекановский (1874) и В. А. Обручев (1892). Указывая на многочисленные родники соленых вод и рассолов, они пришли к выводу о наличии в недрах юга Сибирской платформы соленосных пород, а К. И. Богданович (1896) считал, что соленые и рассольные источники в районе Усолье — Мальта выходят по тектоническим разломам, секущим карбонатную толщу, в основании которой должны залегать пласты каменной соли. Предположение К. И. Богдановича блестяще подтвердилось: в 1923 г. скважина Усольского солеваренного завода под карбонатными породами кембрия вскрыла каменную соль. Этот факт имел большое практическое значение и позволил использовать для солеварения вместо разубоженных рассольных вод источников концентрированные искусственные рассолы, получаемые путем выщелачивания в скважинах пластов каменной соли.

Гидрогеохимический метод поисков неоднократно применялся для выявления перспективных площадей при разведке месторождений гипса. В 30-х годах Н. С. Ильиной, а затем и другими исследователями в бассейне р. Унги было установлено, что в местах обнаружения сульфатных кальциевых вод высокой минерализации почти всегда имеются пласты гипса. Гидрохимические исследования особенно широко использовались при оконтуривании перспективных площадей и месторождений гипса в Унгино-Заларинском районе.

Изучение подземных вод, как поискового критерия, имеет большое значение при оценке перспектив нефтегазоносности и калиеносности, а также поисках рудных месторождений.

Нефтегазоносность. Нижнекембрийские отложения платформенной части Иркутской области весьма перспективны для поисков нефти и газа. Геологические предпосылки нефтегазоносности обстоятельно изложены во многих специальных работах (Васильев и др., 1957; Разумовская и др., 1959; Карасев, 1960; Трофимук, 1960; Притула

и др., 1962). В 50-х годах проявления нефти и газа были получены на Осинской, Балыхтинской, Атовской, Парфеновской и других площадях. В 1962 г. из Марковской опорной скважины на р. Лене забил первый промышленный фонтан с дебитом нефти более 1000 *т/сутки* и газа около 500 тыс. *м*^{3}*/сутки*; затем промышленные месторождения газа были обнаружены на Бильчирской и Биркинской площадях.

Из общих гидрогеологических признаков, указывающих на благоприятные условия для поисков залежей нефти и газа, наиболее важными следует считать: 1) наличие закрытых структур в соленосной и подсоленосной частях геологического разреза, их слабую промытость и достаточно большую удаленность от областей питания; 2) региональную выдержанность мощной соленосной толщи, практически непроницаемой для подземных вод, нефти и газа; 3) присутствие в глубоких частях разреза нижнекембрийских отложений водоносных горизонтов в пористых и трещиноватых коллекторах (производительность и водопоглотительная способность скважин, вскрывающих такие горизонты, нередко достигают нескольких сотен кубических метров в сутки). Как показали исследования М. А. Цахновского, Н. Я. Тычино, Е. В. Пиннекера и П. И. Трофимука, все перспективные нефтегазоносные горизонты юга Сибирской платформы (парфеновский, осинский и балыхтинский) являются в то же время водоносными и содержат концентрированные рассолы. Почти всюду нефть и газ залегают совместно с подземными водами.

Гидрогеохимический метод оценки перспектив нефтегазоносности юга Сибирской платформы находится еще в стадии разработки, поэтому можно привести некоторые предварительные данные (Разумовская и др., 1959; Ильина и др., 1962; Пиннекер, 1965).

Нефтяные воды юга Сибирской платформы представлены концентрированными рассолами с минерализацией 300—600 *г/л* (табл. 64). Однако хлоридный кальциевый состав, высокое содержание брома и бессульфатность рассолов еще не служат прямым показателем нефтеносности рассматриваемой территории. Такой же химический состав имеют рассолы в местах, где признаки нефтегазоносности отсутствуют. Нафтеновые кислоты, характерные обычно для нефтяных вод, в рассолах юга Сибирской платформы встречаются крайне редко, что обусловлено невозможностью их ассоциации с рассолами хлоридного кальциевого состава (Ильина и др., 1962). Точно так же ведет себя йод, он отсутствует или отмечается в небольших количествах (редко более 3—6 *мг/л*).

Из показателей химического состава подземных вод для оценки перспектив нефтегазоносности особое значение, по всей вероятности, имеет аммоний. Анализ большого фактического материала показывает, что рассолы, вскрытые с нефтью и газом, за редким исключением, содержат до 100 *мг/л* и более аммония (см. табл. 64). На площадях, где проявления нефти и газа отсутствуют, количество аммония в рассолах обычно не превышает 50 *мг/л*.

Химический состав нефтяных вод, как и общие гидрогеологические предпосылки, могут рассматриваться в качестве косвенного критерия нефтегазоносности. Более удовлетворительные результаты дает газовый состав подземных вод, особенно анализ данных по содержанию предельных углеводородов и сероводорода.

Исследованиями Н. Я. Тычино (1962) обнаружена повсеместная связь скоплений нефти с количеством предельных углеводородов, содержащихся в растворенных и свободных газах. Так, на Осинской, Балыхтинской и Атовской площадях в ассоциации с нефтью содержание предельных углеводородов в составе растворенных газов составляет

Таблица 64

Состав подземных вод, ассоциирующих с нефтью и газом

Наименование скважин	Глубина, м / Возраст	Нефтегазопроявления	Минерализация, г/л	Формула солевого состава	Содержание, г/л			
					H_2S	NH_4	Br	J
Балыхтинская 5-р	1122–1130 / Cm_1us	Газ	599	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 78\ Mg\ 12\ K\ 5\ Na\ 5}$	1,1–1,97	0,1–0,72	8,07	0,003
Южно-Радуйская 2-р	2096–2156 / Cm_1us	Нефть (2 *т/сутки*)	299	$\frac{Cl\ 100}{Na\ 77\ Ca\ 17\ Mg\ 5}$	–	0,2	0,86	–
Осинская 1-о	1630–1668 / Cm_1us	Нефть	508	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 80\ Mg\ 14\ K\ 5}$	0,85–2,004	–	3,78	–
Марковская 1-о	2164 / Cm_1us	Нефть (1000 *т/сутки* с газом)	274	$\frac{Cl\ 97}{Na\ 94}$	Следы	0,101	0,084	–
Марковская 4-р	1320 / Cm_1us	Нефть	316	$\frac{Cl\ 100}{Na\ 60\ Ca\ 28\ Mg\ 9}$	–	–	1,64	–
Атовская 2-р	1934–1983 / Cm_1us	Нефть (4 *т/сутки*)	387	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 51\ Na\ 35\ Mg\ 7\ K\ 7}$	–	0,1	3,87	0,006
Атовская 7-р	2563–2653 / Cm_1mt	Нефть и газ	362	$\frac{Cl\ 100}{Ca\ 56\ Na\ 34\ Mg\ 10}$	0	0,46	5,4	0,0018
Парфеновская 1-п	2325–2426 / Cm_1mt	Газ (100 тыс. *м³/сутки*)	377	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 49\ Ca\ 38\ Mg\ 11}$	0,0017	0,09	4,17	0,005

21—38%. Аналогичные количества предельных углеводородов отмечены в растворенном и свободном газе на Парфеновском и Бильчирском газовых месторождениях. На участках, где нефть не обнаружена, количество предельных углеводородов в газе колеблется от 0 до 5—6%. Наличие свыше 5—10% тяжелых углеводородов в составе газов подземных вод Н. Я. Тычино считает возможным рассматривать в качестве прямого показателя присутствия нефти и газа.

Сероводород, как уже отмечалось в предыдущих главах, встречается в рассолах надсолеиосной и соленосной толщ. Особенно большие количества (1,1—2,0 *г/л*), отвечающие максимальной растворимости сероводорода в естественной термодинамической обстановке, наблюдаются в рассолах нефтегазовых скоплений на Осинской, Атовской, Балыхтинской и Тыретской площадях. Предельно насыщенные рассолы Балыхтинской площади в газовом составе содержат 45—65% сероводорода. Тесная пространственная связь сероводородных рассолов с нефтегазопроявлениями позволяют считать сероводород продуктом разрушения нефтяных залежей. Об этом свидетельствует очень низкое (0,18—0,85%) содержание серы в нефти юга Сибирской платформы. Сероводородное заражение особенно свойственно соленосным породам — балыхтинскому и особенно осинскому горизонтам. Наоборот, в терригенных породах (парфеновский горизонт) рассолы не содержат сероводорода или очень слабо им обогащены.

На Марковском нефтяном месторождении происходит разгрузка сероводорода. По тектоническому нарушению, секущему западное крыло Марковской структуры, вместе с рассолами выделяется так много растворенного сероводорода, что вода р. Лены на участке пересечения разлома, а также вода соленых родников, выходящих на обоих берегах р. Лены, содержит сероводород. Правда, в рассоле, полученном в Марковской скважине 1, при вскрытии нефтегазовой залежи сероводорода не было (см. табл. 64), но, как теперь это установлено, он поступал из более высоких горизонтов, в подземных водах которых скважинами 2, 8 и др. был отмечен сероводород. Сероводород присутствует в подземных водах юрских отложений, с которыми связаны газопроявления в окрестностях г. Иркутска (дер. Бол. Разводная, с. Смоленщина, г. Шелехов и др.).

Следовательно, сероводород можно рассматривать в качестве прямого поискового критерия на нефть и газ. Вместе с тем сероводородное заражение свидетельствует о далеко зашедшем процессе разрушения нефтяных месторождений юга Сибирской платформы.

Отметим еще один поисковый критерий на нефть и газ — микробиологический состав подземных вод. Изучен он пока еще слабо, но обнаружение метанообразующих бактерий в рассоле Верхне-Марковского источника (Пиннекер, 1965) позволяет надеяться, что этот поисковый критерий сможет оказать большую помощь при оценке перспективных площадей на нефть и газ в пределах Ангаро-Ленского артезианского бассейна.

Гидрогеологические критерии дают основание для положительной оценки перспектив нефтегазоносности платформенной части Иркутской области. На прилагаемой схеме (рис. 81) выделяются районы перспективные (выявлены залежи нефти или имеются прямые признаки нефтегазоносности), предположительно перспективные, неперспективные (нет оснований для обнаружения нефтегазопроявлений), предположительно неперспективные и неизученные в отношении перспектив нефтегазоносности.

Калиеносность. Соленые воды и рассолы Иркутской области повсеместно содержат калий, что дает основание предполагать присут-

ствие среди соленосных отложений юга Сибирской платформы пластов калийных солей (Иванов, 1950; Зайцев, 1958; Разумовская, 1960). В последние годы в галогенной формации юга Сибирской платформы были вскрыты включения карналлита и сильвина, а за пределами Иркутской

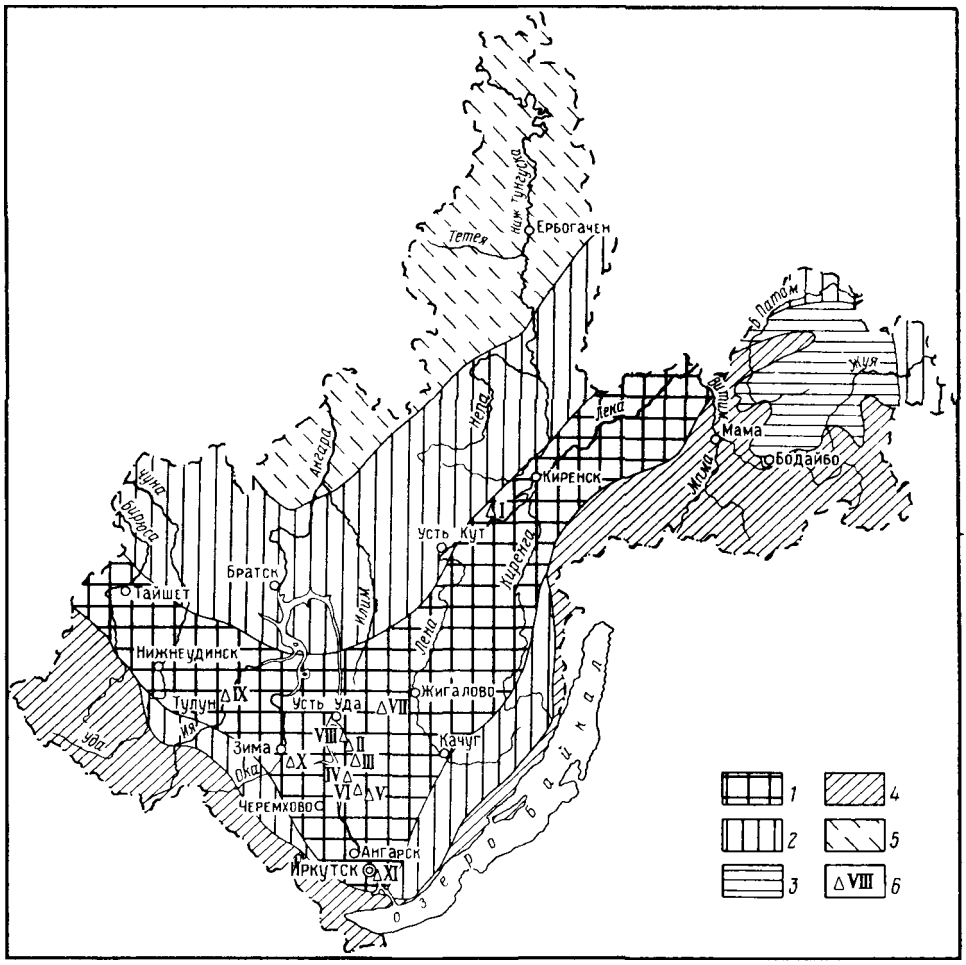


Рис 81 Схематическая карта перспектив нефтегазоносности Иркутской области по гидрогеологическим показателям Составил Е В Пиннекер, 1964 г

1 — перспективные районы, *2* — предположительно перспективные районы; *3* — предположительно неперспективные районы, *4* — неперспективные районы; *5* — площади, неизученные в отношении гидрогеологических критериев нефтегазоносности, *6* — месторождения и проявления нефти и газа (I — Марковское, II — Атовское, III — Южно Радуйское, IV — Бильчирское, V — Парфеновское, VI — Осинское, VII — Балыхтинское, VIII — Биркинское, IX — Тулунское, X — Тыретское, XI — Иркутское)

области, в Канско-Тасеевской впадине, — прослои калийных солей (Г. М. Минко, А. С. Колосов, М. А. Жарков).

Весьма обнадеживающие гидрохимические показатели калиеносности получены при изучении хлоридных натриевых соленых вод и рассолов, формирующихся в результате выщелачивания соленосных пород. Они содержат калий в количестве от 0,001 до 2,5 *г/л*. Процентное содержание калия $\frac{K \cdot 10^2}{\Sigma \text{ солей}}$ обычно составляет 0,01—0,25%. Однако на фоне таких низких процентных содержаний выделяются воды, в которых ка-

Таблица 65

Показатели калиеносности подземных вод Ангаро-Ленского артезианского бассейна

Местоположение скважины и глубина	Минерализация, *г/л*	K, *г/л*	$K \cdot 10^2$ / Σ солей	$Mg \cdot 10^2$ / Cl	Cl / Br
Непско-Тунгусский район					
Скважина 1 в Гаженке (120 *м*)	82,0	0,48	0,59	0,85	1402
Гаженский родник	70,9	0,48	0,68	1,1	2016
Соснинский родник	2,8	0,014	0,50	5,51	2977
Норигондинский родник	4,2	0,043	1,02	2,01	2085
Россольнинский родник	13,2	0,11	0,85	1,95	1414
Лево-Санарский родник	1,03	0,056	5,41	5,51	1272
Чаинско-Соляновский район					
Родник на р. Чае, в 25 *км* от устья	1,3	0,011	0,85	7,30	219
Родник на р. Солянке, в 3 *км* от сользавода	6,1	0,034	0,5	16,9	—
Кутуликско-Шелонинский район					
Половининская скважина 3 (602–637 *м*)	184	2,0	1,08	1,72	221
Скважиина 3 в Малой Ерме	194	2,55	1,31	0,38	1439
Зимиинская скважина 31 (442—458 *м*)	412	13,46	3,26	4,56	83
Шелонинская скважина 1-Б (416—502 *м*)	421	22,54	5,39	10,19	62
Заярско-Каймоновский район					
Заярская скважина 1 (1950—2000 *м*)	370	15,8	4,28	0,4	74
Каймоновская скважина 3 (479 *м*)	82,9	0,094	0,11	1,32	206
Удино-Илгинский район					
Атовская скважина 2 (1934—1983 *м*)	387	17,17	4,39	2,58	61
Христофоровская скважина 1 (2205—2215 *м*)	382	18,26	4,79	3,14	55

лия содержится 0,5—1% и более от суммы солей (табл. 65 и рис. 82). Для соленых вод и рассолов выщелачивания процентное содержание калия свыше 0,5% может считаться аномальным. Аномально высокие содержания калия имеют соленые воды и рассолы многочисленных родников Непско-Тунгусского района (Гаженского, Соснинского, Норигондинского, Рассольнинского, Лево-Санарского); в скважине, пробуренной на Гаженском поднятии, по данным Ю. Н. Тарасевича, с углублением на каждые 100 *м* концентрация калия в рассолах повышалась примерно на 100 *мг/л*. Повышенные концентрации калия обнаружены в воде родников на р. Лене, от р. Чаи до рч. Солянки. Наконец, около 1% калия отмечено в рассолах балыхтинского горизонта Половининских скважин и Малоереминской скважины 3 (Кутуликская площадь), пройденных специально с целью поисков калийных солей. В этой скважине произведен размыв вскрытого интервала галогенной толщи путем закачки пресной воды (табл. 66). Полученный при этом рассол содержал 1,8 *г/л*,

а в некоторых пробах даже 3,2 *г/л* калия, что значительно больше, чем, например, в искусственных рассолах Усольского вакуумного сользавода

В качестве поисковых критериев калийных солей могут быть использованы также магниево-хлорный $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl}$ и хлор-бромный $\frac{Cl}{Br}$ коэффициенты. Повышенные значения магниево-хлориого коэффициента свидетельствуют о возможном выщелачивании калийно-магниевых солей (карналлитов). Аналогичный вывод можно сделать, когда подземные воды выщелачивания имеют низкие (менее 300) значения хлор-бромного коэффициента. По величинам указанных коэффициентов представляет интерес рассол скважины 3 на восточной окраине Каймоново Несмотря на низкое процентное содержание калия (см. табл 65), химический состав этого рассола указывает на возможную калиеносность Каймоновской площади.

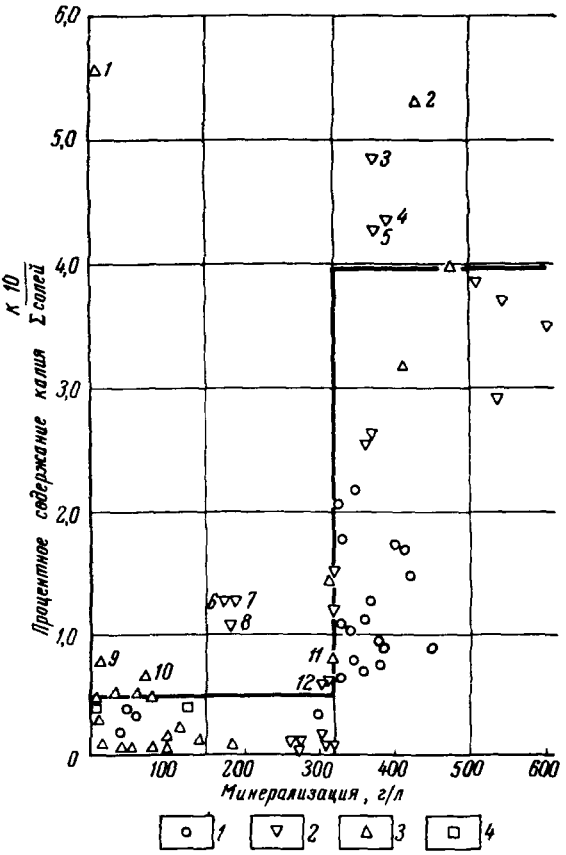


Рис 82 Зависимость процентного содержания калия от минерализации подземных вод Составил Е В Пиннекер, 1965 г

Соленые воды и рассолы *1* — терригенной толщи (Pt_3 и Cm_1mt) *2* — соленосной толщи (Cm_1us и Cm_1bls_1), *3* — солеиосно карбонатной толщи (Cm_1bls_{2-3}, Cm_1bl, Cm_1an, $Cm_{1-2}lt$), *4* — надсоленых отложений (Cm_{2-3}, O J). Выше жирной линии располагаются аномальные содержания калия в соленых водах и рассолах

Повышенная калиеносность хлоридных кальциевых рассолов может быть обусловлена процессами метаморфизации и концентрирования рассолов, поэтому ее следует считать лишь косвенным признаком присутствия калийных солей среди рассолоносных пород Следовательно, гидрохимические показатели калиеносности хлоридных кальциевых рассолов должны быть иными, нежели у соленых вод и рассолов хлоридного натриевого состава.

Нижним пределом аномальных процентных содержаний калия в сильно метаморфизованных рассолах следует принять не 0,5%, как у соленых вод и рассолов выщелачивания, а 4% (см рис. 82); при таком его содержании из продуктов сгущения морской воды начинает выпадать сильвин.

Концентрация калия в сильно метаморфизованных рассолах равна нескольким граммам на литр. Очень высокие количества калия (15—22 *г/л*, или свыше 4%) отмечены в хлоридных кальциевых рассолах галогенной толщи и карбонатно-соленосных отложениях на Шелонинской, Заярской, Христофоровской и Атовской площадях. В других местах рассолы галогенной и карбонатной формаций, в том числе и предельно насыщенные рассолы (Балыхта, Тыреть, Оса, Марково, Тулун), содержат калия не более 4% от суммы солей. Еще ниже калиеносность рассолов терригенной формации, залегающей под соленосными отложениями

Таблица 66

Химический состав рассолов при размыве соляных пластов пресной водой

Местоположение	Минерализация, *г/л*	Формула солевого состава	K, *г/л*	Br, *г/л*
Скважины Усольского сользавода (глубина 700—1400 *м*)	311	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 99}$	0,157	0,169
Скважина в дер. Малой Ерме (глубина 830—836 *м*)	236	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 95}$	3,2	0,35

Абсолютное содержание калия не превышает 7—12 *г/л*, т. е. едва достигает 0,8—2%.

Сильно метаморфизованные рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна с аномально высокими содержаниями калия по составу и гидрохимическим показателям калиеносности приближаются к карналлитовой рапе. Отметим, что садка карналлита начинается из рапы с минерализацией 470 *г/л* и концентрацией калия примерно 22 *г/л* при следующих значениях гидрохимических коэффициентов: $\frac{K \cdot 10^2}{\Sigma\ солей} = 5{,}1$; $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl} = 34{,}5$ и $\frac{Cl}{Br} = 56$ (Валяшко, 1963; Зайцев, 1958, 1961).

Следовательно, не только в соленых водах и рассолах выщелачивания, но и в сильно метаморфизованных рассолах калиеносность может быть в какой-то мере обусловлена воздействием калийсодержащих галогенных толщ.

По гидрогеохимическим показателям можно выделить следующие аномальные и перспективные в отношении калиеносности районы (Пиннекер, 1965): 1) Непско-Тунгусский, 2) Чаинско-Соляновский, 3) Кутуликско-Шелонинский, 4) Заярско-Каймоновский и 5) Удино-Илгинский (рис. 83 и см. табл. 65).

Первые два района выделены по наличию высоких содержаний калия в подземных водах выщелачивания. Калиеносность подземных вод здесь нельзя объяснить ничем другим, как только присутствием растворимых калийных скоплений в соленосных породах ленского яруса, залегающих в названных районах на глубинах не свыше 800—1200 *м*. Наибольшего внимания заслуживает Непско-Тунгусский район. Чаинско-Соляновский район отнесен к перспективным предположительно, так как аномалии здесь сравнительно небольшие.

Кутуликско-Шелонинский район выделен по высокой калиеносности рассолов выщелачивания отложений усольской свиты Половининской и Малоерминской скважин. Кроме того, в пос. Шелонинском из соленосных отложений ангарской свиты на глубине 400—500 *м* получены сильно метаморфизованные рассолы с содержанием калия более 5% от суммы солей. Возможно, такие же рассолы имеются в Зиме. Близость к железной дороге, небольшая глубина залегания соленосных отложений и признаки калиеносности не только вод, но и пород — все это выдвигает Кутуликско-Шелонинский район в один из наиболее заслуживающих внимания для постановки поисково-разведочных работ на калийные соли.

Заярско-Каймоновский и Удино-Илгинский районы являются предположительно перспективными, исходя из высоких калийных показателей сильно метаморфизованных рассолов. Правда, Заярско-Каймонов-

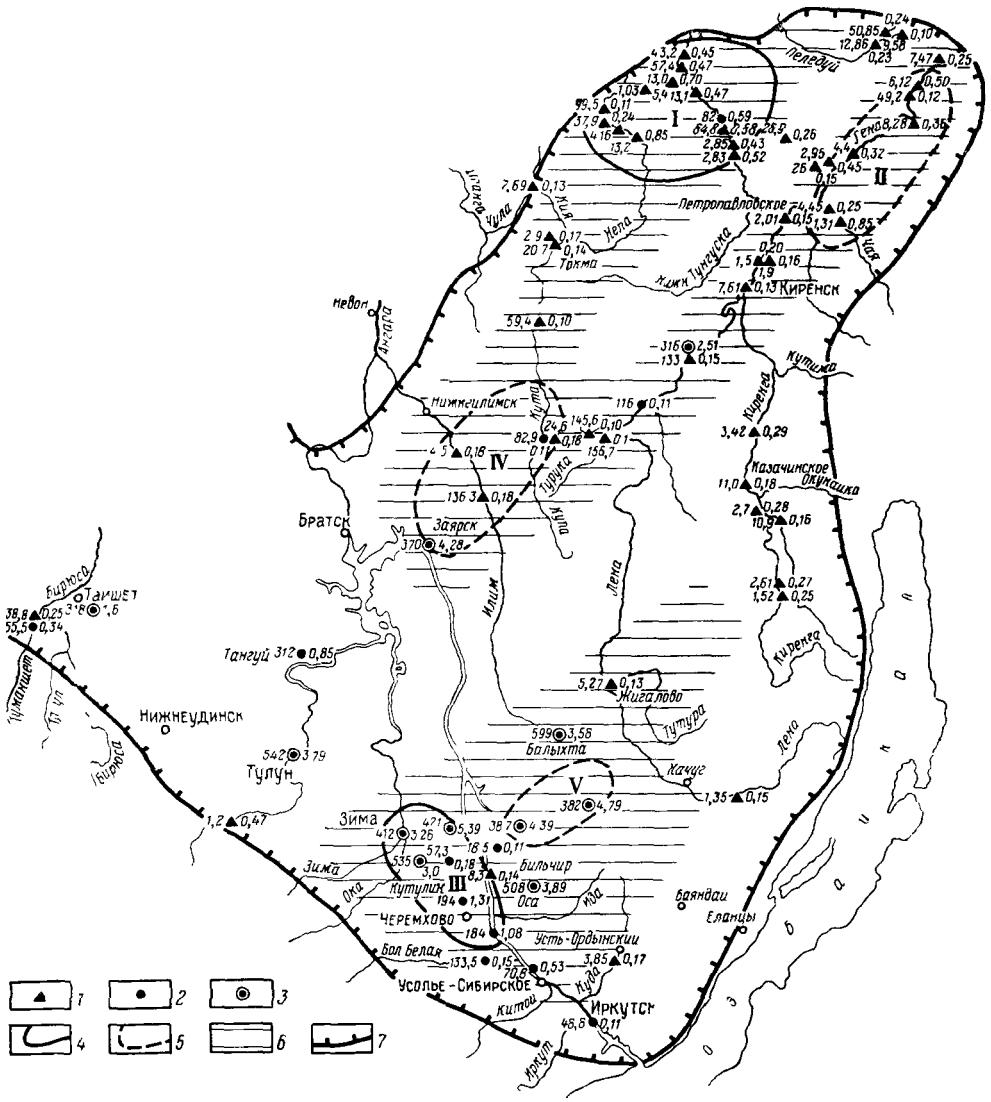


Рис 83. Схематическая карта перспектив калиеносности Ангаро-Ленского артезианского бассейна по гидрохимическим показателям Составил Е. В. Пиннекер, 1964 г.

Соленые воды и рассолы выщелачивания с содержанием калия более 0,1% от сухого остатка *1* — источник, *2* — скважина (цифра слева — минерализация, *г/л*, справа — содержание калия, %) Сильно метаморфизованные рассолы галогеиной и карбоиатной формации с содержанием калия более 1% от сухого остатка *3* — скважина (цифра слева — минерализация, *г/л*, справа — содержание калия, %). Районы с аномально повышеиной калиеносностью подземных вод. *4* — перспективные (I — Непско-Тунгусский, III — Кутуликско Шелоиинский), *5* — предположительно перспективные (II — Чаинско-Соляновский, IV — Заярско Каймоновский, V — Удино-Илгинский), *6* — площади с глубиной залегания соленосных толщ менее 1000—1200 *м*, *7* — граница Ангаро-Леиского артезианского бассейна

ский район, который тяготеет к Непско-Тунгусскому району, возможно, будет аномальным и по калиеносности подземных вод выщелачивания отложений литвинцевской и ангарской свит, на что указывают значения магниево-хлорного и хлор-бромного коэффициентов рассола из Каймо-

новской скважины (см. табл. 65). При отнесении обоих районов к предположительно перспективным учитывалось, что соляная толща здесь находится на доступных глубинах (от 300—500 до 800—1200 *м*).

Перспективные по гидрохимическим показателям калиеносности районы (см. рис. 83) занимают вполне определенное место в структуре нижнепалеозойского яруса осадочного чехла Иркутского амфитеатра, они теготеют к периферии его внутреннего поля или приурочены к предположительно конседиментационным прогибам. Есть все основания предполагать, что тектонические и литолого-фациальные условия были благоприятными для образования и сохранения калийных солей в галогенной толще. Непско-Тунгусский и Заярско-Каймоновский районы расположены вдоль внутреннего склона Прибайкальского сводового поднятия, где оно переходит в так называемое Центральное поле Иркутского амфитеатра. Чаинско-Соляновский район находится в Прибайкальском краевом прогибе между Пеледуйским поднятием и Байкальской краевой антеклизой, а Кутуликско-Зиминский район — на склоне Нукутского (Иркутского, по С. М. Замараеву) выступа и в Окинской впадине. Удино-Илгинский район — это Илгинская впадина, которую М. А. Жарков, С. М. Замараев и М. М. Мандельбаум считают наиболее перспективной структурой для поисков калийных солей.

Довольно значительные концентрации калия в рассолах иногда отмечаются в подземных водах и вне этих районов; из-за отсутствия исчерпывающих сведений о составе подземных вод пока трудно судить, насколько они связаны с выщелачиванием богатых солями калия толщ. Поэтому не исключено, что в дальнейшем будут выявлены новые аномалии с высоким содержанием калия в подземных водах.

Сейчас в Зиминско-Шелонинском перспективном, а также в Удино-Илгинском и Заярско-Каймоновском предположительно перспективных районах начато поисково-разведочное бурение на калийные соли. Для облегчения поисков калийных солей опробование скважинами обязательно должно сопровождаться гидрохимическими исследованиями, которые являются очень эффективным и чувствительным методом поисков.

Рудные месторождения. Гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений в Иркутской области стал внедряться лишь в последние годы. Это объясняется слабой рудоносностью платформенных отложений, а также известной трудностью применения гидрогеохимического метода; неглубоко залегающие подземные воды в отложениях юга Сибирской платформы нередко отличаются повышенной сульфатностью из-за наличия гипсоносных пород, что затрудняет интерпретацию данных по содержанию сульфат-иона. Однако в районах, где известны проявления меди (верховья р. Лены), ртути (бассейн р. Ангары), полиметаллов (на р. Нижней Тунгуске) и других металлов, гидрогеохимический метод поисков несомненно может быть использован для изучения металлогении перспективных участков. Некоторые попытки в оконтуривании зон медной и ртутной минерализации предприняты в 1963—1964 гг. А. А. Зайнулиным. В ряде мест получены положительные результаты.

В горноскладчатых сооружениях Витимо-Патомского нагорья, Восточного Саяна и Прибайкалья применение гидрогеохимического метода почти всегда давало надлежащий эффект. Так, на площади Витимо-Энгажиминского гранитного массива наличие подземных вод с пониженной величиной pH и содержанием молибдена до 5 *мкг/л* позволило судить о более широком распространении молибденовых рудопроявлений (Е. В. Пиннекер). В пределах Восточного Саяна гидрогеохимический метод с целью поисков редкометальных месторождений применялся С. Р. Крайновым и С. Д. Капрановым. Специальные гидрогеохи-

мические поиски месторождений полезных ископаемых были проведены в северо-западной части Восточного Саяна и в Юго-Западном Прибайкалье.

В северо-западной части Восточного Саяна (бассейны рек Бирюсы, Уды и Тагула) исследованиями А. А. Зайнулина и В. М. Колосницына в 1961—1962 гг. охвачена обширная территория, сложенная метаморфическими и изверженными породами архея и протерозоя. Гидрогеохимические поиски осуществлялись с применением разнообразных методик. На заведомо известных медноколчеданных рудопроявлениях — Таловском и Джуктырском — гидрогеохимическое опробование четко отбило рудоносные зоны. Выявленные зоны пространственно хорошо совпадают с обогащенными халькопиритом участками основных пород. В процессе гидрогеохимических поисков обнаружен ряд аномалий с высоким содержанием в подземных водах меди, цинка и молибдена (табл. 67). Кроме того, в подземных водах прииска Покровского отмечается высокое содержание никеля, кобальта и других металлов, а в верховьях р. Кадаека — высокая сульфатность подземных вод, связанная с влиянием окисляющегося сульфидного тела.

Таблица 67

Гидрогеохимические аномалии северо-западной части Восточного Саяна
(по А. А. Зайнулину и В. М. Колосницыну, 1961—1962 гг.)

Место опробования	Содержание, *мкг/л*			
	Медь	Цинк	Молибден	Сумма металлов
Фоновое	1—2	10—30	0,1—1	До 20
Рч. Багате в районе пос. Нерха (Pt_2)	5	100	2	45
Устьевая часть р. Миричуна (граниты)	1	45	5	50
Прииск Ильинский* (граниты)	1	50	5	50
Прииск Покровский* (диориты и габбро)	2	40	3	60

* Бирюсинские месторождения россыпного золота.

В Юго-Восточном Прибайкалье гидрогеохимическими поисками, проводившимися Ю. И. Блохиным (1960—1962 гг.), были охвачены бассейны рек Бугульдейки, Анги, Сармы и Унгуры, где развиты главным образом породы нижнего кембрия, протерозоя и архея, прорванные кислыми интрузиями. Район известен своими полиметаллическими рудопроявлениями (В. С. Малых), чем объясняется повышенное содержание в подземных водах сульфат-иона (до 20 *мг/л* и более) и высокое значение сульфат-хлорного коэффициента (более 1). По аномальным содержаниям сульфат-иона были оконтурены две перспективные полосы (сульфат-хлорный коэффициент 7—10). Одна из них шириной 2—6 *км* протягивается от дер. Косая Степь до верховьев рек Белеты и Сармы, другая прослежена в Тажеранских степях вблизи регионального Обручевского сброса. В пределах названных полос аномальных величин pH почти нигде не отмечено, подземные воды имеют нейтральную и редкс слабокислую реакцию.

Концентрирование проб воды и соосаждение металлов производилось по методу ТПИ, предложенному П. А. Удодовым и И. П. Онуфриенко и хорошо зарекомендовавшему себя для сверхпресных и пресных вод. В табл. 68 приведены фоновые, повышенные и аномальные содержа-

Таблица 68

Содержание тяжелых металлов в подземных водах Юго-Западного Прибайкалья

(по Ю. И. Блохину, 1962 г.)

Элемент	Содержание, *мкг/л*		
	фоновое	повышенное	аномальное
Свинец	0,5—3	3—5	>5
Цинк	0,5—40	40—100	>100
Кобальт	Нет	До 0,5	>0,5
Никель	1—3	3—5	>5
Олово	0,5—3	3—5	>5
Молибден	Нет	<1	>1
Ванадий	0,5—3	3—5	>5

ния металлов в подземных водах Юго-Западного Прибайкалья, которые достаточно ясно указывают на возможное присутствие сульфидных рудопроявлений полиметаллов. Аномальные содержания металлов везде отвечают высоким значениям сульфат-иона в подземных водах. Максимальное количество отдельных компонентов в подземных водах достигает (в *мкг/л*): свинца — 21, цинка — 240, кобальта — 9, никеля — 37, молибдена — 20, олова — 50, причем оно, как правило, отмечается после дождей. Это в свою очередь указывает на появление металлов в подземных водах за счет выщелачивания водовмещающих пород.

Таким образом, гидрогеохимический метод на территории Иркутской области с успехом может использоваться для поисков разнообразных месторождений — нефти и газа, калийных солей, металлов. Особого внимания заслуживает широкое внедрение гидрогеохимического метода для поисков рудных месторождений в Прибайкалье, Восточном Саяне и Витимо-Патомском нагорье.

Глава 14

ОСУШЕНИЕ И ОРОШЕНИЕ

Среди комплекса мероприятий, связанных с интенсификацией сельского хозяйства, особое место занимает осушение и орошение, которые на территории области практикуются уже сравнительно давно. Еще до революции в бассейнах рек Куды, Унги, Иды и др. был создан ряд примитивных оросительных систем, некоторые заболоченные угодья, наоборот, осушались. В 1963 г. общая площадь осушаемых земель составила 9070 *га,* а орошаемых — 9394 *га.*

Значительная часть систем осушения и орошения примитивна, но, несмотря на это, применение их явилось достаточно эффективным Так, в 1963 г., по данным Иркутского управления водного хозяйства, в совхозе «Усть-Ордынский» средняя урожайность сахарной свеклы на богарных землях составила 46 *ц* с гектара, на осушаемых — 76 *ц* и на орошаемых — 250 *ц*; урожайность силосной массы на осушаемых землях оказалась в 2 раза больше, чем на богарных, и т. п. Аналогичные результаты *имеют место в других колхозах и совхозах области.*

Вместе с тем темпы осуществления гидромелиораций совершенно не соответствуют ни современным требованиям сельского хозяйства, ни тем более природным условиям области. Так, основные площади земельных угодий, наиболее благоприятные для сельского хозяйства, находятся в лесостепной зоне с неустойчивым или недостаточным увлажнением. Количество атмосферных осадков здесь менее 250—300 *мм,* а коэффициент увлажнения ниже 0,80 (табл. 69). В то же время из общей

Таблица 69

Коэффициенты увлажнения
(по Н. С. Брекену)

Значения коэффициента увлажнения, *k*	Степень увлажнения	Значения коэффициента увлажнения, *k*	Степень увлажнения
Более 2	Избыточное	0,8—0,6	Недостаточное
2—1	Достаточное	Менее 0,6	Скудное
1—0,8	Умеренное		

Расчетная формула:

$$k = \frac{\text{количество осадков за VI, VII, VIII месяцы}}{\text{испаряемость за VI, VII, VIII месяцы}}$$

площади болот и заболоченных земель в области немалая доля приходится на те же лесостепные районы, в частности на районы вновь создающихся крупных промышленных и, следовательно, сельскохозяйственных комплексов. Все это определяет необходимость более быстрого

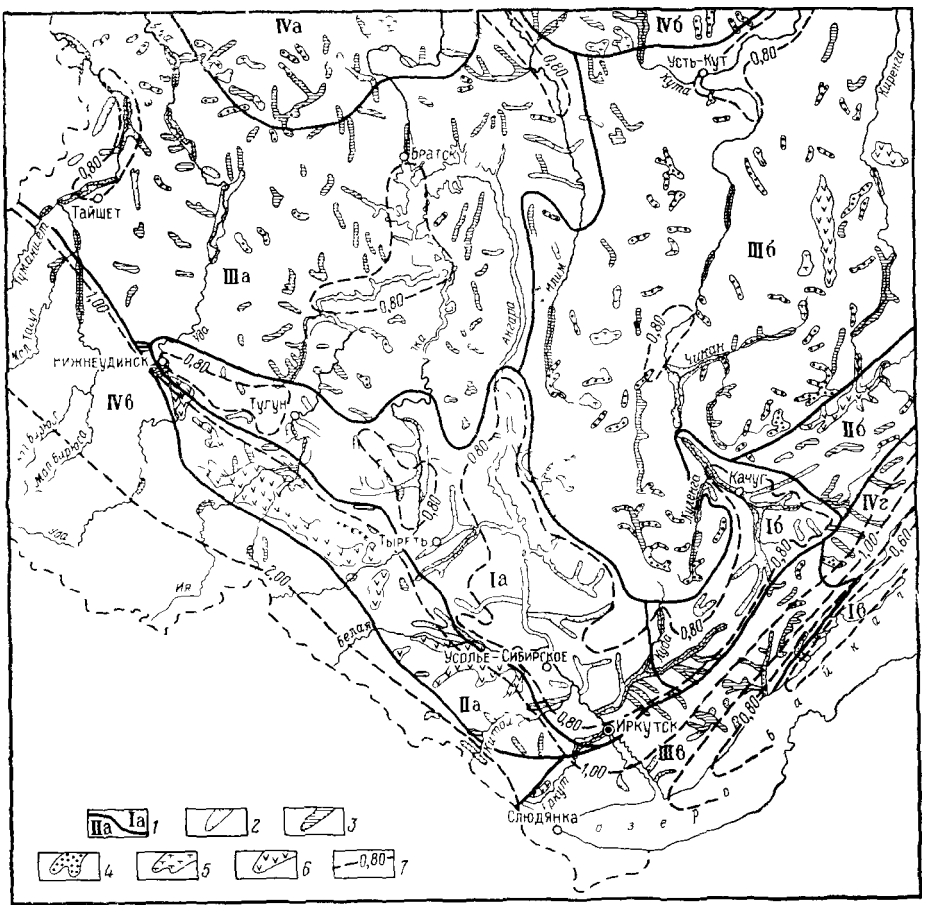


Рис. 84. Схема *гидромелиоративного районирования и распространения болот* южной части Иркутской области. Составил И. Н. Угланов, 1965 г.

1 — границы и индексы гидромелиоративных районов. Площади распространения болот и заболоченных угодий *2* — заболоченные, часто кочковатые луга в сочетании с кустарниковыми и травянистыми *болотами*; *3* — *долинные осоково гипновые и ивово-березовые болота* в сочетании с травянистыми *болотами*, кустарниками и лесами; *4* — ерниковые заросли в сочетании с кустарниково-сфагиовыми и травяннстыми *болотами*; *5* — верховые кустарниково-сфагиовые болота с осоковыми мочажинами, сосновыми и лиственичными лесами; *6* — осоково-гипновые и кустарниковые болота, неотектонические впадины; *7* — изолинии коэффициента увлажнения по Н. С. Брекену Лесостепные районы перспективного орошения и осушения Iа — Тулун-Иркутский, Iб — Усть-Ордынский; Iв — Ольхонский. *Лесо-болотные районы возможного осушения* IIа — Присаянский; IIб — Прибайкальский. Таежные, хозяйственно осваиваемые районы возможного выборочиого осушения и орошения· IIIа — Ангаро-Чунский; IIIб — Верхне-Ленский; IIIв — Онотский. Таежные и горно-таежные хозяйственно не освоенные районы неперспективные для осушения и орошения: IVа — Мура-Ковинский; IVб — Нижне-Тунгусский; IVв — Восточно-Саянский; IVг — Байкальский

увеличения удельного веса орошаемых и осушаемых земель в общем балансе землепользования.

На территории области можно выделить четыре группы гидромелиоративных районов, для которых характерны определенные условия и перспективы осуществления оросительных или осушительных мероприятий (рис. 84): а) лесостепные районы перспективного осушения и орошения; б) лесоболотные районы возможного осушения; в) таежные,

хозяйственно осваиваемые районы возможного выборочного осушения и орошения и г) таежные и горно-таежные хозяйственно не освоенные районы, неперспективные для осушения и орошения.

При их выделении, кроме ландшафтных особенностей территории (лесостепь, тайга и т. д.) и степени их хозяйственного освоения, особое внимание уделялось учету основных черт устройства поверхности, количеству атмосферных осадков, степени увлажнения (коэффициент увлажнения), мерзлотным и гидрогеологическим факторам.

ЛЕСОСТЕПНЫЕ РАЙОНЫ ПЕРСПЕКТИВНОГО ОСУШЕНИЯ И ОРОШЕНИЯ

В состав этой группы входят три района: Тулун-Иркутский (Iа), Усть-Ордынский (Iб) и Ольхонский (Iв). Два первых протягиваются вдоль железной дороги от Нижнеудинска до Иркутска и далее в направлении пос. Качуг. Обособленное положение занимает Ольхонский район, включающий о. Ольхон и прилегающую к нему прибрежную часть оз. Байкал. Для районов характерны: лесостепной облик, малое количество атмосферных осадков и наименьшие модули поверхностного стока.

Земледелие развивается здесь издавна; в настоящее время все сколько-нибудь удобные сельскохозяйственные земли освоены. Поэтому дальнейшее увеличение сельскохозяйственной продукции возможно главным образом за счет повышения урожайности в результате различных мелиораций. Неустойчивое или недостаточное увлажнение территории вызывает необходимость более широкого внедрения оросительных мелиораций. Особенно актуально это для Ольхонского и Усть-Ордынского районов, где среднегодовое количество атмосферных осадков менее 250—200 *мм* (Баяндай, Хужир и др.), а коэффициент увлажнения менее 0,60. В Тулун-Иркутском районе количество атмосферных осадков достигает 300 *мм* и несколько более. Однако в силу неустойчивого режима увлажнения в весенне-летний период здесь, особенно в речных долинах, почти регулярно наблюдаются засухи.

Благоприятными факторами для развития орошаемого земледелия в лесостепных районах является относительно небольшая расчлененность рельефа и наличие обширных равнинных площадей, где устройство оросительной сети возможно без особых затруднений. Эти площади приурочены к поверхностям террас, которые, с одной стороны, наиболее подвержены пагубному влиянию засух и, с другой, — имеют наиболее выгодное положение по отношению к возможным источникам орошения. Для этого могут быть использованы воды рек, а также талая снеговая и дождевая влага, при условии ее накопления в многочисленных сухих или с временными водотоками падях и балках. Источниками орошения в отдельных случаях могут быть и подземные (обычно напорные) воды юрских отложений. Опыт использования всех этих источников водоснабжения в настоящее время уже имеется (район дер. Базой, «Ангарский» совхоз и др.).

Наряду с орошением в рассматриваемой группе районов имеются земли, перспективные для осушения. Несмотря на недостаточное и непостоянное увлажнение, заболоченные угодья занимают здесь значительные площади, приуроченные главным образом к речным долинам. В хорошо разработанных речных долинах с постоянным водотоком болота занимают низкую и высокую поймы и некоторые участки надпойменных террас. В долинах с временными водотоками (падях) заболоченность полностью или частично охватывает тальвеговые понижения. Это преимущественно долинные, часто кочковатые, луга в комплексе с кустарниковыми и травянистыми болотами, которые в естественном

состоянии используются только для выпаса скота. Между тем их осушение и дальнейшее более продуктивное использование часто возможно без осуществления сложных и трудоемких гидромелиоративных мероприятий.

Наибольшее распространение имеют здесь заболоченные участки в долинах с постоянными водотоками. Они подразделяются на: а) болота низкой поймы с преимущественным питанием речными водами; б) болота высокой поймы с преимущественным питанием паводковыми водами и водами атмосферных осадков при длительных задержках таяния сезонной мерзлоты и в) болота речных террас с преимущественным питанием подземными водами (Угланов, 1959).

На болота низкой поймы непосредственно влияют паводковые и неглубоко залегающие грунтовые воды; занимаемые ими площади обычно невелики, особенно в Усть-Ордынском и Ольхонском районах. При их осушении необходим комплекс мероприятий, предусматривающих понижение уровня грунтовых вод (углубление русла, дренажные канавы и т. д.).

Основные площади заболоченных угодий в долинах с постоянными водотоками находятся на высокой пойме. Глубина залегания грунтовых вод здесь достаточна для создания благоприятного водно-воздушного режима почв. Однако таяние слоя сезонной мерзлоты идет исключительно медленно; даже в августе глубина протаивания не превышает 40—60 *см,* а сплошность мерзлого горизонта сохраняется до сентября. Поэтому достаточно относительно небольшого количества атмосферных осадков, чтобы поддерживать в переувлажненном состоянии верхний талый горизонт почв. При осушении заболоченных угодий такого типа главным должно быть создание условий для скорейшего протаивания задерживающейся сезонной мерзлоты. Обычно это достигается относительно нетрудоемкими мероприятиями (срезка кочек, дискование и т. п.).

Земельные угодья на террасах в долинах с постоянными водотоками, как уже отмечалось, обычно нуждаются в орошении, но вместе с тем здесь встречаются сравнительно небольшие площади болот. Они примыкают либо к склонам речных долин, где наблюдается выклинивание подземных вод коренных пород, либо к устьевым частям падей, по которым регулярно подается избыток влаги с междуречий на поверхность террас. Для осушения таких угодий необходим перехват источников питания и отвод излишков влаги в русла рек или оросительные системы.

Заболоченные угодья в падях с временными водотоками занимают меньшие площади, чем в долинах с постоянными водотоками, но встречаются довольно часто. Они относятся к двум типам: а) болота падей с преимущественным питанием талыми снеговыми и дождевыми водами при длительных задержках таяния сезонной мерзлоты и б) болота расширенных участков падей с преимущественным питанием подземными водами, водами наледей и других мерзлотных образований. Первые протягиваются вдоль тальвеговых понижений падей. По генезису, условиям питания и возможностям осушения они сходны с болотами низкой или высокой пойм долин с постоянными водотоками (в зависимости от глубины залегания грунтовых вод). Во втором случае наблюдается более сложная картина. Болота приурочены к средним частям падей. Здесь по сравнению с верхними и нижними их частями уклон продольного профиля тальвега минимальный, а ширина падей заметно увеличивается. Болота труднопроходимы особенно в головном (верхнем по продольному профилю пади) участке; здесь встречаются многочисленные озера, сезонные и многолетние бугры мерзлотного пучения в разных фазах эволюции (окрестности пос. Баяндай, деревень Идыги, Ку-

лункуна и др.). У подошвы склонов отмечаются родники. Главным источником питания этих болот являются подземные воды. Изливаясь, зимой они образуют поверхностные и подземные наледи; даже при небольших дебитах родников создаются значительные запасы воды, которых оказывается достаточно для поддержания летом переувлажненного состояния грунтов. Осушение болот этого типа невозможно без перехвата подземных вод и исключения неблагоприятного влияния наледей и других мерзлотных образований, что в некоторых случаях может быть достигнуто применением мерзлотных поясов или других мероприятий.



Рис. 85 Заболоченные поверхности низкой поймы в долине р Куды Фото И Н. Угланова

Таким образом, Тулун-Иркутский, Усть-Ордынский и Ольхонский лесостепные районы Иркутской области характеризуются, с одной стороны, недостаточным или непостоянным увлажнением почв и, с другой — наличием значительных площадей болот, что при современном состоянии сельскохозяйственного освоения территории требует применения оросительных и осушительных мероприятий (рис. 85).

ЛЕСОСТЕПНЫЕ РАЙОНЫ ВОЗМОЖНОГО ОСУШЕНИЯ

Вдоль предгорий Восточного Саяна, примерно от Нижнеудинска до Иркутска, прослеживается серия неотектонических депрессий. Это пониженные, сильно заболоченные пространства, занимающие расширенные участки речных долин, либо протягивающиеся вдоль предгорий из одной речной системы в другую (например, Хор-Тагнинская депрессия). Аналогичная картина наблюдается и вдоль подножий Байкальского хребта. Здесь также наблюдаются системы депрессий, например Киренско-Ульканская и др. Присаянский (IIа) и Прибайкальский (IIб) районы относятся к таежной зоне, но наряду с типично таежными ландшафтами здесь не меньшие пространства заняты болотами. Поэтому названные территории можно отнести к лесоболотным районам. Обширные площади, особенно в Присаянском районе, занимают осоково-гипновые и кустарниковые болота неотектонических впадин. В речных долинах обычны долинные осоково-гипновые болота в комплексе с травянистыми болотами, кустарниками и лесами. Реже встречаются переходные и верховые кустарниково-сфагновые болота и ерниковые заросли.

Широкое развитие процессов заболачивания объясняется здесь многими факторами и в первую очередь тем, что в этих районах количество атмосферных осадков превышает 400—500 *мм* (Инга, Улькан и др.) и коэффициент увлажнения изменяется от 0,80 до 2,00. Вторым не менее существенным фактором является отсутствие на значительных площадях достаточно хороших условий дренажа. Отмеченные депрессии представляют собой обширные равнинные понижения, сложенные толщей водонепроницаемых или слабо проницаемых глин и суглинков с прослоями торфяников. Грунтовые воды залегают неглубоко от поверхности; отложения нередко скованы многолетней мерзлотой. Все это способствует переувлажнению грунтов. Немалую роль играют также и речные воды. Вырвавшись из узких порожистых долин Восточного Саяна и Байкальского хребта, они свободно разливаются на равнинных просторах депрессий, образуя многочисленные рукава и протоки; многие, особенно небольшие, реки теряются среди болот.

По условиям осушения описываемые болота относятся к числу наиболее трудно осваиваемых в Иркутской области. Однако осушение значительных их массивов, особенно находящихся в соседстве с крупными промышленными центрами и населенными пунктами, вполне возможно. Это подтверждает опыт осушения Картогонского болота (Иркутский район), некоторых заболоченных массивов в Голуметском, Зиминском и других районах области.

ТАЕЖНЫЕ, ХОЗЯЙСТВЕННО ОСВАИВАЕМЫЕ РАЙОНЫ ПЕРСПЕКТИВНОГО ОСУШЕНИЯ И ВОЗМОЖНОГО ОРОШЕНИЯ

Освоение энергетических ресурсов, месторождений полезных ископаемых и лесных богатств способствует возникновению в таежной зоне области новых населенных пунктов и крупных промышленных районов, а также оживлению сельскохозяйственного производства. Однако площади удобных сельскохозяйственных земель здесь ограниченны, тем более, что значительная часть давно освоенных земель оказалась затопленной водохранилищами. Пополнение и расширение фонда сельскохозяйственных земель становится возможным только за счет освоения площадей, занятых лесами или болотами. Болота имеют нередко значительные площади в речных долинах и на междуречье. В зависимости от условий их образования, источников питания, характера рельефа и возможности осушения на рассматриваемой территории можно выделить три гидромелиоративных района: Ангаро-Чунский (IIIа), Верхне-Ленский (IIIб) и Онотский (IIIв).

Ангаро-Чунский район занимает сравнительно низкую и наименее расчлененную часть юга Средне-Сибирского плоскогорья с холмисто-долинным типом рельефа. Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 300—400 *мм*, а коэффициент увлажнения — 0,80—1,00. Преобладающее распространение имеют долинные осоково-гипновые болота в сочетании с травянистыми болотами; переходные и верховые болота встречаются редко. В Верхне-Ленском районе глубокие, но относительно узкие речные долины чередуются с высокими выровненными (столового типа) междуречьями. Междуречья сложены обычно слабо водопроницаемыми породами. Они получают больше, чем долины, атмосферных осадков (более 400 *мм*) и имеют достаточное увлажнение. Поэтому наряду с долинными болотами значительные пространства занимают здесь переходные и верховые кустарниково-сфагновые болота и ерниковые заросли. Онотский район включает Онотскую возвышенность и большую часть Приморского хребта. Здесь наблюдаются бóльшие, чем в предыдущих районах, абсолютные высоты, глубокое интен-

сивное расчленение поверхности. Несмотря на повышенное количество атмосферных осадков (местами более 500 *мм*), условия для заболачивания здесь наименее благоприятны. Болота образуются главным образом в расширенных участках «продольных» долин (реки Голоустная, Бугульдейка, Анга и др.). Преимущественно это долинные осоково-гипновые болота в сочетании с травянистыми болотами; реже встречаются заболоченные кочковатые луга в комплексе с кустарниковыми и травянистыми болотами.

Разнообразие типов болот рассматриваемой группы районов при всех прочих обстоятельствах обусловлено различиями в условиях питания. Основным источником питания верховых болот являются атмосферные осадки, а долинных — атмосферные и грунтовые воды. Немалую роль, особенно при образовании разнотравно-осоковых заболоченных лугов, имеет длительно задерживающаяся сезонная мерзлота или маломощные (2—3 *м*) прослои многолетней мерзлоты. Заболоченные луга при создании пригородных сельскохозяйственных зон являются наиболее простыми и наиболее трудоемкими объектами осушения. Осушение других типов болот требует, как правило, разбивки надлежащих систем дренажной сети и исключения влияния источников питания, нередко с обязательным понижением уровня грунтовых вод.

При создании пригородного земледелия во вновь осваиваемых таежных районах наряду с осушением болот возникает потребность осуществления оросительных мелиораций. Это объясняется большей продуктивностью орошаемого земледелия в сравнении с богарным, тем более, что сельскохозяйственные угодья часто находятся в речных долинах, где выпадает небольшое количество атмосферных осадков (менее 300 *мм*) и наблюдается недостаточное увлажнение.

ТАЕЖНЫЕ И ГОРНО-ТАЕЖНЫЕ ХОЗЯЙСТВЕННО НЕ ОСВОЕННЫЕ РАЙОНЫ, НЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ДЛЯ ОСУШЕНИЯ И ОРОШЕНИЯ

В состав этой группы входят районы: Мура-Ковинский (IVа), Нижне-Тунгусский (IVб), Восточно-Саянский (IVв), Байкальский (IVг) и Витимо-Патомский (IVд). Большая часть площади трех первых районов находится за пределами прилагаемой схемы (см. рис. 84), а Витимо-Патомский район полностью расположен за ее границами. Для них характерны существенные отличия в устройстве поверхности, степени увлажнения, мерзлотных и гидрогеологических условий. Все это определяет разную степень заболачивания территорий и образование разнообразных типов болот. Так, например, в горно-таежных районах они занимают небольшие площади и тяготеют главным образом к речным долинам и реже к их склонам. В северных районах области наряду с громадными площадями долинных болот, возникающих не только на поймах и низких террасах, но и на высоких террасовых уровнях, значительные пространства заняты верховыми болотами и марями. Вполне естественно, что гидротехнические возможности их осушения весьма различны; однако ставить вопрос о мелиоративном освоении района описываемой группы при современном уровне развития их хозяйства и слабой плотности населения пока преждевременно.

Глава 15

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды на территории Иркутской области используются еще недостаточно; вместе с тем имеются факты, когда при эксплуатации, а также разведочных работах нарушаются правила охраны подземных вод. Потенциально это представляет значительную опасность, так как гидрогеологические условия Иркутской области благоприятны для загрязнения подземных вод по следующим причинам: 1) во многих случаях эксплуатационные горизонты на большой части площади своего распространения или по крайней мере в области питания залегают неглубоко от земной поверхности, под маломощным слоем покровных четвертичных образований; 2) значительным развитием пользуются напорные водоносные горизонты с солеными водами и рассолами, которые могут засолонять горизонты пресных вод при чрезмерном отборе воды в процессе эксплуатации, наличии связи между водоносными горизонтами через ствол скважины; 3) закарстованные карбонатные породы нижнего кембрия могут поглощать воду; сброс или закачка промышленных вод в эти породы может представить опасность загрязнения водоносных горизонтов, используемых для водоснабжения. Поэтому мероприятия по сбросу воды должны обосновываться специальными исследованиями.

В настоящее время на территории области имеется несколько тысяч скважин, пробуренных для водоснабжения. Часть из них не эксплуатируется (табл. 70) и в некоторых случаях превращается в очаги загрязнения подземных вод.

Скважины не используются обычно: а) из-за отсутствия водоподъемного оборудования; б) из-за выхода из строя скважины или водоподъемного оборудования и отсутствия у потребителя технических средств для их ремонта; в) из-за низкой производительности скважины или плохого качества воды; г) из-за разрушения обсадных труб. В ряде случаев скважины были пробурены без достаточного учета их надобности и сейчас не эксплуатируются.

Действующие сельские водозаборы нередко находятся в антисанитарном состоянии, особенно те, которые расположены на животноводческих фермах. Во многих населенных пунктах области централизованная канализация отсутствует или же находится в зачаточном состоянии; поэтому и бытовые и хозяйственные сточные воды зачастую сбрасываются в поглощающие колодцы, что приводит к загрязнению первого водоносного горизонта. В то же время первый от поверхности водоносный горизонт во многих случаях в сельской местности и частично в городах вскрыт шахтными колодцами и используется населением для

Таблица 70

Результаты выборочного обследования эксплуатационных на воду скважин, проведенного в 1963 г.

Район	Всего обследовано скважин	Эксплуатируются	Не эксплуатируются	
			пригодны для эксплуатации	не пригодны для эксплуатации
Усольский	59	33	5	21
Черемховский	12	6	—	6
Заларинский	105	81	—	24
Братский	21	15	6	—
Эхирит-Булагатский	61	41	9	11
Боханский	6	3	—	3
Осинский	4	4	—	—
Качугский	9	4	1	4
Тайшетский	45	35	7	3
Слюдянский	11	9	—	2
Итого:	333	231	28	74

водоснабжения. Например в городах Иркутске, Тайшете, Зиме и др. имеются многочисленные поглощающие колодцы, вскрывающие галечники речных террас и являющиеся очагами интенсивного загрязнения вод аллювиальных отложений.

По данным Б. М. Шенькмана (Л. А. Сироткин и др., 1964 г.), подземные воды в аллювиальных отложениях пойменных террас рек Ангары, Иркута, Олхи, Ушаковки в районе г. Иркутска и его окрестностей отличаются интенсивным органическим загрязнением. Содержание хлора органического происхождения в подземных водах достигает 0,2—0,3 *г/л,* нитрит-иона — 0,6 *мг/л,* аммиака — 3,8 *мг/л.* В Тайшете в отдельных колодцах, вскрывающих аллювиальный водоносный горизонт IV надпойменной террасы р. Бирюсы, содержание хлора достигает 44%-*экв* при наличии нитрит-иона (1,2 *мг/л*) и аммиака (0,4 *мг/л*). Большинство шахтных колодцев, используемых для водоснабжения в сельской местности и в городах Тайшете, Нижнеудинске, Тулуне, Зиме, Усолье и др., находятся в антисанитарном состоянии (наличие органического загрязнения).

Химическое загрязнение подземных вод аллювиальных отложений III и IV надпойменных террас р. Бирюсы имеет место в пос. Суетихе в результате утечек технических вод на территории Бирюсинского гидролизного завода и по трассе водовода, по которому происходит сброс этих вод в реку. Вода родников по правому берегу р. Бирюсы в пос. Суетихе и на протяжении 3—4 *км* ниже по течению содержит хлор и другие продукты загрязнения. Загрязнение водоносных горизонтов техническими водами имеет место также на территории завода «Востсибэлемент» в г. Свирске, где отмечено очень устойчивое во времени куполовидное поднятие уровня первого от поверхности водоносного горизонта в ангарской свите нижнего кембрия, причем в воде содержатся повышенные количества хлора и свинца.

Зоны санитарной охраны установлены на немногих действующих водозаборах: на железнодорожных станциях Тыреть, Залари, Головинская, в городах Нижнеудинске, Шелехове, на Вихоревском водозаборе в районе г. Братска. Химические и бактериологические анализы воды в процессе эксплуатации даже сравнительно крупных водозаборов производятся крайне редко. Отдельными колхозами, ремонтно-техническими

станциями и леспромхозами проводилось бурение эксплуатационных скважин на воду без разрешения геологического управления и без согласования места заложения скважины с санитарно-эпидемиологической станцией При этом не производилась изоляция водоносных горизонтов, не осуществлялась геолого-техническая документация, не отбирались пробы воды на химические и бактериологические анализы

Несмотря на изложенное выше, обследования, проведенные Иркутским геологическим управлением в Иркутском, Куйтунском, Баяндаевском и других районах, показывают, что в большинстве случаев вода из скважин удовлетворяет предъявляемым к ней санитарным требованиям (коли-титр более 100, коли-индекс менее 10) Это объясняется сравнительно глубоким (30—60 *м*) залеганием большинства эксплуатируемых скважинами водоносных горизонтов В долинах рек скважины обычно используют второй от поверхности водоносный горизонт; аллювиальный горизонт, подвергающийся загрязнению в наибольшей степени, в них изолируется

На ряде площадей на сравнительно небольшой глубине под пресными водами залегают соленые Однако ни в одном случае не наблюдалось ухудшения качества воды в процессе эксплуатации В Иркутске, в скважинах, эксплуатируемых в течение 6—8 лет, не отмечено подтока минерализованных вод Это объясняется сравнительно небольшой величиной отбора подземных вод Суммарный отбор подземных вод в Иркутске составляет 1500 $м^3/сутки$ Не исключена возможность, что при более интенсивной эксплуатации подземных вод юрских отложений в районе г Иркутска на отдельных участках может происходить подъем соленых вод по тектоническим зонам Случаи истощения водоносных горизонтов в результате их эксплуатации пока не зафиксированы

Большой, иногда труднопоправимый ущерб делу охраны подземных вод приносит неправильное ведение буровых работ Организации, ведущие буровые работы, во многих случаях не проводят ликвидационный тампонаж скважин Такие скважины могут быть очагами загрязнения подземных вод Скважины, пройденные при разведке Каранцайского, Азейского, Новометелкинского и других угольных месторождений и не ликвидированные, могут быть в процессе эксплуатации причиной обводнения горных выработок Например, на действующем Нюринском угольном карьере в районе г Тулуна в свое время были пройдены разведочные скважины, уровень подземных вод в них установился ниже поверхности земли При отработке месторождения через эти скважины происходит излив напорных вод, что увеличивает величину притока в карьер Вероятно, в результате сброса подземных вод юрских отложений в залегающие ниже горизонты через разведочные на уголь скважины, пробуренные Черемховской партией Иркутского геологического управления в 1958 г, наблюдается понижение уровня первого водоносного горизонта в районе пос Александровского и дер Шульгиной Аларского района

На территории Черемховского угольного месторождения в настоящее время производится сброс шахтных вод в закарстованные отложения нижнего кембрия, для чего пробурены специальные поглощающие скважины Пока это не оказывает вредного влияния, так как подземные воды нижнекембрийских отложений в районе г Черемхово не используются для водоснабжения

Отдельные скважины, проиденные Иркутским геологическим управлением и трестом Востсибнефтегеология, в течение нескольких лет изливают соленые воды и рассолы, что приводит к невосполняемому расходу ценной минеральной воды, засолонению верхних водоносных горизонтов

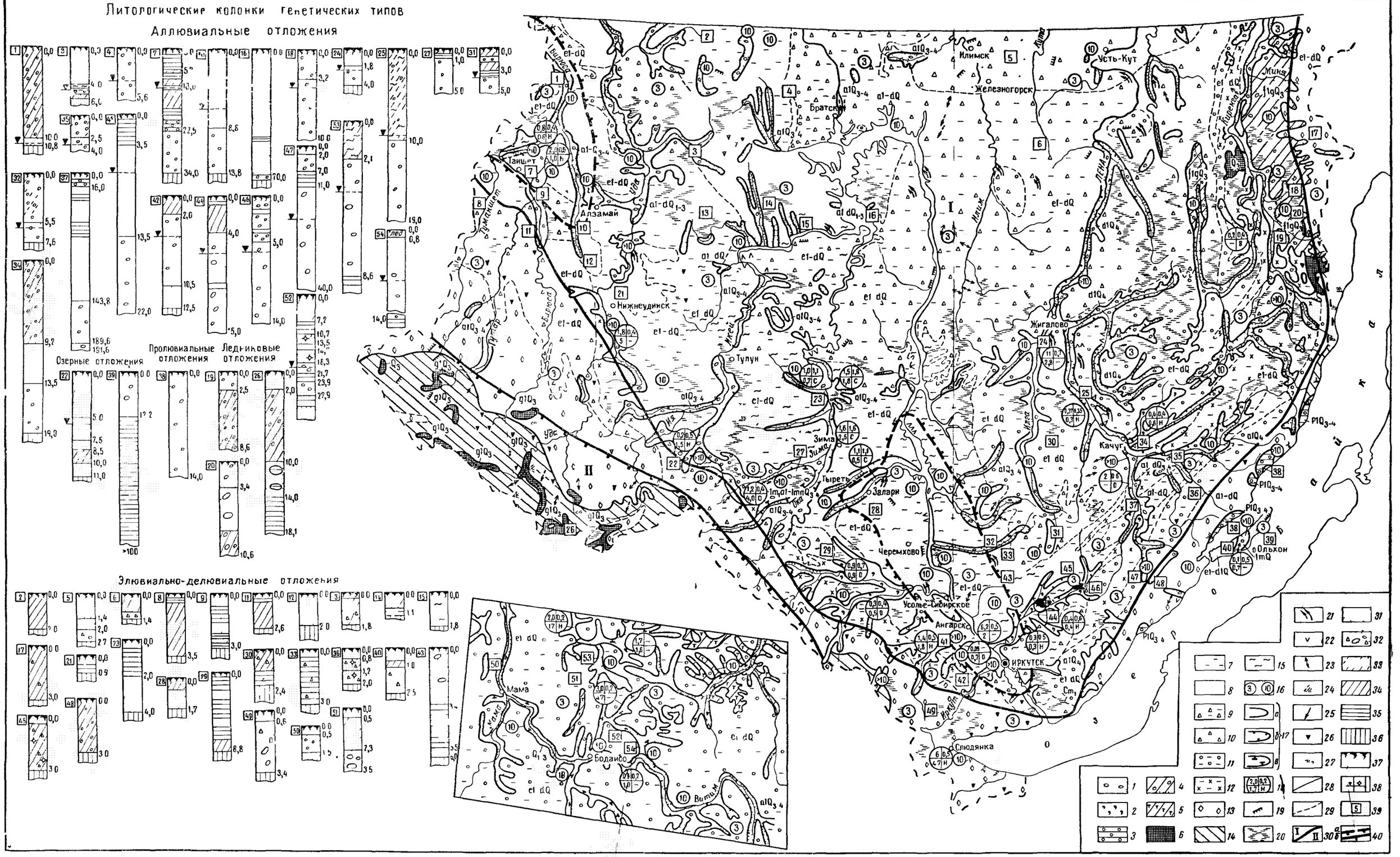


Рис 86 Карта четвертичных отложений Составили Р Ф Иванилова Т Г Рященко, А И Анненкова, Н И Демьянович, 1965 г

Аллювиальные отложения *1* — песчаные супесчаные и песчано галечные *2* — суглинистые и глинистые на песчано галечных отложениях Пролювиальные отложения *3* — песчано глинисто щебнистые Флювиогляциальные отложения *4* — песчаные, супесчаные и песчано галечные *5* — песчано валунно глинистые Моренные отложения *6* — песчано валунно глинистые Элювиально делювиальные отложения *7* — глинистые и суглинистые с прослоями песков, *8* — песчаные и супесчаные, *9* — глинисто щебнистые, *10* — песчано щебнистые, *11* — песчано глинистые щебнистые, *12* — глинисто-известково щебнистые *13* — щебнисто глыбовые Прочие обозначения *14* — коренные породы обнаженные *15* — лессовидные отложения, *16* — площади с различной мощностью четвертичных отложений Цифра в кружке указывает на мощность от 3 до 10 *м* и более, *17* — глубина залегания подземных вод в аллювиальных отложениях *а* — до 3 *м*, *б* — до 10 *м* *в* — больше 10 *м*, *18* — средние показатели водоносного горизонта в аллювиальных отложениях для скважин и колодцев слева вверху — дебит, *л/сек* внизу — величина понижения *м*, справа вверху — минерализация, *г/л*, внизу — тип агрессивности (С — сульфатная, О — общекислотная В — выщелачивающая, Н — неагрессивная) Физико геологические процессы в четвертичных отложениях *19* — оползни, *20* — заболоченность, *21* — суффозия, *22* — овраги современные *23* — конуса выноса *24* — селевые потоки, *25* — солифлюкции *26* — каменные россыпи, курумы, осыпи, *27* — древние и современные дефляционные явления (дюны) Прочие обозначения *28* — границы стратиграфо генетических типов *29* — границы литологических типов *30* — граница между Сибирской платформой (I) и Саяно Байкальской горноскладчатой областью (II) Литологические колонки четвертичных отложений *31* — песок *32* — галька с песком щебенкой и валунами, *33* — супесь *34* — суглинок *35* — глина *36* — коренные породы, *37* — почвенно растительный слои *38* — на литологических колонках *а* — уровень грунтовых вод, *б* — знак мерзлых пород, *39* — номер обобщенной литологической колонки разрез которой под тем же номером приведен на полях карты (нумерация колонок на карте дана слева направо, сверху вниз на колонках распределена по генетическим типам) Многолетнемерзлые породы *40* — границы распространения многолетнемерзлых пород *а* — островного *б* — сплошного

и сельскохозяйственных угодий. Не ликвидированные фонтанирующие скважины в долинах рек Бирюсы, Уды, Ии и др. истощают водоносные горизонты, которые по перспективному плану должны служить источником водоснабжения развивающихся промышленных центров: Тайшета, Нижнеудинска, Тулуна. Например, трестом Востсибнефтегеология в 1956—1960 гг. в долине р. Бирюсы на участке от г. Тайшета до дер. Бузыканово оставлены без ликвидационного тампонажа 12 скважин, дебит каждой измеряется десятками литров в секунду. В отдельных случаях фонтанирующие скважины создавали угрозу подтопления населенных пунктов, например дер. Баероновки Тайшетского района.

В настоящее время приняты меры по упорядочению использования и охране подземных вод. В соответствии с «Положением о порядке использования и охране подземных вод на территории СССР», утвержденным Министерством геологии и охраны недр и Министерством здравоохранения СССР в 1960 г., разрешение на бурение эксплуатационных скважин на воду, строительство и переоборудование скважин и других водозаборных сооружений для использования подземных вод производится на территории Иркутской области только с разрешения Иркутского геологического управления. Работники Иркутской гидрогеологической станции, которым поручен контроль за использованием и охраной подземных вод, систематически производят выезды на места с целью проверки условий эксплуатации водозаборов, правильности ведения буровых работ, ликвидации неэксплуатируемых скважин и т. д. Во многих случаях инспекторские поездки осуществляются с участием представителей районных санитарно-эпидемиологических станций. За период 1960—1964 гг. обследовано 670 водозаборов, самоизливающихся скважин и других объектов. По указаниям работников охраны затампонированы некоторые фонтанирующие скважины, представлявшие наибольшую опасность для народнохозяйственных объектов, ликвидированы разведочные скважины на Тыретском месторождении каменной соли и в районе г. Тайшета, приняты меры по улучшению санитарного состояния сельских водозаборов. Несмотря на это, положение с охраной подземных вод в южных районах Иркутской области нельзя считать удовлетворительным, особенно если учесть все возрастающее загрязнение промышленными отходами поверхностных вод, тесно взаимосвязанных с водоносными горизонтами.

Часть VI

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В связи с активным освоением природных ресурсов Иркутской области на ее территории осуществляются разнообразные виды строительства; создаются крупнейшие в мире гидростанции и водохранилища, гигантские промышленные сооружения, новые города, многокилометровые трассы железных и шоссейных дорог. Это способствовало и способствует широкому развитию детальных и специальных инженерно-геологических исследований и съемок, особенно в районах первоочередного хозяйственного освоения (Иркутский, Братский, Тайшетский и др.). Результатом их явились многочисленные изыскания и инженерно-геологические съемочные работы, выполненные разными организациями (Иркутское геологическое управление, МОСГИДЭП, Фундаментпроект, Востсибгипрошахта и др.).

Появился также довольно обширный перечень работ, посвященных описанию и анализу отдельных физико-геологических явлений и процессов. В их числе работы по карсту (Гвоздецкий, 1954а, б; Пармузин, 1957; Угланов, 1959б; Вологодский, 1959 и др.), по изучению многолетней мерзлоты и мерзлотных явлений и процессов (Баранов, 1936, 1958; Граве, 1952; Качурин, 1959; Коржуев, 1961; Лещиков, 1963 и др.), по исследованию лёссов и лёссовых явлений (Москвитин, 1940; Молодых, 1959а, б и др.), сейсмичности (Солоненко, 1963, 1964 и др.), оползням и явлениям отседаний склонов (Сахарова, 1950; Соколов, 1955; Пальшин, 1955; Большаков, 1964; Тржцинский, 1964 и др.), по вопросам переработки берегов водохранилищ (Гречищев, 1958 и др.) и другим инженерно-геологическим явлениям и процессам, а также по изучению инженерно-геологических предпосылок для строительства подземных нефтегазохранилищ (Трофимук, 1960 и др.).

Накопившийся обширный фактический материал позволил составить инженерно-геологические карты и дать комплексное описание инженерно-геологических условий крупных территорий. Так, в 1960 г. В. П. Солоненко были опубликованы «Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири» и инженерно-геологическая карта масштаба 1 : 2 500 000. Несколько измененный и уточненный фрагмент этой карты масштаба 1 : 8 000 000 в 1962 г. появился в атласе Иркутской области. В этом же атласе Г. Б. Пальшин, Е. К. Гречищев и А. С. Кульчицкий поместили инженерно-геологическую карту территории, прилегающей к оз. Байкал, масштаба 1 : 2 000 000. В 1963 г. коллективом авторов главным образом из Института земной коры СО АН СССР была создана и опубликована монография «Братское водохранилище». К монографии приложена схематическая инженерно-геологическая карта района Брат-

ского водохранилища, составленная Г. Б. Пальшиным. Наконец, в 1964 г. в Комплексной тематической экспедиции Иркутского геологического управления были закончены работы над инженерно-геологической картой Иркутской области масштаба 1 : 2 500 000 (И. Н. Угланов, А. П. Вагина). В основу составления этой карты были положены «Методические указания», разработанные ВСЕГИНГЕО (1963).

Настоящий очерк является логичным продолжением наметившейся линии регионального описания (и картирования) инженерно-геологических условий области. Для его написания использованы изданные работы и фактический материал многих организаций, ведущих исследования на территории области.

Основное внимание в нем уделено описанию формаций и инженерно-геологических комплексов горных пород, инженерно-геологическому районированию и условиям строительства. Многие положения рассматриваются здесь впервые или раскрываются с использованием более обширного фактического материала. Подробно также описаны физико-геологические явления и процессы. В их числе такие, как сейсмичность, многолетняя мерзлота, карст, оползни и др. Их распространение показано на инженерно-геологической карте и на специальных картосхемах. Описание карста и многолетней мерзлоты вынесено в виде отдельных разделов в первую часть монографии, поскольку они имеют не только инженерно-геологическое, но и гидрогеологическое значение.

Глава 16

ФОРМАЦИИ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Инженерно-геологическая характеристика пород и их картирование в соответствии с методическими указаниями (ВСЕГИНГЕО, 1963) основываются на выделенных формациях и литолого-генетическом анализе складывающих их пород.

Последние разделены на формации поверхностных отложений, включающие рыхлые, преимущественно четвертичные образования, и на формации пород коренной основы, охватывающие отложения дочетвертичного возраста. В каждой формации имеются сходные по фациальным условиям типы сочетаний горных пород, обладающие определенным возрастом и литологическим составом, т. е. геолого-генетические комплексы пород в понимании И. В. Попова (1959).

Геолого-генетические комплексы по возрасту, литолого-петрографическому составу пород, развитых на территории области, а следовательно, и по присущим им физическим и механическим свойствам объединены в инженерно-геологические группы комплексов пород. Так, породы коренной основы отнесены к группам комплексов: а) скальных, б) полускальных — скальных, в) полускальных, г) полускальных с песчаными, д) пластичных с песчаными и песчано-галечниковыми. К группе скальных пород отнесены все интрузивные, большинство эффузивных и метаморфических образований, характеризующихся жесткими внутренними связями и высокой прочностью, а также осадочные породы с явным преобладанием известняков, доломитов, кварцитов, песчаников и конгломератов с кварцевым, кремнистым и известковистым цементом. К группе полускальных отнесены прочие осадочные породы с менее

жесткими или неводостойкими связями, за исключением отложений кежемской свиты силура и баероновской свиты девона, составляющих группу полускальных с песчаными, а также неогеновых, отнесенных к группе пластичных пород с песчаными и песчано-галечниковыми. В особую группу комплексов выделены отложения, в составе которых скальные и полускальные породы имеют примерно одинаковое значение.

Геолого-генетические комплексы поверхностных отложений отнесены к группам: грубообломочных несвязных, песчаных, связных, лёсса и лёссовидных пород и др. На карте они показаны соответствующей черной штриховкой по всей площади, за исключением горноскладчатых районов области. Если мощность поверхностных отложений преимущественно менее 3—5 *м*, то штрихи наложены на цвет развитого здесь геолого-генетического комплекса пород коренной основы, если более 3—5 *м*, то на цвет соответствующего комплекса поверхностных отложений. Таким образом, геолого-генетические комплексы поверхностных отложений закартированы только при мощности преимущественно более 3—5 *м*. Более полная характеристика этих отложений по мощности, генетическим признакам и свойствам дана на специальной карте (рис. 86). Составлена она лишь для южной части области и Бодайбинского района. Остальная территория области изучена в этом отношении еще недостаточно.

ФОРМАЦИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах области выделены четыре формации поверхностных отложений: 1) внеледниковых Сибирской платформы, 2) предгорных равнин, 3) горных склонов и впадин, 4) горного оледенения.

Формации внеледниковых отложений Сибирской платформы и предгорных равнин

К внеледниковой формации отнесены поверхностные отложения, развитые на платформенной части области. В генетическом отношении это преимущественно элювиально-делювиальные и аллювиальные образования, реже озерные, пролювиальные и вблизи Прибайкалья — флювиогляциальные (см. рис. 86). Внеледниковыми они названы в отличие от ледниковых платформенных отложений, распространенных севернее, за пределами области. Отложения формации предгорных равнин занимают окраинные части платформы — преимущественно предгорные прогибы. Несколько отличаясь по условиям накопления и мощности, они постепенно переходят по площади в отложения внеледниковой формации и имеют много общего с ними по составу и физико-механическим свойствам. Поэтому целесообразно их описание дать совместно.

Отложения обеих формаций включают ряд геолого-генетических комплексов и объединены в следующие группы: обломочных несвязных, переслаивания связных и обломочных, связных с включением обломочных, песчаных, песчаных со связными, связных, лёссов и лёссовидных суглинков.

Обломочные несвязные породы представлены супесчано-песчано-щебенчатым* комплексом внеледниковой формации. К нему отнесены элювиально-делювиальные образования, преимущественно на траппах, частью элювий и коллювий на терригенно-карбонатных и кар-

* При написании названий комплексов на последнем месте помещаются преобладающие породы; перечисление пород, входящих в состав комплекса, дано от преобладающих к подчиненным.

бонатных породах, где они наряду с другими комплексами занимают небольшие площади. Их мощность обычно не превышает 0,5—1,0 *м*, иногда достигает 2—3 *м* и лишь в крупных осыпях может быть больше. В этом случае в составе отложений преобладают беспорядочные щебенчато-глыбовые нагромождения; обычно элювиально-делювиальные отложения представлены щебнем и дресвой; в верхних горизонтах могут преобладать пески и супесь, перекрытые иногда маломощным слоем тяжелых суглинков и глин.

К группе комплексов переслаивания связных и обломочных пород отнесены главным образом аллювиальные и флювиогляциальные отложения. Часто эти отложения (особенно аллювиальные) выполняют сравнительно неширокие речные долины, слагая их поймы и террасы. При самой различной мощности площади их распространения настолько незначительны, что в масштабе карты, за редкими исключениями, показать их невозможно. На карте четвертичных отложений (см. рис. 86) они показаны в ряде случаев вне масштаба. Возраст этих отложений в соответствии с временем формирования террас определяется от неогена до голоцена включительно. Наиболее древние отложения в долинах бассейнов Ангары, Лены и Нижней Тунгуски встречаются на террасах высотой 70—75 *м* и более. Часто они смыты или перекрыты позднейшими образованиями. Остатки древнего аллювия обычно представлены песчано-галечным материалом мощностью до 2—3, реже 5—10 *м*. Мощность перекрывающих их песчано-глинистых образований достигает 10—15 *м*. В составе гальки древнего аллювия преобладают кристаллические породы, а в песчано-глинистых фракциях — кварц, реже полевые шпаты. Отложения нередко имеют красноцветный облик.

Рыхлые отложения среднего и нижнего комплексов террас в долинах Ангарского, Ленского и Тунгусского бассейнов имеют двухчленное строение; в их сложении принимают участие русловые и пойменные фации. Русловые фации представлены гравием и галечниками с песчаным заполнителем. Иногда (на высоких террасах) галечники слабо сцементированы глинистым или железистым цементом. Их мощность на поймах и низах надпойменных террас составляет 3—6 *м*, а на террасах среднего комплекса уменьшается до 1—3 *м*. В отдельных случаях мощность аллювия увеличивается до 10—15 *м* (табл. 71). В песчано-галечных отложениях встречаются прослои и линзы грубозернистых песков или супесей, а в галечниках — рассеянные включения валунов. Содержание гравия и гальки обычно укладывается в интервале от 40 до 80%; пылеватые и глинистые фракции не превышают 1—5%. В песках русловых фаций содержание гравия и гальки изменяется от 5 до 30%; глинистые и пылеватые частицы составляют 5—15% (табл. 72). В песках преобладают грубые фракции, особенно в долинах рек Ангары и Нижней Тунгуски. В левобережных притоках Ангары (Бирюса, Ока), а также в бассейне р. Лены песчаные отложения имеют менее грубый и более однородный состав; пески приобретают здесь большую роль в сложении русловых фаций.

Пойменные геолого-генетические комплексы аллювиальных отложений внеледниковой формации отличаются бóльшим разнообразием мощности и состава, чем русловые. На террасах среднего комплекса (20—60 *м*) их мощность редко превышает 3—5 *м*. Обычно они смыты в прибровковых частях и перекрыты делювиальными образованиями у тыловых швов террас. Средняя мощность пойменного аллювия низких террас составляет 5—6 *м*, нередко достигает 10 *м*. На некоторых участках речных долин наблюдается увеличение мощности аллювиальных отложений до 15—20 *м* и более. Такие локальные увеличения мощности приурочены к межтрапповым котловинам и расширениям речных долин,

Таблица 71

Литологический состав и мощность аллювиальных отложений

Долины рек	Средние и нижние террасы (литологический состав и мощность)	
	Пойменный аллювий	Русловой аллювий
Формации внеледниковая и предгорных равнин		
Долина р Нижней Тунгуски	Суглинки, супеси (3—5 *м*)	Песчано-галечные отложения (от 4 до 12 *м*)
Долина р Уды	Пески и супеси (от 2—3 до 8 *м*)	Песчано-галечные отложения (до 10—15 *м*)
Долины рек Ангары, Оки и Ии (в нижнем течении)	Суглинки и супеси с частным присутствием песков в виде линз и прослоев (2—10 *м*)	Песчано-галечные отложения (от 4—10 *м* до 20 *м* и более по р. Оке)
Долина р. Белой	Суглинки и глины (2 *м*)	Песчано-галечные отложения (до 10 *м*)
Долины рек Лены, Манзурки, Анги	Суглинки, реже глины, с линзами песка и илисто-торфяным материалом В верхней части разреза лессовидные суглинки (3—8 *м*)	Песчано-галечные отложения (3—9 *м*)
Долины рек Бирюсы и Топорка	Суглинки (0,5—2 *м*), пески (3 *м*)	Песчано-галечные отложения (5—10 *м*)
Долины рек Китоя, Иркута и Ангары (в верхнем течении)	Суглинки и супеси (2,5—3 *м*), пески (5—6 *м*)	Песчано-галечные отложения (4—20 *м*)
Долина р Ии	Супеси и суглинки (2—4 *м*)	Песчано-галечные отложения (7 *м*)
Долина р Оки	Суглинки и глины (2 *м*)	Песчано-галечные отложения (10—35 *м*)
Долина р. Куды	Глины и суглинки (2—3 *м*)	Песчано-галечные отложения (10—15 *м*)
	Пески и супеси (2—4 *м*)	
Формации горных склонов и впадин и горного оледенения		
Долины рек Китоя, Белой, Малой Ирети, Оки, Бирюсы	Супеси и суглинки с прослоями песка до 3 *м* и от 3 до 5 *м*	Песчано-галечные отложения (7—15 *м*)
Долины рек Слюдянки и Безымянной	Суглинки и супеси (1,5—2,0 *м*)	Песчано-галечные отложения (15—20 *м*)
Долины рек Витима, Мамы	Суглинки (1—2 *м*), пески (5—9 *м*)	Песчано-галечные отложения (5—8 *м*)

столь обычным в бассейнах Ангары и Нижней Тунгуски Так, ниже Падунского порога в Осиновском расширении р Ангары наблюдается толща песчано-галечных отложений с прослоями супеси мощностью 70—80 *м*, а в Падунском расширении — более 40 *м* Аналогичные явления имеют место в долинах Оки, Ии, Нижней Тунгуски и др

Состав пойменного аллювия разнообразен в вертикальном разрезе и по площади Преобладающее значение имеют суглинки и супеси, реже тонкозернистые пески и еще реже грубые пески и галечники Чаще всего эти породы переслаиваются Иногда песок и галька в виде линз, включений или не выдержанных по мощности прослоев содержатся в глинисто-суглинистой толще (рис 87)

Кроме аллювиальных отложений, к группе переслаивания связных и обломочных пород отнесена значительная часть озерно-аллювиальных и флювиогляциальных отложений формации предгорных равнин Они

Таблица 72

Вещественный состав и физико-механические свойства рыхлых четвертичных отложений (обобщенные показатели)

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Гранулометрический состав фракции в %				Водные свойства			Физические свойства
	>1 мм	0,5–1 мм	0,25–0,005 мм	<0,005 мм	Естественная влажность, %	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Степень водонасыщения	Объемный вес в естественном состоянии, г/см³
Аллювиальные отложения								
Аллювий р. Бирюсы и ее притоков:								
песчаные отложения	–	92,5 (5)	4 (5)	3,5 (5)	15,0	–	0,8 (1)	1,88 (2)
глинистые отложения	–	15,8 (24)	51,9 (24)	32,3 (24)	20,7 (23)	..	0,6 (12)	1,8 (21)
Аллювий р. Ангары (в верхнем течении) и ее притоков:								
гравийно-галечные отложения современного аллювия р. Ангары	82,3	13,5	0,7	–	–	200–1200	–	2,11
песчаные отложения	–	80–96,7 (6)	15–2,1 (6)	5–1,2 (6)	21 (6)	4,16	0,42 (3)	1,53
глинистые отложения	0,7–0,1 (9)	29,8 (9)	55,9 (9)	14,3 (9)	15,4 (8)	0,0048	0,374 (4)	1,49–1,8
Аллювий р. Белой и ее притоков:								
гравийно-галечные отложения	78,7–83,4	18,3–9,5	2,1–5,0	0,8–2,1	–	3,5–21,6	-	–
песчаные отложения	2,3 (4)	68,4 (4)	22,8 (4)	6,5 (4)	–	–	–	1,54 (4)
глинистые отложения	–	21,4 (6)	66,4 (6)	12,2 (6)	21,3 (3)	0,17 (3)	0,68 (2)	1,84 (3)
Аллювий рек Оки и Ик:								
гравийно-галечные отложения	49,4	28,0	22,6	–	–	30–215	–	–
глинистые отложения	–	15,45	55 (5)	29,5 (5)	21 (6)	–	0,6 (6)	1,72 (5)

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Физические свойства			Механические свойства					Источник
	Удельный вес, г/см³	Пористость, % / Коэффициент пористости	Число пластичности / Набухаемость, мм/см	Коэффициент сжимаемости при 3 кг/см² / Коэффициент просадочности при 3 кг/см²	Коэффициент сцепления	Сцепление, кг/см²	Угол внутреннего трения	Коэффициент трения	
Аллювиальные отложения									
Аллювий р. Бирюсы и ее притоков:									
песчаные отложения	2,68 (3)	32,6 (4) / 0,49	–	–	–	–	–	–	Т. Г. Рященко, 1964 г.; С. К. Гроков, В. А. Малий, 1962 г.
глинистые отложения	2,75 (22)	44,6 / 0,8 (12)	16,7 (20) / –	0,004–0,07 (22) / –	0,5–0,675 (6)	0,133–0,27 (6)	21°48′–29°22′ (6)	0,4–0,562 (6)	
Аллювий р. Ангары (в верхнем течении) и ее притоков:									
гравийно-галечные отложения современного аллювия р. Ангары	–	33	–				31°–35°		Л. А. Сироткин и др., 1964 г.; С. Л. Пугач, Л. Н. Богдаренко, 1960 г., Е. В. Пиннекер и др., 1958 г
песчаные отложения	2,7 (5)	41,1 (3) / 0,69 (3)	–	0,078–0,0048 (3) / –	0,65 (1)	–	38°02′ (1)	0,55 (1)	
глинистые отложения	2,7–2,76 (4)	47,1 (6) / 0,95 (4)	14,75 (7) / –		0,6 (4)	0,14 (4)	26°38′ (4)	0,51 (4)	
Аллювий р. Белой и ее притоков:									
гравийно-галечные отложения	–	–	–	–	–	–	–	–	Р. Ф. Иванилова и др., 1957 г., 1961 г.; Е. В. Пиннекер и др., 1958 г.
песчаные отложения	2,72 (5)	–	–	–	–	–	–		
глинистые отложения	2,65 (1)	42,3 (1) / 0,75 (1)	30 (2) / –	–	–	–	33°31′ (1)		
Аллювий рек Оки и Ии:									
гравийно-галечные отложения	–	–	–	–	–	–	–	–	В. Ф. Каров и др., 1959 г.
глинистые отложения	2,71 (1)	48,3 (1) / 0,95 (1)	15–22 (6) / –	15–22 (6) / –	0,08 (1) / –	–	–	–	И. С. Ломоносов и др., 1959 г.

Продолжение табл. 72

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Гранулометрический состав фракции в %				Водные свойства			Физические свойства
	1 мм	0,5–1 мм	0,05–0,005 мм	0,005 мм	Естественная влажность, %	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Степень водонасыщения	Объемный вес в естественном состоянии, г/см³
Аллювий р. Куды и ее притоков:								
песчаные отложения	0,3 (19)	61,9 (19)	30,3 (19)	7,5 (19)	–	2,16 (4)	–	–
глинистые отложения	0,56 (34)	44,6 (34)	26,1 (34)	28,7 (34)	15,4 (4)	–	0,48 (4)	1,72 (4)
Аллювий р. Лены и ее притоков:								
гравийно-галечные отложения	28,8 (17)	13,4 (17)	4,8 (17)	3,0 (17)	–	3,20	–	–
песчаные отложения	0,6 (15)	70,2 (15)	18,9 (15)	10,4 (15)	–	–	–	1,65 (15)
глинистые отложения	1,0 (90)	45,3 (90)	30,4 (90)	23,3 (90)	13,3 (6)	–	0,55 (8)	1,73 (8)
Лессовидные суглинки	–	–	–	–	10,9 (14)	–	0,31 (14)	1,6 (14)
Делювиальные отложения								
Суглинки в поле развития:								
пород кембрия	–	25,8	52,2	22 (89)	16,8 (75)	0,22 (38)	0,5 (64)	1,67 (71)
пород ордовика и силура	–	30,5	46,5	23,0 (39)	18 (23)	1,4 (15)	0,45 (22)	1,64 (23)
пород юры	–	32,5	52,50	15 (103)	21,5 (69)	0,25 (5)	0,6 (65)	1,66 (64)

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Физические свойства			Механические свойства					Источник
	Удельный вес, г/см³	Пористость, % / Коэффициент пористости	Число пластичности / Набухаемость, кг/см	Коэффициент сжимаемости при 3 кг/см² / Коэффициент просадочности при 3 кг/см²	Коэффициент сцепл.	Сцепление, кг/см²	Угол внутреннего трения	Коэффициент трения	
Аллювий р. Куды и ее притоков:									
песчаные отложения	2,71 (8)	–	–	–	–	–	–	–	Р. Ф. Иванилова, З. А. Хлебникова, 1960 г., Н. А. Журавель и др., 1960 г.
глинистые отложения	2,68 (4)	43,29(4) / 0,71–1,1 (5)	7,4–23,7 (29) / –	–	0,7 (1)	–	35° (1)	0,7 (1)	
Аллювий р. Лены и ее притоков:									
гравийно-галечные отложения	–	–	–	–	–	–	–	–	В. М. Жадан, Л. М. Куренная, 1961 г. Г. А. Еремченко, Ю. Г. Вьюн, 1961 г.
песчаные отложения	2,67 (15)	–	–	–	–	–	–	–	
глинистые отложения	2,62 (8)	44,75 / 0,72 (8)	0,78–20,9 (45) / –	0,001–0,035 (13) / –	0,483–0,707 (13)	0,067–0,133 (13)	21°48'–32° (13)	0,415–0,65 (12)	То же
Лессовидные суглинки	2,69 (14)	46,12 / 0,84 (14)	7,2 (14) / –	0,009–0,06 (14) / –	0,583–0,833 (6)	0,05–0,233 (6)	21°48'–35°56' (6)	0,4–0,725 (6)	» »
Делювиальные отложения									
Суглинки в поле развития:									
пород кембрия	2,7 (71)	18,2 / 0,9 (71)	11,6 (85) / –	0,04 (16) / –	–	0,24 (31)	22° (31)	–	Материалы Иркутского геологического управления
пород ордовика и силура	2,72 (25)	30,3 / 0,4 (23)	6,8 (39) / –	–	–	0,11 (30)	27° (30)	–	–
пород юры	2,72 (70)	48,0 / 0,96 (68)	13,5 (88) / –	0,05 (25) / –	–	0,29 (61)	23° (51)	–	–

Продолжение табл. 72

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Гранулометрический состав фракции, %				Водные свойства			Физические свойства
	>1 мм	0,5–1 мм	0,05–0,005 мм	<0,005 мм	Естественная влажность, %	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Степень водонасыщения	Объемный вес в естественном состоянии, г/см³
Элювиально-делювиальные и делювиальные лессовые породы (мощность отложений 5–10 м)								
Балагано-Иркутская лесостепь, в области развития отложений верхнего кембрия								
суглинки пылеватые	–	26,5 (85)	56,2	18	16,8	–	0,40	1,67
Междуречье Ия–Уды–Топорка (районы Братска, Илира, Тулуна, Алзамая), в области развития отложений ордовика–силура								
суглинки пылеватые	–	30,5 (12–50)	46,5	23	16,2	–	0,5	1,64
Район городов Иркутска, Черемхово, Заларей, Зимы, Икея, Куйтуна в области развития отложений юры								
суглинки пылеватые	–	24,7 (12–89)	55,1	20,2	21,5	–	0,6	1,66
Долины рек Ангары, Иркута, Белой, Унги, Оки, Ии, Уды, Бирюсы								
супеси пылеватые	–	26,5 (14–107)	57,5	16,0	20	–	0,6	1,77

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Физические свойства			Механические свойства					Источник
	Удельный вес, г/см³	Пористость, % / Коэффициент пористости	Число пластичности / Набухаемость, мм/см	Коэффициент сжимаемости при 3 кг/см² / Коэффициент просадочности при 3 кг/см²	Коэффициент сдвига	Сцепление, кг/см²	Угол внутреннего трения	Коэффициент трения	
Элювиально-делювиальные и делювиальные лессовые породы (мощность отложений 5–10 м)									
Балагано-Нукутская лесостепь, в области развития отложений верхнего кембрия									
супеси пылеватые	2,73	48,2 / 0,85	9,4 / 0,5	0,04 / 0,074	–	0,24	22°	–	По данным Т. Г. Рященко, 1965 г.
Междуречье Ия–Уды–Топорка (районы Братска, Илира, Тулуна, Алзамая), в области развития отложений ордовика–силура									
суглинки пылеватые	2,73	48 / 0,9	13 / 2,2	0,043 / 0,036	–	0,110	28°	–	То же
Район городов Иркутска, Черемхово, Заларей, Зимы, Икея, Куйтуна в области развития отложений юры									
суглинки пылеватые	2,72	50 / 0,9	13,5 / 2,4	0,05 / 0,02	–	0,290	28°	–	По данным Т. Г. Рященко, 1965 г.
Долины рек Ангары, Иркута, Белой, Унги, Оки, Ии, Уды, Бирюсы									
супеси пылеватые	2,72	45,4 / 0,85	11,9 / 2,7	0,031 / 0,023	–	0,250	29°	–	То же

Продолжение табл. 72

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Гранулометрический состав фракции, %				Водные свойства			Физические свойства
	1 мм	0,5–1 мм	0,05–0,005 мм	0,005 мм	Естественная влажность, %	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Степень водонасыщения	Объемный вес в естественном состоянии, г/см³
Долины рек Иркута, Белой, Оки, Бирюсы								
суглинки пылеватые, средние	–	(24)	–	–	23,2	–	0,7	1,8
Аллювиальные лессовые породы (мощность отложений 5 м)								
Долины рек Иркута, Белой, Оки, Бирюсы в области развития низких террас и поймы								
супеси пылеватые	–	(12–15)–22,4	58,5	19,1	16,1	–	0,5	1,7
Долины рек Ангары, Иркута, Бирюсы, Ии и др. в области средних террас								
суглинки пылеватые	–	(15–17)	–	–	22,7	–	0,81	1,89

Примечание. Цифры в скобках – число определений.

Стратиграфо-генетические типы пород и их литологические разности	Физические свойства			Механические свойства					Источник
	Удельный вес, г/см³	Пористость, % / Коэффициент пористости	Число пластичности / Набухаемость, мм/см	Коэффициент сжимаемости при 3 кг/см² / Коэффициент просадочности при 3 кг/см²	Коэффициент сцепления	Сцепление, кг/см²	Угол внутреннего трения	Коэффициент трения	
Долины рек Иркута, Белой, Оки, Бирюсы									
суглинки пылеватые, средние	2,72	44,8 / 0,93	14,6 / 2,9	0,031 / 0,011	–	–	–		

Аллювиальные лёссовые породы
(мощность отложений 5 м)

Долины рек Иркута, Белой, Оки, Бирюсы в области развития низких террас и поймы									
супеси пылеватые	2,76	47,5 / 0,8	9 / 0,8	0,034 / 0,033		0,340	20°	–	По данным Т.Г. Рипенко, 1965 г.
Долины рек Ангары, Иркута, Бирюсы, Ии и др. в области средних террас									
суглинки пылеватые	2,7	42,8 / 0,87	12,3 / 2,4	0,022 / 0,02		–	–	–	То же

Примечание. Цифры в скобках – число определений.

слагают комплекс пород, состоящий из переслаивания глин, песков, галечников и суглинков. Другая часть пород указанных генезисов имеет преимущественно суглинисто-песчаный состав и отнесена к инженерно-геологическому комплексу песчаных пород со связными. Озерно-аллювиальные и флювиогляциальные отложения в Прибайкальском прогибе выполняют многочисленные, обычно линейно ориентированные впадины типа Киренгско-Ульканской, Хоготско-Муринской, Ордынской и др.; в Присаянском прогибе они тяготеют к неотектоническим депрессиям (как, например, Хор-Тагнинская), где занимают обширные пространства и представлены глинисто-илистыми образованиями и торфами мощ-

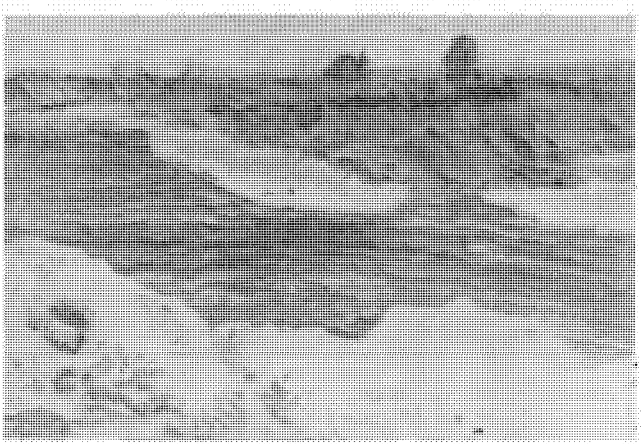


Рис 87 Аллювиальные пески средней 18—20 *м* террасы р Иркута Фото Ф Н Лещикова, 1959 г

ностью до 10 *м,* подстилаемыми галечниками. Мощность этих отложений в Присаянских депрессиях достигает 60 *м,* а в прогибах бассейнов рек Куды и Манзурки до 80—120 *м* — манзурский аллювий, по Н. А. Логачеву *(1964); вероятно, такую же мощность имеют они и во впадинах* северной части Прибайкальского прогиба. Характерными особенностями этих отложений является переслаивание, или последовательная смена, по разрезу песков, галечников и глин; пески преимущественно полимиктовые, глины каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые, иногда со стяжениями извести; обычны, особенно в Присаянье, прослои лигнитизированных песчаников и лигнитов.

В Южном Приангарье к стоячим и полупроточным водоемам приурочены болотные отложения, называемые гажей. Это рыхлая тонкозернистая порода светло-серого цвета, состоящая из мучнистого гипса, извести, глины и кремнезема. Гажа залегает обычно с поверхности и имеет мощность от нескольких сантиметров до 2 *м*. Вследствие малых размеров площади их распространения на карте не показаны.

К группе связных пород с включениями обломочных частично относится пойменный аллювий и озерные отложения преимущественно глинисто-суглинистого состава с рассеянной галькой и песком, там, где эти отложения образуют самостоятельные накопления на значительной площади. К этой же группе отнесен щебенчато-галечно-песчано-суглинисто-глинистый комплекс элювиально-делювиальных образований на породах юры, перми, карбона, триаса, устькутской свиты ордовика и нижнего кембрия. Отложения комплекса широко распространены на коренных породах разного состава (терригенные,

туфогенные и карбонатные) Соответственно им изменяются и поверхностные отложения Так, на породах юрского возраста при слабо расчлененном рельефе мощность отложений комплекса превышает 5, иногда 10 *м*, содержание песчаных частиц, особенно в верхних горизонтах, минимальное, галька встречается редко При бо́льшей степени расчленения рельефа мощность отложений сокращается, а содержание песчаных и галечных частиц увеличивается Неокатанные обломки пород здесь обычно отсутствуют Аналогичная картина наблюдается и на породах пермо-карбона, хотя на них поверхностные отложения имеют более глинистый состав Элювиально-делювиальные отложения на карбонатных породах имеют обычно мощность менее 2—3 *м* и представлены тяжелыми карбонатными суглинками и глинами с обломками коренных пород, с глубиной их количество увеличивается Туфогенные породы триаса слагают сравнительно уплощенные пониженные поверхности На них при неглубоком залегании многолетнемерзлых пород наблюдается замедленный снос обломочного материала и накопление его в пониженных местах В этих условиях преобладают мелкообломочные фракции; поверхностные отложения представлены суглинками и глинами Мощность отложений варьирует в значительных пределах

Группа песчаных поверхностных отложений распространена преимущественно на западе и северо западе области Здесь к ней отнесены комплексы элювиально-делювиальных образований на породах баероновской свиты девона и кежемской — силура По составу это преимущественно супеси и пески Мощность их часто превышает 5—10 *м* Комплексы аллювиальных отложений в границах площади их развития также имеют существенно песчаный состав (долина р Бирюсы в районе г Тайшета, среднее и нижнее течения р Топорка и др) Мощные песчаные накопления встречаются в речных долинах других районов области Значительные площади занимают они в долине р Ангары на участках городов Иркутск — Усолье-Сибирское, в долине р Куды, в районе с Оек, в бассейне р Ии и т д Повсеместно для площадей развития отложений этой группы характерен холмисто-западинный микрорельеф дюнного типа и иногда развевающиеся скопления песков

Наряду с песчаными породами встречаются песчаные породы со связными Однако самостоятельное значение приобретают они на площадях развития пород мамырской и бадарановской свит ордовика и песчано-глинистых разностей юры Комплекс элювиально делювиальных образований на этих породах, кроме супесей и песков, содержит глины и особенно суглинки, нередко карбонатные Мощные накопления этих отложений встречаются редко (делювиальные плащи), обычно на глубине 1,5—2,0 *м* они переходят в щебень и дресву коренных пород

К группе связных пород отнесены комплексы отложении разного генезиса В первую очередь это элювиально-делювиальные образования на красноцветных породах братской свиты ордовика и верхоленской — верхнего кембрия Мергели и аргиллиты, слагающие основную часть толщи свит, к воздействию внешних агентов мало устойчивы, они дают преимущественно глинисто-суглинистые продукты выветривания Мощность их целиком зависит от положения в рельефе и обычно менее 3—5 *м* В низах разреза отложения переходят в щебень и разборную породу Последние в условиях глубокого эрозионного расчленения на крутых склонах могут залегать почти с поверхности

К связным породам относятся также аллювиальные суглинки пойменных фаций и так называемые делювиальные суглинки Те и другие развиты на красноцветных коренных породах, но наиболее часто встречаются на юге, на площадях развития юрских отложений Мощность их может превышать 3—5 *м*, однако занятые ими площади обычно ограни

чены размерами площадок террас и нижних частей склонов речных долин; физико-механические свойства пород различных групп не отличаются большим разнообразием.

Аллювиальные супеси и суглинки, составляющие основную часть разреза пойменных фаций долин всех рек, по гранулометрическому составу более или менее однородны (см. табл. 72). Пески пойменных фаций преимущественно тонкозернистые, часто глинистые, пылеватые. Содержание глинистых и пылеватых частиц в них от 5 до 10%. Аллювиальные суглинки нередко обогащены карбонатами кальция и магния и имеют повышенную пористость. Они имеют преимущественно полимиктовый состав и обладают довольно однородными (в разных речных долинах) физико-механическими свойствами (см. табл. 72). Наиболее подробно они изучены в долине р. Ангары. Результаты исследований их сведены в монографии «Братское водохранилище».

В минералогическом отношении покровные элювиально-делювиальные суглинки и супеси имеют полевошпатово-кварцевый состав; в поле развития юры полевые шпаты преимущественно калиевой группы. Содержание тяжелых фракций составляет 0,3—2,0%, водорастворимых солей — 0,27—0,8%. По гранулометрическому составу суглинки в большинстве случаев пылеватые средние и тяжелые, в поле развития пород юрского возраста — более песчаные легкие. Среди песков и супесей преобладают частицы размером 0,1—0,05 *мм*.

Естественная влажность делювиальных суглинков колеблется от 13 до 22%, а степень насыщения от 0,45 до 0,6%, число пластичности изменяется в среднем от 11 до 16. Прочие физико-механические свойства элювиально-делювиальных образований приведены в табл. 72.

Лёссы и лёссовидные суглинки развиты среди делювиальных и аллювиальных суглинков, обычно в лесостепной части области, или встречаются в комплексе с нелёссовидными. Они были предметом многочисленных исследований (Москвитин, 1940; Молодых, 1958а, 1959а, б; Надеждин, 1960 и др.) Под лёссовидными понимаются суглинки, способные давать просадку и дополнительную осадку при длительном увлажнении («Братское водохранилище», 1963). В разрезе они редко представляют однородную массу, преимущественно это чередование супесей, суглинков и глин, пронизанных капиллярными пустотами и насыщенных карбонатами кальция и магния. Об их физико-механических свойствах, а также об основных районах распространения дает представление табл. 72. Резко выраженные просадочные свойства лёссов существенно осложняют условия строительства.

Таким образом, среди поверхностных отложений внеледниковой формации Сибирской платформы и предгорных равнин встречаются породы с существенными различиями в составе и генезисе. С ними связано проявление различных физико-геологических явлений и процессов. Среди них многочисленные оползни, обычно небольшие по склонам долин и уступам террас; просадочные явления, связанные либо с лёссовидными суглинками, либо с суффозионными процессами на песчано-глинистых грунтах; оврагообразование, наиболее активно протекающее на открытых лесостепных или террасовых поверхностях; развевание песчаных отложений, особенно террас среднего комплекса и аллювиально-делювиальных образований на породах кежемской и баероновской свит; мерзлотные процессы, заболачивание и др., более подробно описанные в следующих главах.

Среди охарактеризованных четвертичных отложений водоносными являются аллювиальные, озерно-аллювиальные и пролювиальные. Грунтовые воды залегают в них на глубине от 2 до 10, реже до 14—15 *м* (см. рис. 86). В большинстве случаев это пресные, неагрессивные воды.

Формации отложений горных склонов и впадин и горного оледенения

Отложения этих формаций широко развиты в Саяно-Байкальском горноскладчатом обрамлении платформы и представлены несколькими геолого-генетическими комплексами (см. рис. 86). Мощность их редко превышает 3—5 *м*. Особенно широкое распространение имеют группы комплексов обломочных несвязных пород. Это преимущественно комплексы элювиально-делювиальных и в меньшей мере аллювиальных и пролювиально-аллювиальных образований. Первые развиты на склонах, иногда на столовых поверхностях междуречий и представлены разноглыбовыми россыпями и осыпями. Их мощность редко превышает 2—3 *м* и лишь на вогнутых частях склонов или в вершинах падей может иметь большую величину. Эти разноглыбовые беспорядочные нагромождения обломков обладают нередко слабой устойчивостью. Пустоты между обломками иногда выполнены щебенчато-песчано-глинистым материалом, а с поверхности они прикрыты торфяно-лишайниковым покровом. На относительно ровных участках междуречий и у подошвы склонов мощность рыхлых отложений увеличивается. Возрастает также и объем более мелких фракций с общим преобладанием гравийных и песчаных. Маломощный почвенный покров имеет здесь уже песчано-суглинистый состав с включениями обломков. Делювиальные плащи в низкогорных и предгорных районах сложены в основном гравийно-глинисто-песчаными породами с песчано-глинистыми прослоями мощностью до нескольких метров. Иногда они имеют делювиально-солифлюкционный генезис.

Аллювиальные отложения приурочены к глубоким узким речным долинам и падям и представлены в основном русловыми валунно-галечными образованиями небольшой мощности.

Группа комплексов переслаивания связных и обломочных пород включает разные генетические образования. Сюда относятся аллювиальные, моренные, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения. Аллювиальные отложения представлены русловыми и пойменными фациями. Преимущественно это валунно-галечные образования, перекрытые песчано-галечными или песчано-глинистыми осадками общей мощностью 5—12 *м*. На Витимо-Патомском нагорье известны мощные (до 80 *м*) толщи аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений, выполняющих древние долины. Это в основном глинисто-песчаные или песчано-галечные образования, скованные по бортам долин многолетней мерзлотой. Пролювиальные отложения широко развиты по западному побережью оз. Байкал; они представлены образованиями конусов выноса. Это перемежающиеся пачки косослоистых песков, гравия и галечников общей мощностью до 100 *м* и более. Механический состав и физические свойства аллювиальных и пролювиальных отложений горных районов почти не изучены.

Моренные отложения развиты в Восточном Саяне, горах Прибайкалья и в Бодайбинском районе. Мощность их часто превышает 5—10 *м*. По механическому составу они изменяются от крупноглыбовых и валунных отложений с подчиненным содержанием мелких фракций (Восточный Саян, Прибайкалье) до супесей и суглинков, в разной степени опесчаненных, иногда карбонатных, с подчиненным содержанием крупнообломочного материала, часто встречаемых в древних долинах Витимо-Патомского нагорья.

Озерно-ледниковые отложения образуют мощные толщи переслаивающихся супесей и суглинков с прослоями песков и галечников и включениями более крупных обломков. По данным С. Л. Бойкова

и др (1964 г), в Бодайбинском районе включения гравийно-галечникового материала в супесях составляют 10—30% Роль суглинков в низах разреза увеличивается Для ледниковых отложений характерна их пылеватость; количество пылеватых частиц в супесях достигает 35—45%, а в суглинках — 65% Это обусловливает высокую пластичность отложений супесчано-суглинистого состава В качестве примера для характеристики ледниковых отложений приведены данные о физико-механических свойствах грунтов одной из скважин бассейна р Маракана (табл 73)

Таблица 73

Физико-механические свойства озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений района месторождения р. Маракана

(по материалам С А. Бойкова, О. Г. Боярского и др., 1963 г.)

Наименование и номер выработки по первоисточнику	Глубина взятия образца *м*	Классификация грунта	Гранулометрический состав, % при размере частиц, *мм*					Пластичность			Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Полная влагоемкость	Коэффициент фильтрации		Удельный вес, *г/см³*
			галька, гравий дресва	песок		пыль	глина	граница текучести	граница раскатывания	число пластичности			*г/см³*	*м/сутки*	
			10—2	2—0 5	0 5—0 05	0,05—0,005	0,005—0,001								
Озерно-ледниковые отложения															
Скв 80	16,0	Супесь тяжелая, пылеватая.	2,8	10,9	36,3	38,7	11,3	26,1	19,3	6,8	10,4	—	—	—	—
Скв 83	12,0	Суглинок легкий, пылеватый	0,0	0,1	34,7	42,6	22,6	31,8	23,6	8,2	—	—	—	—	2,76
Скв 38	14,0	Песок гравелистый	29,0	36,4	29,8	4,0	0,8	—	—	—	—	—	1,7	19,4	—
Скв 39	43,6	Песок пылеватый, гравелистый	14,4	29,9	44,4	10,6	0,7	—	—	—	—	—	1,78	0,76	2,74
Скв 78	5,0	Супесь легкая, пылеватая	7,9	7,2	53,9	27,7	6,3	31,6	27,6	4,0	—	—	—	—	—
Скв 78	7,5	Песок мелкий, пылеватый	0,0	3,1	59,8	33,8	3,3	—	—	—	—	44,3	—	—	—
Скв 78	9,0	Песок мелкий, пылеватый	8,4	8,3	59,7	26,1	2,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Скв 78	10,0	Песок гравелистый	35,7	14,8	41,3	7,0	1,2	—	—	—	—	20,4	1,86	0,75	—
Скв 78	11,0	Песок мелкий, пылеватый	2,0	2,1	70,6	22,5	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Флювиогляциальные отложения															
Скв 9	3,0	Песок пылеватый, гравелистый	28,7	24,6	29,9	12,0	4,8	—	—	—	10,4	26,9	—	—	—
Шурф 18	0,5	Песок мелкий	10,5	11,3	69,6	6,2	1,8	—	—	—	4,4	26,0	1,66	0,76	—
Шурф 55	1,0—1,5	Песок крупный	1,4	13,8	74,3	9,0	1,5	—	—	—	—	29,4	1,29	6,7	2,74
Шурф 115	2,0	Песок крупнозернистый, гравелистый	11,4	44,7	36,5	6,6	0,6	—	—	—	—	—	4,58	13,4	2,74
Шурф 125	0,5—0,6	Песок средний, гравелистый	28,3	0,9	60,8	5,2	4,8	—	—	—	11,4	—	1,49	0,19	2,70
Шурф 130	0,5	Песок средний	0,4	2,7	89,3	5,9	1,7	—	—	—	6,1	—	—	—	2,70
Шурф 115	3,4	Песок пылеватый, средний	1,0	11,4	65,2	21,2	1,2	—	—	—	—	—	1,92	0,39	2,76
Точка 521	0,4	Гравий крупный	77,6	7,2	13,1	1,6	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—

Флювиогляциальные отложения развиты на ограниченных площадях и наиболее изучены в Бодайбинском районе, где они образуют отдельные террасовидные поверхности и иногда выполняют пониженные участки рельефа Мощность их нередко 10—80 *м*, иногда более Представлены они толщей гравелистых песков, косослоистых, серых, с прослоями пылеватых песков, гальки и изредка легкой супеси с галькой (см табл 73) Флювиогляциальные пески часто мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые. Кварца в них содержится до 70—80%, полевого шпата не более 10—12%. Присутствуют также слюды, гидрослюды и рудные минералы. В составе галечников 50—60% составляют гальки, заполнитель — пески и гравий. В галечниках, иногда и в песках, встречаются валуны.

С рыхлыми отложениями формаций межгорных впадин и склонов и горного оледенения связаны многие физико-геологические явления и процессы. Из них наиболее характерны сели, явления отседания блоков пород, осыпи, курумы, наледи, солифлюкция и явления, связанные с динамичностью многолетней мерзлоты (бугры мерзлотного пучения, термокарст).

В указанных формациях обводненными являются в основном аллювиальные и флювиогляциальные отложения речных долин. Глубины залегания подземных вод колеблются от 1 до 10 *м* для аллювиальных отложений и до 20—25 *м* для флювиогляциальных образований. Воды пресные, в большинстве случаев неагрессивные.

ФОРМАЦИИ ПОРОД КОРЕННОЙ ОСНОВЫ

На большей части территории области мощность поверхностных отложений менее 3—5 *м,* поэтому породы коренной основы приобретают важное инженерно-геологическое значение Они отнесены к нескольким формациям. терригенной, терригенно-угленосной, терригенно-красноцветной, эффузивно-осадочной, терригенно-карбонатной, карбонатной, эффузивной, метаморфической и интрузивной. Каждая формация объединяет определенные геолого-генетические комплексы пород, в свою очередь относимые к той или иной инженерно геологической группе комплексов пород

Терригенные формации

Среди терригенных отложений на территории области выделены терригенная, терригенно-угленосная и терригенно-красноцветная формации Породы двух последних формаций относятся к группе полускальных В терригенной формации наряду с полускальными наблюдаются пластичные породы с песчаными и песчано-галечниковыми и полускальные породы с песчаными

К группе пластичных пород с песчаными и песчано-галечниковыми отнесен галечниково-песчано-глинистый комплекс отложений неогена и палеогена Небольшими участками они выявлены на о Ольхон, на Кудинско-Манзурском междуречье и в неотектонических депрессиях Присаянья Большей частью они перекрыты четвертичными отложениями мощностью более 5—10 *м.* Характерными чертами этих отложений являются явное преобладание глин, частое переслаивание и фациальное замещение их песками или галечниками, присутствие пластов лигнитов, а в низах разреза — бурых углей, участками (район пос Баяндай и др) сильная насыщенность карбонатами и карбонатными стяжениями Глины в основном полиминеральные и состоят обычно из смеси минералов монтмориллонитовой группы, гидрослюд и каолинита Содержание обломочных примесей колеблется в широких пределах, но даже в наиболее чистых разновидностях не ниже 7—10% Мощность отложений изменчива, поскольку выполняют они эрозионно-тектонические впадины На о Ольхон их максимальная установленная мощность составляет 81 *м* (у дер Халаргой), на Кудинско-Манзурском междуречье — до 300 *м* (пос Ользоны) и в Присаянье более 40 *м.* Физико-механические свойства пород весьма различны и изучены еще слабо Часто они зависят не только от состава и сложения пород, но и от мерзлотных условий. Нередко (Баяндаевский район) многолетняя мерзлота сковывает эти отложения на всю мощность

К группе полускальных пород с песчаными относятся отложения кежемской свиты силура и баероновской—девона Они развиты на северо западе области в бассейнах рек Ангары, Уды и Бирюсы и представлены обычно слабо сцементированными местами рыхлыми кварцевыми песчаниками с прослоями известковистых песчаников Песчаники средне- и мелкозернистые, иногда гравелистые и ожелезненные В подчиненных количествах в разрезе встречаются аргиллиты, мергели и доломиты, иногда конгломераты Мощность отложений достигает 300 *м.* Часто они сохраняются лишь на междуречьях и имеют меньшую мощность Характерной особенностью пород является активная подверженность их процессам выветривания Физико-механические свойства пород не изучены Ввиду существенно песчаного состава, слабой степени цементации и активной подверженности выветриванию они отнесены к инженерно-геологической группе комплексов полускальных пород с песчаными

Полускальные породы занимают обширную площадь и включают платформенные континентального генезиса осадки юры, перми и карбона, морские и лагунно-морские образования девона, ордовика, кембрия и верхнего протерозоя. Преобладание в строении разреза тех или иных разностей пород позволяет выделить ряд инженерно-геологических комплексов. Среди континентальных образований терригенной формации выделяются комплексы: 1) аргиллито-алевролито-песчаниковый (средняя юра), 2) конгломератовый (дабатская и байкальская свиты нижней — средней юры), 3) конгломерато-песчаниковый (нижняя юра). В подчиненных количествах в составе первого комплекса встречаются линзы и прослои конгломератов и углей, в составе второго комплекса — песчаники и алевролиты, в составе третьего — брекчии, алевролиты и аргиллиты.

Среди морских отложений терригенной формации выделяются комплексы: песчаниково-мергельный среднего девона, аргиллито-алевролито-песчаниковый отложений среднего ордовика (мамырская и криволуцкая свиты) и нижнего ордовика (ийская и бадарановская свиты), а также конгломерато-доломито-алевролито-песчаниковый комплекс пород алданского яруса нижнего кембрия и ушаковской свиты верхнего протерозоя. В подчиненных количествах, обычно в виде маломощных прослоев и линз, в составе этих комплексов встречаются доломит-ангидриты и мергели; иногда породы загипсованы.

Наиболее полно изучены песчаники и алевролиты юры и мамырской и ийской свит ордовика. Песчаники в этих отложениях обычно преобладают (50—75% разреза). Песчаники аркозовые и полимиктовые, размер частиц различный; структура псефитовая, псаммитовая или алевролито-псаммитовая. Основную массу в песчаниках составляют кварц (20—45%) и полевые шпаты (10—50%). Некоторые разности обогащены минералами группы слюды; иногда наблюдается повышенное содержание серы в форме сульфатов или сульфидов, двухвалентного железа и марганца. В выветрелом состоянии за счет разрушения полевых шпатов и биотита песчаники обогащаются вторичными глинистыми минералами. Цемент обычно глинистый или карбонатно-глинистый с присутствием гидроокислов железа. Содержание цемента достигает 15—45% по отношению к породе. В зоне выветривания песчаники отличаются повышенной трещиноватостью. Процессы выветривания проникают на глубину 18—20 *м*.

Алевролиты и аргиллиты имеют довольно однородный состав: в основном это глинистые минералы, слюды, кварц и полевые шпаты. Многие исследователи считают, что они подвергаются быстрому воздействию агентов химического и особенно физического выветривания. Образцы пород на поверхности быстро рассыпаются или размокают в воде через 2—24 часа («Братское водохранилище», 1963).

Полускальные породы терригенно-угленосной формации представлены платформенными континентального генезиса осадками черемховской свиты юры, перми и карбона. Они развиты как на юге, так и на севере области и объединены в аргиллито-алевролито-песчаниковый комплекс с пластами углей промышленной мощности, что и отличает их от описанного выше аргиллито-алевролито-песчаникового комплекса отложений средней юры. В остальном существенных различий между ними нет (табл. 74).

Полускальные породы терригенно-красноцветной формации, занимающие обширные площади, имеют лагунно-морской генезис и платформенные или переходные к геосинклинальным условия образования. В платформенной части области выделяются три инженерно-геологических комплекса. К первому алевролито-песчаниковому комплексу отне-

Таблица 74

Физико-технические свойства горных пород терригенных формаций

Формации	Порода и ее возраст	Значение	Объемный вес, г/см³	Удельный вес, г/см³	Пористость, %	Водопоглощение	Временное сопротивление сжатию пород, кг/см²: в сухом состоянии	в водонасыщенном состоянии	после 25-кратного замораживания	после 15-кратного испытания Na_2SO_4	после 25 циклов резких теплосмен через 0°	Коэффициент размягчаемости	Коэффициент относительной прочности от воздействия суммы физических факторов	Коэффициент прочности по отношению к диабазам	Количество образцов	Организации, выполняющие испытания
Терригенная	Песчаники юрские мелко-и среднезернистые, массивные	Среднее	2,56	2,64	3,0	2,68	780	509	830	Разрушились на 5 цикле	560	0,65	0,60	0,28	2	Институт земной коры СОАНСССР
	Песчаники юрские гравелистые	Среднее	2,27	2,70	15,0	3,09	580	264	485	Разрушились	390	0,50	0,53	0,18	26	Дорпроект ВСЖД
	Песчаники юрские тонкослоистые	Среднее	2,27	2,70	15,0	7,74	304	185	237	Разрушились	101	0,60	0,43	0,12	25	То же
	Песчаники из базального горизонта юры	Среднее	2,25	2,7	16,6	6,6	890	583	—	—	—	0,25	0,22	0,13	3	КЭГСМ* и Институт земной коры СО АН СССР
		Максимальное	2,6	2,76	23,9	12,0	1563	1496	—	—	—					
		Минимальное	2,0	2,6	2,0	0,6	389	98	—	—	—	—	—	—	—	
	Песчаники мамырской и ийской свит ордовика	Среднее	2,11	2,71	21,5	6,40	321	231	219	Разрушились на 2—5 циклах	266	0,75	0,61	0,11	8	Гидроэнергопроект
		Максимальное	2,38	2,76	27,0	9,32	398	272	264		355	1,00	0,90	0,13		
		Минимальное	1,97	2,65	13,8	5,30	234	166	102		125	0,62	0,43	0,10		
	Песчаники баероновской свиты девона	—	2,0	2,7	30,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	КЭГСМ
Терригенно-угленосная	Песчаники мелко и среднезернистые юрские	Среднее	2,23	2,65	15,4	6,6	717	424	—	—	—	0,69	—	—	8	КЭГСМ
		Максимальное	2,78	2,79	41,8	11,7	1605	1050	—	—	—	0,9	—	—		
		Минимальное	1,97	2,50	1,2	0,6	442	86	—	—	—	0,5	—	—		
	Алевролиты юрские	Среднее	2,6	2,8	8,7	0,12	288	214	—	—	—	0,5	—	—	4	КЭГСМ и Гидроэнергопроект
		Максимальное	2,8	2,9	12,7	0,13	450	228	—	—	—	—	—	—	—	
		Минимальное	2,3	2,6	4,8	0,11	100	200	—	—	—	—	—	—	—	
Терригенно-красноцветная	Песчаники аркозовые мелко-и среднезернистые массивные верхне-верхоленской свиты кембрия	Среднее	2,55	2,69	5,09	1,19	934	629	622	Разрушились после 6—7 циклов	825	0,66	0,56	0,33	5	Институт земной корь СОАНСССР
		Максимальное	2,60	2,70	5,98	1,31	1210	874	732		940	0,72	0,62	—	—	
		Минимальное	2,52	2,68	3,74	1,12	808	440	429		720	0,54	0,47	—	—	
	Песчаннки мергелистые, мелкозернистые, слоистые; из средневерхоленской подсвиты кембрия		2,49	2,73	8,79	4,53	561	374	312	Разрушились на 4 цикле	125	0,66	0,36	0,15	1	То же
	Алевролиты пятнистые, вишнево-красные, нижнебратской подсвиты ордовика		2,31	2,67	13,6	—	346	Разрушились		—	—	—	—	—	1	То же

*КЭГСМ—Комплексная экспедиция гидрогеологии и стройматериалов Иркутского геолуправления.

сены отложения верхней подсвиты верхоленской свиты, представленные песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей. Отложения братской свиты ордовика и средневерхоленской подсвиты верхнего кембрия объединены в аргиллито-песчаниково-алевролитовый комплекс, в котором преобладающими породами являются алевролиты, песчаники и аргиллиты, прослоями встречаются мергели, реже известняки. Для пород, особенно братской свиты ордовика, характерна (главным образом на западе области) загипсованность и иногда присутствие конгломератов. К третьему комплексу отнесены отложения нижневерхоленской подсвиты верхнего кембрия. В их составе преобладают мергели и аргиллиты, прослоями в подчиненных количествах встречаются алевролиты, известняки и гипс. В переходной полосе от платформы к горноскладчатому обрамлению значительные площади слагает красноцветная толща карагасской и оселковой свит верхнего протерозоя. Она выделена в качестве самостоятельного комплекса, в сложении которого преобладают песчаники, алевролиты и гравелиты; встречаются прослои известняков, конгломератов и доломитов.

Таким образом, в терригенно-красноцветной формации преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты и мергели. Наиболее полно они изучены в платформенной части. Песчаники обладают наибольшей прочностью и стойкостью. Особо в этом отношении выделяются полимиктовые песчаники верхне- и средневерхоленской подсвит. В рельефе они обычно оформляют структурные уступы, бронируя лежащие ниже глинисто-мергельные образования. Это обусловливает возникновение высоких крутых склонов и так называемых «щек» в речных долинах, прослеживающихся на многие километры. В составе песчаников описываемой формации преобладают кварц (20—50%), полевые шпаты (5—20%) и кальцит (до 25%). В подчиненном количестве встречаются мусковит, биотит, хлорит, халцедон, а также обломки кварцита и эффузивных пород. Цемент карбонатно-глинистый, обычно с примесью гидроокислов железа (особенно в братской свите). Иногда цементом служит целестин. Песчаники достаточно стойки на сжатие (см. табл. 74), они хорошо переносят резкие температурные напряжения, но не обладают кристаллизационной прочностью. Карбонатно-глинистые породы в отличие от песчаников крайне нестойки к процессам физического выветривания; они разрушаются при механическом воздействии, при резких температурных напряжениях, замораживании и оттаивании.

Алевролиты и аргиллиты обычно переслаиваются с песчаниками или мергелями. Они слабо устойчивы к процессам выветривания и обладают сравнительно небольшими величинами временного сопротивления сжатию и то лишь в сухом состоянии. Мергели преобладают в сложении нижневерхоленской подсвиты и развиты главным образом в Приангарье. Они имеют алевропелитовую структуру, массивную или микрослоистую текстуру и состоят из слюдисто-глинистого материала, кальцита и доломита. В примеси встречаются зерна кварца, полевого шпата. Местами наблюдаются довольно высокие содержания гидроокиси железа. Для толщи характерно наличие линз и прослоев гипса мощностью до 1—2 *м*. Породы по отношению к процессам физического выветривания крайне нестойки. В естественных условиях на них образуются довольно мощные покровы элювиально-делювиальных отложений глинистого и тяжелосуглинистого состава; у подошвы склонов формируются мощные делювиальные толщи, для которых характерны оврагообразование и суффозионно-просадочные явления. В связи с выщелачиванием сульфатно-карбонатных пород развиваются карстовые процессы, ведущие к возникновению бугристо-западинного рельефа и карстовых пустот.

Терригенно-карбонатная и карбонатная формации

Породы этих формаций имеют широкое распространение, особенно в платформенной части области. Это преимущественно палеозойские и частью верхнепротерозойские образования. Породы терригенно-карбонатной формации относятся к полускальным — скальным, карбонатной — к скальным породам.

Полускальные—скальные породы терригенно-карбонатной формации отнесены к двум инженерно-геологическим комплексам: аргиллито-доломито-песчаниково-известняковому и песчаниково-известняково-доломитовому. Первый комплекс включает отложения топорокской свиты девона, устькутской свиты ордовика и илгинской свиты верхнего кембрия. Отложения развиты главным образом в бассейне р. Лены и на Ангаро-Илимском междуречье, частью в бассейнах рек Бирюсы, Чуны, Окн и Ии. Все они имеют платформенный генезис и характеризуются переслаиванием карбонатных и терригенных разностей с преобладанием первых. Среди карбонатных пород преобладают доломиты; содержание в них кальцита составляет 15—20%, кварца 7—8% и полевого шпата 3—4%. Породы часто имеют массивное сложение, толсто- и среднеплитчатую отдельности. Структура их тонко- и микрозернистая; у водорослевых разностей пород девона — полосчатая; встречаются прослои кавернозных и брекчированных пород. Ракушниковые и оолитовые известняки встречаются в виде прослоев и линз. Песчаники образуют в карбонатных породах тонкие горизонты или достаточно хорошо выдержанные пачки мощностью до 50 *м*. По составу песчаники кварцевые и кварцево-полевошпатовые, нередко с доломитовым или кальцитовым цементом. Встречаются довольно крупные зерна кальцита, конкреции глауконита и кристаллы гипса. Структура песчаников псаммитовая или псаммито-алевролитовая, текстура часто массивная.

Наиболее прочными и стойкими породами (табл. 75) являются доломиты и менее стойкими и прочными — известняки. Прочность последних резко снижается при механическом воздействии и они разрушаются при испытании на морозостойкость. Песчаники относительно слабо реагируют на процессы механического размягчения и резкие температурные изменения, но прочность их заметно снижается после 25 циклов замораживания и оттаивания. Некоторые разности песчаников и доломитов обладают высокой устойчивостью по отношению к выветриванию. В рельефе они образуют отвесные, прослеживающиеся на многие километры, уступы и высокие столообразные возвышения. Склоны уступов нередко осложнены отседаниями блоков пород и оползнями (Большаков, 1964; Соколов, 1955; Сахарова, 1950). При их образовании наряду с трещиноватостью пород и гравитационными процессами немалая роль принадлежит карсту. Карстовые явления характерны для многих районов распространения пород описываемого комплекса.

Песчаниково-известняково-доломитовый комплекс объединяет отложения нескольких свит верхнего протерозоя в Восточном Саяне, Прибайкалье и Витимо-Патомском нагорье. По составу это преимущественно доломиты, известняки и песчаники с прослоями глинисто-алевролитовых и углистых сланцев, мергелей, гравелитов и конгломератов. Их физико-технические свойства не изучены. По сравнению с вышеописанными комплексами пород они обладают бóльшей прочностью и устойчивостью к процессам выветривания, о чем может свидетельствовать резкость форм рельефа в местах их распространения, обилие скальных обнажений и преобладание крупноглыбовых продуктов выветривания. Для пород комплекса свойственно развитие карста.

Физико-технические свойства пород терригенно-карбонатной и карбонатной формаций, по данным определений Института земной коры и Иркутского геологического управления

Таблица 75

(„Братское водохранилище", 1963)

Порода и ее возраст	Значение	Объемный вес, г/см³	Удельный вес, г/см³	Пористость, %	Водопоглощение, %	Временное сопротивление сжатию, кГ/см²: в сухом состоянии	в насыщенном водой состоянии	после 25-кратного замораживания	после 15-кратного испытания Na_2SO_4	после 25 циклов резких теплосмен через 0°	Коэффициент размягчаемости	Коэффициент относительной прочности при воздействии суммы физических факторов	Коэффициент прочности по отношению к анизотропии	Количество образцов
Доломиты из усть-кутской свиты нижнего ордовика	Среднее	2,72	2,84	4,23	1,22	957	947	902	733	593	1,0	0,83	0,44	2
Доломитизированные известняки трещиноватые, подверженные выветриванию из усть-кутской свиты нижнего ордовика	Среднее	2,47	2,83	13,0	1,20	585	580	Разрушились	–	–	–	–	–	2
Песчаники массивные, частично выветрелые из усть-кутской свиты нижнего ордовика	Среднее	2,31	2,71	15,0	3,65	612	548	375	–	195	0,89	0,62	0,23	10
	Максимальное	2,53	2,89	18,5	5,57	690	606	384	4,99	357	1,00	0,79	0,31	
	Минимальное	2,20	2,69	12,3	1,91	532	4 0	0	Разрушились после 4 цикла	105	0,73	0,35	0,16	
Доломиты из нижней подсвиты ангарской свиты нижнего кембрия	Среднее	2,75	2,83	1,3	0,91	1436	1572	1011	–	–	0,95	–	–	35
	Максимальное	2,81	2,85	9,1	3,1	1749	1881	1046		–	–	–	–	
	Минимальное	2,70	2,75	1,9	0,59	892	708	958	–	–	–	–	–	
Известняки местами кавернозные из верхней части разреза ангарской свиты нижнего кембрия	Среднее	2,83	2,99	5,51	0,23	1363	1488	842	316	1290	1,0	0,75	0,58	4
Известняки ветрелые, брекчированные, выветрелые из ангарской свиты нижнего кембрия	Среднее	2,67	2,80	4,70	1,18	369	361	292	Разрушились	216	1,0	0,62	0,14	5

Скальные породы карбонатной формации отнесены к двум инженерно-геологическим комплексам: известняковому и доломито-известняковому. Первый включает платформенные образования литвинцевской свиты и ленского яруса нижнего кембрия, второй — переходные от геосинклинали к платформе отложения янгудской и хамсаринской свит кембрия. Преимущественное распространение имеют они в бассейне р. Лены, частью на Витимо-Патомском нагорье и Восточном Саяне. Преобладающее значение в сложении обоих комплексов имеют карбонатные породы (85—90%). Это преимущественно известняки, доломитизированные известняки и доломиты, прослоями встречаются

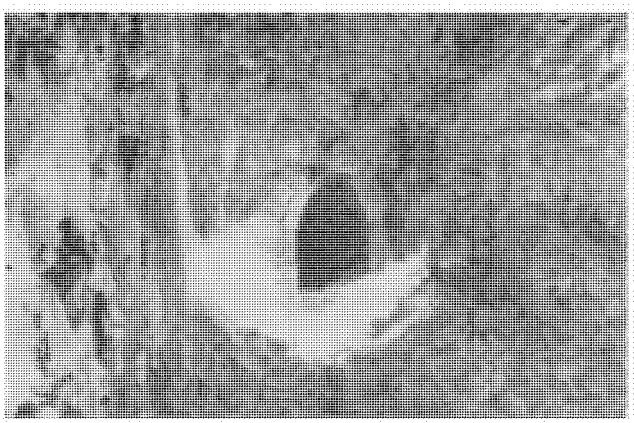


Рис 88 Эворзионный котел в мраморах дербинской свиты нижнего протерозоя в долине р. Дугольмы (Восточный Саян) Фото В М Колосницына, 1962 г

ангидриты, редко мергели. Физико-механические свойства пород изучены еще слабо; какие-либо сведения для отложений литвинцевской свиты и пород переходной зоны отсутствуют. Имеющиеся материалы, характеризующие породы ленского яруса, в последнее время были обобщены в работе «Братское водохранилище» (1963). Эти породы (см. табл. 75) обладают сравнительно высокими величинами временного сопротивления сжатию (1436 и 1363 $кГ/см^2$) и хорошей термостойкостью, но прочность их сильно снижается при 15-кратном насыщении сернокислым натрием. Водорослевые известняки с брекчированной структурой имеют пониженную прочность: они разрушаются после второго-третьего насыщения раствором сернокислого натрия и прочность их уменьшается после резких смен температур (переход температуры через 0°).

Преобладание карбонатных пород в составе описываемого комплекса и их минеральный состав обусловливают активное проявление процессов карстования, способствующих заметным изменениям горных пород. Местами они сильно брекчированы, имеют повышенную пористость и трещиноватость. Пустоты заполнены органическим, глинистым и кремнистым веществом. Породы подвергались вторичному загипсованию.

Эффузивная и эффузивно-осадочная формации

Эффузивный магматизм характерен для горноскладчатой части области. Здесь он проявлялся неоднократно, особенно в докембрии и палеозое. Древние эффузивные образования в настоящее время обычно

настолько сильно видоизменены, что рассматриваются как метаморфические породы. Типичные эффузивы наблюдаются лишь в юго-восточной части Восточного Саяна и в районе г. Слюдянки. Они представлены плиоценовыми плато-базальтами и нижнечетвертичными базальтами долинного типа, мощность которых достигает нескольких сотен метров.

К эффузивно-осадочной формации отнесен комплекс пород верхнего силура — нижнего девона в Восточно-Саянской части бассейна р. Бирюсы. Он представлен здесь эффузивами основного, среднего и кислого состава, перемежающимися с туфами, туфопесчаниками, песчаниками, конгломератами и частично известняками. Мощность отложений эффузивно-осадочной формации в бассейне р. Бирюсы превышает 300 *м*. В настоящее время они сохранились на небольших площадях, обычно на значительных гипсометрических отметках. В хозяйственном отношении территории их распространения не освоены, а инженерно-геологические свойства пород не изучены.

Кроме отмеченных пород, к эффузивно-осадочной формации относится толща туфогенных образований триаса. Они распространены на севере Иркутской области главным образом в бассейне р. Нижней Тунгуски. Их накопление связано с трапповым магматизмом Тунгусской синеклизы. В составе преобладающее значение имеют различные пирокластические породы — туфы, туфобрекчии, туфоагломераты; подчиненное — туфопесчаники и туфоконгломераты. Мощность толщи достигает 250—300 *м*. Для нее характерны фациальная изменчивость, массивное или грубослоистое сложение и мелкоглыбовая, скорлуповатая или шаровая отдельности. Нередко породы обильно инъецированы траппами; обычно они малоустойчивы к процессам выветривания.

Метаморфическая формация

Метаморфизованные породы в Иркутской области распространены в горных сооружениях Восточного Саяна, Прибайкалья и Витимо-Патомского нагорья. Обычно они встречаются в виде обширных полей в комплексе с прорывающими их более или менее значительными по размерам телами интрузивных пород. Их инженерно-геологические свойства определяются в первую очередь степенью метаморфизации и составом, что позволяет выделить три следующих инженерно-геологических комплекса, относящихся к группе скальных пород: слабо метаморфизованных силикатных, метаморфизованных силикатно-карбонатных и сильно метаморфизованных силикатных пород.

Комплекс слабо метаморфизованных силикатных пород объединяет верхнепротерозойские песчаники, алевролиты, сланцы, аргиллиты, конгломераты, кварциты и доломиты, достаточно широко развитые в Восточном Саяне, Прибайкалье и на Витимо-Патомском нагорье. Степень метаморфизма этих пород сравнительно невелика. Обычно она соответствует серицит-хлоритовой фации. Местами породы почти не метаморфизованы. Для отложений характерны: пестрый состав, явно подчиненная роль карбонатных пород и доминирующая терригенных. Их физико-технические свойства не изучены, вероятно, они столь же разнообразны, как и состав. Это, в частности, отражается в довольно пестрой картине проявления процессов выветривания и распределения продуктов выветривания. Последние исключительно тесно связаны с характером пород.

Метаморфизованные силикатно-карбонатные породы представлены мраморами и мраморизованными известняками. В подчиненных количествах развиты различные гнейсы, кварциты и

сланцы. В Восточном Саяне сюда относятся породы слюдянской серии архея, камчадальской и дербинской свит нижнего протерозоя; в Прибайкалье — породы кувайской серии верхнего протерозоя; на Витимо-Патомском нагорье — породы конкудерской и мариинской свит верхнего протерозоя. Они обладают глубокой метаморфизацией и характеризуются обилием включений сульфидов и нередко гранитизацией, значительной окварцованностью силикатных и скарнированием карбонатных пород, наличием многочисленных секущих и пластовых жил и даек магматических пород, а также прожилок кварц-карбонатного состава. Среди кристаллических известняков и мраморов наиболее распространены серые и светло-серые разности, равномернозернистые,



Рис. 89 Кар и осыпи на Джуглымском хребте Восточного Саяна. Фото В М Колосницына, 1962 г.

с тонкими прослоями известняка, обогащенного биотитом, с прожилками кальцита. По этим прослоям и прожилкам порода легко раскалывается на плитки. Гнездами, особенно в контактовых зонах, встречаются включения граната и других минералов; пустоты и каверны выполняют друзы чаще всего кальцита.

Пестрота состава пород комплекса и присутствие среди них карбонатных разностей обусловливает активное течение процессов выветривания (особенно физического выветривания в слое с переходом температур через нуль градусов) и выщелачивания. Это ведет к возникновению россыпей и осыпей, к образованию обвалов и отседаний, иногда к возникновению карстовых пустот.

Физико-механические свойства метаморфических пород силикатно-карбонатного комплекса изучены так же слабо, как и силикатного. Некоторые представления о них дают сведения, помещенные в табл. 76.

Сильно метаморфизованные силикатные породы представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами архейского, нижне- и среднепротерозойского возраста. В подчиненных количествах встречаются прослои и линзы мраморов, туфопесчаников, аргиллитов, иногда конгломератов. Наибольшим распространением пользуются они в Восточном Саяне (бассейн р. Бирюсы, верховья рек Оки, Ии и т. д.), меньшим на Витимо-Патомском нагорье и сравнительно небольшим в Прибайкалье. Комплекс силикатных пород сильно метаморфизован; первоначальные терригенно-эффузивные образования видоизменены до амфиболитовой и зеленокаменной фаций. Породы часто обогащены силлиманитом и

Таблица 76

Результаты физико-механических испытаний силикатных и карбонатных пород

Наименование и место взятия породы	Удельный вес, г/см³	Объемный вес, г/см³	Истинная пористость, %	Водопоглощение, %	Временное сопротивление сжатию, кГ/см²: в воздушно-сухом состоянии — давление, кГ/см²	в воздушно-сухом состоянии — среднее	в насыщенном водой состоянии — давление, кГ/см²	в насыщенном водой состоянии — среднее	После 25-кратного замораживания — давление, кГ/см²	После 25-кратного замораживания — среднее	Источник
Мрамор розовый. Слюдянское месторождение „Буровщина"	2,732	2,709	0,84	0,26	990 825 863,2	926,1	678,4 652,8 583,9	638,8	1000 825,4 780,7	868,6	В. К. Янчуковский, 1950 г.
Мрамор розовый. Слюдянское месторождение „Буровщина"	2,737	2,710	0,99	0,38	853 842,8 554	847,9	679,5 651,2 594,7	641,8	916 848,3 813,9	859,4	То же
Амфиболо-пироксеновый гнейс. Слюдянское месторождение „Буровщина"	3,107	3,079	0,91	0,50	2199,5 1729,5 1379,6	1768,8	2254,5 1953,9 1655,4	1954,6	2356,9 1907,4 1697,0	1987,1	„ „
Амфиболо-пироксеновый гнейс. Слюдянское месторождение „Буровщина"	3,103	3,083	0,65	0,27	2246,7 2263,1 1917,7	2075,8	2427,2 2247,0 2186,8	2420,3	2315,2 1675,5 1529,0	1839,9	„ „
Амфиболо-пироксеновый гнейс. Слюдянское месторождение „Буровщина"	3,101	3,083	0,58	0,30	2615,9 2376,3 1866,6	2286,2	1912,5 1770,8 1231,8	1841,6	1895,3 1891,7 1873,3	1886,7	„ „
Мрамор белый. Слюдянское месторождение „Буровщина"	2,82	2,79	1,1	0,2	1227 1349 1072	1200	618 1150 457	680	357,3 428,7 455,6	589	„ „
Мрамор розовый. Слюдянское месторождение „Буровщина"	2,752	2,723	1,06	0,15 0,16 0,23	633,7 550,5 698,7	624,3	546,3 432,6 437,6	472,1	434,3 648,6 519,2	534,0	„ „
Сланцы. Мамаканская ГЭС	2,82	2,78	2,0	—	—	1080	—	750	—	—	Л. Н. Лещева, 1963 г.
Известняки. Мамаканская ГЭС	2,76	2,73	1,4	—	—	1240	—	1040	—	—	То же

графитом и инъецированы гранитным веществом. Все они несут следы интенсивного механического воздействия, проявляющегося в их сланцеватости и частичном раздроблении. Массивы их усложнены многочисленными тектоническими нарушениями и глубокими трещинами. Все это обусловливает активное течение процессов выветривания, особенно в пределах деятельного слоя, и образование мощных и обширных по площади разноглыбовых россыпей и курумов.

Физико-механические свойства пород изучены главным образом в районах Кругобайкальской железной дороги и Мамаканской ГЭС. Так, по данным В. П. Солоненко (1960), временное сопротивление сжатию (по усредненным цифрам) гнейсов района Кругобайкальской железной дороги составляет 1520—2170 *кГ/см*^{2}; при 50-кратном замораживании их прочность снижается на 21—22%. В районе Мамакана, по данным Скручаева и др. (1959 г.), предел прочности гнейсов при сжатии составил 431—492 *кГ/см*^{2}, объемный вес в сухом состоянии 2657—2672 *кГ/м*^{3}, а износ в барабане Деваля 9,5—11%.

Интрузивные формации

В интрузивной формации выделено два инженерно-геологических комплекса группы скальных пород: сибирские траппы и габбро-диорит-гранитные породы.

Сибирские траппы развиты в восточной и северо-восточной частях Иркутской области, преимущественно в границах бассейнов рек Ангары и Нижней Тунгуски, где они образуют многочисленные пластовые залежи и дайки. По петрографическому составу траппы довольно разнородны, однако в свежем состоянии их физико-механические свойства достаточно близки. Вещественный состав пород оказывает заметное влияние на интенсивность выветривания. Более стойки долериты и диабаз-порфиры, имеющие массивную текстуру и небольшое содержание хлоридов, которые при выветривании легко замещаются гидроокислами железа. Б. М. Владимиров (1963) кору выветривания траппов подразделяет на три зоны: зону просачивания, или дезинтеграции, зону выщелачивания и зону разложения, связывая с ними изменение прочности диабазов и других физико-механических свойств (табл. 77). Средняя величина прочности траппов в зоне просачивания по сравнению со

Таблица 77

Физико-механические свойства траппов
(Б. М. Владимиров, 1963)

Диабазы	Значение	Удельный вес, *г/см*^{3}	Объемный вес, *г/см*^{3}	Пористость, %	Предел прочности при сжатии в сухом состоянии, *кГ/см*^{2}	Число определений
Из зоны не затронутой выветриванием с глубины 71—217 *м*	Среднее	3,09	3,04	1,89	1871	8
	Максимальное	3,18	3,11	3,76	2809	
	Минимальное	3,03	2,96	0,33	1229	
Из зоны просачивания, или дезинтеграции с глубины 7—35 *м*	Среднее	3,05	3,0	1,79	1411	28
	Максимальное	3,16	3,06	1,78	2754	
	Минимальное	2,94	2,93	0,30	635	
Из зоны выщелачивания с глубины 4—10 *м*	Среднее	3,04	2,98	2,02	1055	11
	Максимальное	3,07	3,01	8,30	1850	
	Минимальное	2,98	2,95	0,30	685	

свежими образцами снижается на 25%, а в зоне выщелачивания — более чем на 40%. В зоне разложения первичная текстура и структура породы нарушаются. Траппы рассыпаются на дресву и щебень, обогащенные глинистыми продуктами выветривания. Степень выветрелости траппов и мощность зон выветривания могут изменяться в значительных пределах. Так, по Б. М. Владимирову, мощность зоны их разложения колеблется от 0,5 до 5 *м*, а средняя скорость выветривания составляет 0,03 *мм/год*. В целом интенсивность выветривания и глубина его проникновения у траппов несравненно меньше, чем у осадочных пород. Поэтому массивы траппов образуют выступающие на общем фоне возвышения или столообразные междуречья, бронированные пластовыми интрузиями. Ряд таких возвышений непрерывной цепью прослеживается от г. Нижнеудинска до Братска и далее на северо-восток.

На участках, где речные долины прорезают трапповые залежи и дайки, в руслах наблюдается резкое оживление глубинной эрозии. Этим участкам сопутствуют перекаты, шиверы, пороги, иногда водопады (Уковский водопад и др.). Суженные участки русла почти сразу переходят в крутые скалистые склоны, усеянные осыпями грубообломочного материала и усложненные вертикальными зияющими трещинами, которые расчленяют трапповые массивы на блоки. При наличии благоприятных условий это способствует образованию оползней и отседаний склонов.

В суженных участках речных долин и в периферийных частях трапповых залежей бронирующих столообразные возвышенные междуречья, процессы выветривания протекают наиболее активно, тогда как во внутренних частях массивов они развиваются слабо и проникают на небольшую глубину. Именно поэтому крупные трапповые массивы обычно являются исключительно плохими коллекторами подземных вод.

Траппы, обладая высокой прочностью и благоприятными физико-техническими свойствами в совокупности с морфологическими особенностями слагаемых ими форм рельефа, могут использоваться как основания для плотин и некоторых других ответственных инженерных сооружений. В этом отношении накоплен уже значительный опыт строительства (Гидропроект и др.), особенно при создании Братско-Тайшетского промышленного комплекса.

Габбро-диорит-гранитный комплекс пород в отличие от сибирских траппов развит в пределах всего горноскладчатого обрамления платформы. Эти породы образуют то небольшие штоки и секущие жильные тела, то массивы, занимающие значительные площади. По составу это преимущественно граниты, диориты, габбро; подчиненное значение имеют пироксены, пегматиты, порфириты и другие породы. Все они в свежем состоянии характеризуются высокими значениями временного сопротивления на сжатие (табл. 78) и большой морозостойкостью. Так, при исследовании грунтов Кругобайкальской железной дороги было установлено, что при 50-кратном замораживании плотность гранитов и гранито-гнейсов снижалась лишь до 18—19%, тогда как известняков и мраморов — до 35%, а гравелистых песчаников — до 43% (Солоненко, 1960). Это имеет существенное значение, поскольку горные районы, в пределах которых развит описываемый комплекс, характеризуются благоприятными условиями для развития процессов морозного выветривания.

Скорость выветривания пород описываемого комплекса по сравнению с другими также оказывается минимальной. Например, по данным Геологической службы Дорпроекта Восточно-Сибирской железной дороги в полувыемках участка железнодорожной линии Иркутск —

Таблица 78

Среднее временное сопротивление пород сжатию ($кГ/см^2$)
(Солоненко, 1960)

Породы	Максимальное	Минимальное	Среднее	Количество образцов
Граниты крупнозернистые, богатые цветными минералами	2000	1000	1350	84
То же бедные цветными минералами	2100	1060	1580	83
Граниты мелкозернистые, богатые цветными минералами	2340	1120	1570	55
То же, бедные цветными минералами	2450	1210	1790	80
Гнейсы, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, богатые цветными минералами	2100	820	1520	86
То же, бедные цветными минералами	3300	1200	2170	39
Диорит	2450	800	1490	44
Диабаз	3580	1800	2460	41
Порфириты	3780	1290	2240	33
Граниты	1850	860	1490	20

Слюдянка за 30 лет образовался слой элювия на скальном основании *диабазов мощностью* 0,4 *м и гранитов* — 0,7 *м*. На *известняках* его мощность составила 1,2 *м* и на тонкослоистых песчаниках — до 2,7 *м*. В процессе выветривания изменяется и химический состав пород за счет уменьшения содержания SiO_2 и повышения Al_2O_3 и Fe_2O_3. Трещиноватость коры выветривания в гранитах и гранито-гнейсах прослеживается обычно до глубины 10—15 *м* и составляет 2,65—4,67%.

Приведенное описание формаций и инженерно-геологических комплексов поверхностных отложений и пород коренной основы показывает основные закономерности их распространения и разнообразие связанных с ними физико-геологических процессов и явлений. Последние при инженерно-геологической оценке территории имеют большое значение Поэтому в соответствующих главах (4, 17) приведена более детальная характеристика важнейших физико-геологических процессов и явлений.

Глава 17

■

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ

Карст, мерзлота и сейсмичность в условиях Иркутской области являются региональными инженерно-геологическими явлениями. Карст и мерзлота, как играющие существенную роль в формировании и режиме подземных вод, описаны в одной из вводных глав к специальной гидрогеологической части тома (глава 4). Процессы выветривания и стойкость к их агентам пород различных формаций рассматриваются в главе 16. В настоящей главе описываются сейсмичность, обвалы, сели и другие явления и процессы.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

По югу Иркутской области протягивается краевая зона Монголо-Байкальского сейсмического пояса. Однако наиболее активные сейсмогенные его структуры лежат за ее границами, на территории Бурятской АССР и Читинской области (Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1960; Тресков, Пшенников, 1961; Солоненко, 1962, 1963; Флоренсов, 1964). Исключение представляют южное и северо-западное побережья Байкала, где проходят разломы Обручева и Черского (Приморского). Высокая сейсмическая активность их подтверждается как инструментальными наблюдениями над современными землетрясениями, так и следами катастрофических землетрясений недавнего прошлого (Солоненко, 1962, 1963, 1965а; Хромовских, 1963а, б). Менее активна в настоящее время зона Главного Саянского разлома.

К территории Иркутской области тяготеет лишь юго-западная часть разлома Черского. Видимая амплитуда сброса уменьшается от приустьевой части р. Снежной к Утуликской предгорной равнине приблизительно с 1300 до 900 *м*, а близ Слюдянки — до 100 *м*. Разлом Черского состоит из прерывистой системы кулисообразно расположенных сбросов. Главная трасса разломов осложнена поперечными и диагональными разломами с видимой амплитудой вертикального смещения от 100 до 500 *м*. Они создают поперечные или диагональные к Главному сбросу горсто- и грабенообразные структуры.

На участках видимого перерыва сброса Черского поперечными структурами концентрируются эпицентры землетрясений. В этом отношении особого внимания заслуживает Снежнинский подводный грабен, окаймленный сбросами, с амплитудой 400—500 *м*: на его ограничения ложится более 15 эпицентров ощутимых и сильных землетрясений, в том числе шесть эпицентров землетрясений интенсивностью до 7—8 баллов, происшедших 11—12 апреля 1902 г. Эти землетрясения охватили значительную площадь Восточной Сибири. Сила сейсмического

удара в г. Иркутске 12 апреля 1902 г. достигала 5—6 баллов. Чрезвычайно высокую сейсмическую активность зона разлома Черского имеет к северо-востоку от границы Иркутской области (Солоненко, 1964б). При последнем сильном землетрясении (29 марта 1959 г., 9 баллов) дно Байкала в эпицентре опустилось на 10—15 *м* (Солоненко, Тресков, 1960).

Статистических данных о катастрофических землетрясениях у южной оконечности Байкала нет, но сейсмогенные структуры, выявленные в последние годы на северном склоне Хамар-Дабана, показывают, что в недалеком прошлом (сотни и первые тысячи лет тому назад) здесь происходили землетрясения интенсивностью до 10—11 баллов. Полоса сейсмогенных структур (современные сбросы, грабены, гравитационно-тектонические клинья и др.) протягивается вдоль Байкала в высокогорной части Хамар-Дабана. У сейсмотектонических структур опущены нагорные крылья, а не обращенные к озеру. Это является показателем происходящей в настоящее время перестройки неотектонических структур. По этому признаку можно предположить, что привершинная часть Хамар-Дабанского свода поднялась в доголоценовое время выше точки своего изостатического равновесия и в настоящее время стала проваливаться.

Одна из сейсмогенных структур, выявленных в Хамар-Дабане, возможно, образовалась при землетрясении 8 марта 1829 г. Землетрясение было несколько сильнее в Иркутске (8 баллов), чем в Кяхте, и значительно слабее в Верхнеудинске (Улан-Удэ) и Тунке, поэтому можно предположить, что эпицентр землетрясения находился на северном склоне Хамар-Дабана. О силе этого землетрясения свидетельствуют размеры охваченной им площади (Нижнеудинский, Иркутский, Верхнеудинский, Нерчинский округа, Монголия), а также предшествовавшие и последующие события: первые его предвестники были зафиксированы 24 февраля. В Иркутске землетрясения ощущались ежедневно с 8 по 19 марта по 3—4 раза в сутки и несколько реже — до 3 апреля 1829 г.

В районе пос. Култука зоны разломов Черского и Обручева, по-видимому, сливаются. Кроме их планового сближения, на это указывают икс-разломы, «просвечивающие» на дне Култукского залива.

Обручевский сброс почти на всем своем протяжении выражен чрезвычайно резко. От Култукского залива до Селенгинской перемычки он протягивается единым очень крутым уступом, обрывающимся от бровки абразионной площади до глубины 1000—1400 *м* и более. Обручевский сброс срезает Ангарский надвиг, что наряду с морфологической сохранностью главного сместителя является показателем его недавнего омоложения. Современную подвижность разлома подтверждают многие геолого-геоморфологические данные, в том числе приуроченность к нему ряда сейсмогенных структур (Приморская, Красноярская, Рита, Шартла, Кедровые и др.), возраст которых от первых сотен до первых тысяч лет (Флоренсов, 1960; Солоненко, 1962б; Хромовских, 1963в). Обручевский сброс или его сопутствующие разломы секут современные конусы выноса ряда рек (Рита, Шартлай, на мысе Солонцовом и др.).

Несмотря на молодость и резкую выраженность разлома в современном рельефе, как в подводной, так и в надводной части Байкальского склона, активность его в XX столетии не так уж велика: с ним, по-видимому, связаны эпицентры землетрясений 7 января 1909 г. (6—7 баллов) и 12 апреля 1912 г. (6 баллов) у ст. Маритуи, 22 мая 1912 г. у пос. Култука (7 баллов). По инструментальным определениям к Обручевскому разлому тяготеют эпицентры землетрясений

6 мая 1931 г. (Северное Приольхонье, 7 баллов) и 6 августа 1931 г. (район мыса Котельниковского, 8 баллов). Значительная концентрация эпицентров слабых землетрясений (5 баллов и менее), определенных инструментально, наблюдается в месте сочленения Обручевского сброса с поперечным непротяженным разломом, ограничивающим с востока поле юрских отложений автохтона Ангарского надвига.

По Обручевскому сбросу проходит резко выраженная северо-западная граница Байкальского сектора Монголо-Байкальского сейсмического пояса. За систему его разрывов в сторону платформы выходят лишь единичные эпицентры слабых землетрясений *. Все это свидетельствует о вертикальном или круто наклоненном в сторону озера положении смесителя разлома.

На чрезвычайно высокую сейсмическую активность Обручевского сброса в недавнем прошлом указывают свежие сейсмогенные тектонические рвы шириной до 30—35 *м* и глубиной до 15—20 *м* и грандиозные сбросо-обвалы (сейсмогравитационные тектонические клинья) на восточном склоне Байкальского хребта. Крупнейший сбросо-обвал — структура Шартлай представляет собой копию структуры Битут, образовавшейся 4 декабря 1957 г. в Гобийском Алтае при 11—12-балльном землетрясении (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). Однако структура Шартлай более чем в два раза превосходит последнюю и протяженностью (около 7 *км*), и амплитудой максимального вертикального смещения (до 880 *м*). Грандиозность этой структуры дает основание предполагать, что в связи с развитием Обручевского сброса случались землетрясения сильнее Гоби-Алтайского.

Сейсмоактивность зоны Главного Саянского разлома инструментально изучена весьма слабо, а сейсмогеологически совершенно не изучалась. По имеющимся сейсмостатистическим материалам, сейсмически активной представляется его юго-восточная часть, протягивающаяся к Байкалу от области схождения Главного Саянского и оперяющих его Бирюсинского и Кижи-Хемского разломов (Ия-Окинское междуречье). Трасса Кижи-Хемского разлома проходит от Главного Саянского разлома в субширотном направлении к западу (в сторону Тувы). Структурное значение его пока не ясно, но он является естественной северной границей сейсмически высокоактивной части Восточного Саяна; к северу от этого разлома пока не зарегистрировано ни одного достоверного эпицентра землетрясения, в том числе близ северо-западной части Главного Саянского и Бирюсинского разломов.

Активность юго-восточной части Главного Саянского разлома подтверждается двумя эпицентрами сильных землетрясений (5 января 1908 г., 7 баллов; 9 ноября 1924 г., 6 баллов) и несколькими десятками эпицентров слабых (5 баллов и ниже) землетрясений. Экспедицией Института физики Земли (Пучков, Хованова, 1960) на 150-километровом отрезке разлома между р. Китоем и Бельскими гольцами за 9 месяцев было зарегистрировано свыше 20 эпицентров землетрясений, в том числе одно силой 5—6 баллов. Имеется много устных сообщений, что в районах пересечения Главным Саянским разломом долин рек Большой Белой, Урика, Китоя часто случаются сильные землетрясения, однако сейсмической станцией «Иркутск» они не регистрируются или регистрируются как слабые толчки. Возможно, что системе Саян-

* Большая часть таких эпицентров удалена от линии разлома на расстояние меньше вероятной погрешности в определении, т. е. выход их из зоны разлома может быть мнимым. На севере часть землетрясений, возможно, связана с разломами, протягивающимися по западному склону хребта Байкальского в горной Ульканской линеиной впадине Эти разломы недавнего обновления, по данным предварительного обследования, представляются веротяными сейсмическими структурами.

ского разлома присущи землетрясения с близповерхностными очагами. Есть также указания, что в бассейне р. Китоя в зоне Саянского разлома имеют место мощные зияющие трещины предположительно сейсмотектонического происхождения.

Несмотря на скудность сейсмостатического и сейсмогеологического материала, сейсмическая активность юго-восточной части Главного Саянского разлома в настоящее время считается доказанной; неясным остается лишь верхний уровень активности, хотя вероятность местных разрушительных землетрясений здесь несомненна.

На северо-востоке высокоактивный сейсмический пояс отходит от границы Иркутской области. Хотя от Обручевского сброса в Северо-Байкальское нагорье продолжается система глубинных разломов и сводовых поднятий, а само нагорье относится к областям новейшего горообразования с высокими градиентами неотектонических движений, высокоактивная часть Байкальского сейсмического пояса в нагорье не заходит, а резко отклоняется от него к востоку. Эпицентры сильных землетрясений тяготеют здесь к региональным разломам, ограничивающим впадины Байкальского типа, или к эмбриональным их формам. К одной из последних были приурочен эпицентр Муйского землетрясения, сильнейшего (10 баллов) в Восточной Сибири за последнее столетие (Солоненко и др., 1958; Курушин, 1963; Солоненко, 1965). Сила этого землетрясения достигала в Бодайбинском районе 8 баллов, в Мамско-Чуйском — 7 баллов, в Киренском — 6 баллов.

На территории северных районов Иркутской области — в Северо-Байкальском и Витимо-Патомском нагорьях — до настоящего времени известны лишь немногочисленные эпицентры слабых (менее 6 баллов) землетрясений. Малое число эпицентров и низкая точность их определения (вследствие удаленности сейсмических станций) не позволяют еще выяснить связь землетрясений в этом районе с конкретными геологическими структурами. Сравнительно низкий уровень сейсмической активности собственно Патомского нагорья согласуется с известным в настоящее время неотектоническим его развитием. Что же касается Делюн-Уранского хребта и Северо-Байкальского нагорья, то низкая их сейсмическая активность может оказаться мнимой. В частности, не исключено, что эпицентры сильных землетрясений 1827, 1856, 1937 гг. и др., сведения о которых поступали лишь из Киренска, находились в Северо-Байкальском нагорье. Безлюдность этих районов и их удаленность от сейсмических станций до недавнего времени препятствовали накоплению сейсмостатистического материала. Поэтому об их сейсмической активности можно говорить лишь предположительно.

Конечно, не следует делать заключения, что все землетрясения связаны с крупными разломами, выраженными геологически и геоморфологически на поверхности Земли. Причиной землетрясений могут быть не только движения по разрывам (в том числе и «слепым»), но и, например, фазовые переходы внутрикорового и подкорового вещества. Однако в Байкальском сейсмическом поясе большинство сильных землетрясений имеет несомненную связь с зонами крупных региональных разломов. Правда, сам факт существования последних, даже с явными признаками неотектонического обновления, еще не является показателем современной высокой их сейсмической активности. В последние годы подмечена на первый взгляд парадоксальная особенность: большинство сильных землетрясений и наиболее молодых палеосейсмодислокаций — следов недавних сейсмических катастроф, приурочено не к наиболее крупным, отчетливо трассированным, геоморфологически резко выраженным разрывам, а к прерывистым, геоморфологически недооформившимся зонам разломов с кулисообразным и эшелонирован-

ным расположением отдельных разрывов. Это и ряд других признаков показывают, что в настоящее время происходит перестройка развития неотектонических структур, в частности происходит разрушение положительных неотектонических структур и заложение в их тела отрицательных форм рельефа.

В последние годы изучен механизм многих землетрясений как сейсмогеологическими (Солоненко, 1962б, 1964б), так и сейсмологическими методами (Введенская и Балакина, 1960; Мишарина, 1964). При этом установлено, что в Байкальской сейсмической зоне при землетрясениях преобладают вертикальные смещения — нормальные сбросы или сбросо-сдвиги с преобладанием сбросовой компоненты над сдвиговой, связанные с растяжением земной коры в полосе Байкальской системы рифтов (Солоненко, 1964б). В этом заключается особенность Байкальского сейсмического пояса. Если почти для всех сейсмических районов СССР горизонтально ориентированные напряжения, перпендикулярные новейшим геологическим структурам, являются сжимающими, то в Прибайкалье они растягивающие, а напряжения сжатия близки к вертикали. Очаги всех землетрясений находятся в пределах земной коры, глубина их колеблется почти от 0 до 40 *км*, средняя — около 25 *км* (Тресков, 1964).

Синтезом всего имеющегося сейсмостатистического, сейсмогеологического и сейсмологического материала является карта сейсмического районирования (рис. 90). На территории Иркутской области выделяются районы с вероятной интенсивностью землетрясений до 10 баллов и выше. От горноскладчатой области в сторону платформы вероятная интенсивность землетрясений последовательно снижается, и северо-западные и северные районы области практически асейсмичны. Район с вероятной силой землетрясений до 10 баллов и выше занимает небольшую, но экономически важную площадь по северо-западному и южному побережьям Байкала.

Сейсмогеологические исследования последних лет показали, что при линейных сейсмогенерирующих структурах (сбросы, сбросо-сдвиги и т. п.) зона 10-балльного землетрясения вытягивается узкой полосой вдоль сейсмогенных дислокаций. Ширина зоны порядка 4 *км* на активном крыле и 2—3 *км* на пассивном крыле структуры. При блоковых сейсмогенных структурах (типа грабенов и горстов) сила ударов по поверхности перемещающейся структуры распределяется неравномерно, но изменение ее по площади не поддается учету. В сторону от разломов, ограничивающих блоковую структуру, сила сотрясения быстро затухает и даже при 11—12-балльных землетрясениях большей частью уже в 1—2 *км* от сместителей понижается до 10—9 баллов. В 10-балльном районе при детальных исследованиях могут быть выделены участки с расчетной силой землетрясений 9 баллов, однако это не относится к районам с блоковыми сейсмогенными структурами (Солоненко, 1963).

В 10-балльном районе оказался г. Байкальск, строительство которого началось без предварительного сейсмогеологического обследования площадки. Площадка в разрезе представляет собой тектоническую депрессию глубиной более 500 *м*, выполненную кайнозойскими осадками. Депрессия заложена в теле Муринско-Утуликского треугольного тектонического блока. Она ограничена с северо-востока сбросом Черского с видимой амплитудой вертикального смещения порядка 900—1000 *м*, с юго-запада — верхнечетвертичным сбросом с предполагаемой амплитудой вертикального смещения более 500 *м*, с северо-запада и юго-востока — поперечными разломами с признаками недавного (сотни лет) обновления в связи с катастрофическими землетрясениями. Благо-

Рис. 40. Карта сейсмичности Иркутской области. Составил В. П. Солоненко, 1964 г.

Сейсмически активные районы с ожидаемыми землетрясениями силой 7—8—9—10 и 10—11—12 баллов в эпицентральной области. Цифры около кружков — глубина очагов землетрясений (в км). Цифры около изолиний — количество землетрясений, приходящихся на 1 км² площади в год. Цифры около стрелок — скорость движения земной коры (в мм/год) по данным повторных геодезических измерений. 1 — 7—8—9 баллов; 2 — 8—9—10 баллов; 3 — 9—10—11 баллов; 4 — 10—11—12 баллов; 5 — границы Иркутской области; 6 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 7 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 8 — границы Аларского национального округа; 9 — границы Боханского национального округа; 10 — границы Нукутского национального округа; 11 — границы Осинского национального округа; 12 — границы Тулунского национального округа; 13 — границы Черемховского национального округа; 14 — границы Чунского национального округа; 15 — границы Шелеховского национального округа; 16 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 17 — границы Ангарского национального округа; 18 — границы Братского национального округа; 19 — границы Иркутского национального округа; 20 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 21 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 22 — границы Аларского национального округа; 23 — границы Боханского национального округа; 24 — границы Нукутского национального округа; 25 — границы Осинского национального округа; 26 — границы Тулунского национального округа; 27 — границы Черемховского национального округа; 28 — границы Чунского национального округа; 29 — границы Шелеховского национального округа; 30 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 31 — границы Ангарского национального округа; 32 — границы Братского национального округа; 33 — границы Иркутского национального округа; 34 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 35 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 36 — границы Аларского национального округа; 37 — границы Боханского национального округа; 38 — границы Нукутского национального округа; 39 — границы Осинского национального округа; 40 — границы Тулунского национального округа; 41 — границы Черемховского национального округа; 42 — границы Чунского национального округа; 43 — границы Шелеховского национального округа; 44 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 45 — границы Ангарского национального округа; 46 — границы Братского национального округа; 47 — границы Иркутского национального округа; 48 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 49 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 50 — границы Аларского национального округа; 51 — границы Боханского национального округа; 52 — границы Нукутского национального округа; 53 — границы Осинского национального округа; 54 — границы Тулунского национального округа; 55 — границы Черемховского национального округа; 56 — границы Чунского национального округа; 57 — границы Шелеховского национального округа; 58 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 59 — границы Ангарского национального округа; 60 — границы Братского национального округа; 61 — границы Иркутского национального округа; 62 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 63 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 64 — границы Аларского национального округа; 65 — границы Боханского национального округа; 66 — границы Нукутского национального округа; 67 — границы Осинского национального округа; 68 — границы Тулунского национального округа; 69 — границы Черемховского национального округа; 70 — границы Чунского национального округа; 71 — границы Шелеховского национального округа; 72 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 73 — границы Ангарского национального округа; 74 — границы Братского национального округа; 75 — границы Иркутского национального округа; 76 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 77 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 78 — границы Аларского национального округа; 79 — границы Боханского национального округа; 80 — границы Нукутского национального округа; 81 — границы Осинского национального округа; 82 — границы Тулунского национального округа; 83 — границы Черемховского национального округа; 84 — границы Чунского национального округа; 85 — границы Шелеховского национального округа; 86 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 87 — границы Ангарского национального округа; 88 — границы Братского национального округа; 89 — границы Иркутского национального округа; 90 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 91 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 92 — границы Аларского национального округа; 93 — границы Боханского национального округа; 94 — границы Нукутского национального округа; 95 — границы Осинского национального округа; 96 — границы Тулунского национального округа; 97 — границы Черемховского национального округа; 98 — границы Чунского национального округа; 99 — границы Шелеховского национального округа; 100 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 101 — границы Ангарского национального округа; 102 — границы Братского национального округа; 103 — границы Иркутского национального округа; 104 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 105 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 106 — границы Аларского национального округа; 107 — границы Боханского национального округа; 108 — границы Нукутского национального округа; 109 — границы Осинского национального округа; 110 — границы Тулунского национального округа; 111 — границы Черемховского национального округа; 112 — границы Чунского национального округа; 113 — границы Шелеховского национального округа; 114 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 115 — границы Ангарского национального округа; 116 — границы Братского национального округа; 117 — границы Иркутского национального округа; 118 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 119 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 120 — границы Аларского национального округа; 121 — границы Боханского национального округа; 122 — границы Нукутского национального округа; 123 — границы Осинского национального округа; 124 — границы Тулунского национального округа; 125 — границы Черемховского национального округа; 126 — границы Чунского национального округа; 127 — границы Шелеховского национального округа; 128 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 129 — границы Ангарского национального округа; 130 — границы Братского национального округа; 131 — границы Иркутского национального округа; 132 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 133 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 134 — границы Аларского национального округа; 135 — границы Боханского национального округа; 136 — границы Нукутского национального округа; 137 — границы Осинского национального округа; 138 — границы Тулунского национального округа; 139 — границы Черемховского национального округа; 140 — границы Чунского национального округа; 141 — границы Шелеховского национального округа; 142 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 143 — границы Ангарского национального округа; 144 — границы Братского национального округа; 145 — границы Иркутского национального округа; 146 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 147 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 148 — границы Аларского национального округа; 149 — границы Боханского национального округа; 150 — границы Нукутского национального округа; 151 — границы Осинского национального округа; 152 — границы Тулунского национального округа; 153 — границы Черемховского национального округа; 154 — границы Чунского национального округа; 155 — границы Шелеховского национального округа; 156 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 157 — границы Ангарского национального округа; 158 — границы Братского национального округа; 159 — границы Иркутского национального округа; 160 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 161 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 162 — границы Аларского национального округа; 163 — границы Боханского национального округа; 164 — границы Нукутского национального округа; 165 — границы Осинского национального округа; 166 — границы Тулунского национального округа; 167 — границы Черемховского национального округа; 168 — границы Чунского национального округа; 169 — границы Шелеховского национального округа; 170 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 171 — границы Ангарского национального округа; 172 — границы Братского национального округа; 173 — границы Иркутского национального округа; 174 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 175 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 176 — границы Аларского национального округа; 177 — границы Боханского национального округа; 178 — границы Нукутского национального округа; 179 — границы Осинского национального округа; 180 — границы Тулунского национального округа; 181 — границы Черемховского национального округа; 182 — границы Чунского национального округа; 183 — границы Шелеховского национального округа; 184 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 185 — границы Ангарского национального округа; 186 — границы Братского национального округа; 187 — границы Иркутского национального округа; 188 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 189 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 190 — границы Аларского национального округа; 191 — границы Боханского национального округа; 192 — границы Нукутского национального округа; 193 — границы Осинского национального округа; 194 — границы Тулунского национального округа; 195 — границы Черемховского национального округа; 196 — границы Чунского национального округа; 197 — границы Шелеховского национального округа; 198 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 199 — границы Ангарского национального округа; 200 — границы Братского национального округа; 201 — границы Иркутского национального округа; 202 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 203 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 204 — границы Аларского национального округа; 205 — границы Боханского национального округа; 206 — границы Нукутского национального округа; 207 — границы Осинского национального округа; 208 — границы Тулунского национального округа; 209 — границы Черемховского национального округа; 210 — границы Чунского национального округа; 211 — границы Шелеховского национального округа; 212 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 213 — границы Ангарского национального округа; 214 — границы Братского национального округа; 215 — границы Иркутского национального округа; 216 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 217 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 218 — границы Аларского национального округа; 219 — границы Боханского национального округа; 220 — границы Нукутского национального округа; 221 — границы Осинского национального округа; 222 — границы Тулунского национального округа; 223 — границы Черемховского национального округа; 224 — границы Чунского национального округа; 225 — границы Шелеховского национального округа; 226 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 227 — границы Ангарского национального округа; 228 — границы Братского национального округа; 229 — границы Иркутского национального округа; 230 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 231 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 232 — границы Аларского национального округа; 233 — границы Боханского национального округа; 234 — границы Нукутского национального округа; 235 — границы Осинского национального округа; 236 — границы Тулунского национального округа; 237 — границы Черемховского национального округа; 238 — границы Чунского национального округа; 239 — границы Шелеховского национального округа; 240 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 241 — границы Ангарского национального округа; 242 — границы Братского национального округа; 243 — границы Иркутского национального округа; 244 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 245 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 246 — границы Аларского национального округа; 247 — границы Боханского национального округа; 248 — границы Нукутского национального округа; 249 — границы Осинского национального округа; 250 — границы Тулунского национального округа; 251 — границы Черемховского национального округа; 252 — границы Чунского национального округа; 253 — границы Шелеховского национального округа; 254 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 255 — границы Ангарского национального округа; 256 — границы Братского национального округа; 257 — границы Иркутского национального округа; 258 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 259 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 260 — границы Аларского национального округа; 261 — границы Боханского национального округа; 262 — границы Нукутского национального округа; 263 — границы Осинского национального округа; 264 — границы Тулунского национального округа; 265 — границы Черемховского национального округа; 266 — границы Чунского национального округа; 267 — границы Шелеховского национального округа; 268 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 269 — границы Ангарского национального округа; 270 — границы Братского национального округа; 271 — границы Иркутского национального округа; 272 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 273 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 274 — границы Аларского национального округа; 275 — границы Боханского национального округа; 276 — границы Нукутского национального округа; 277 — границы Осинского национального округа; 278 — границы Тулунского национального округа; 279 — границы Черемховского национального округа; 280 — границы Чунского национального округа; 281 — границы Шелеховского национального округа; 282 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 283 — границы Ангарского национального округа; 284 — границы Братского национального округа; 285 — границы Иркутского национального округа; 286 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 287 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 288 — границы Аларского национального округа; 289 — границы Боханского национального округа; 290 — границы Нукутского национального округа; 291 — границы Осинского национального округа; 292 — границы Тулунского национального округа; 293 — границы Черемховского национального округа; 294 — границы Чунского национального округа; 295 — границы Шелеховского национального округа; 296 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 297 — границы Ангарского национального округа; 298 — границы Братского национального округа; 299 — границы Иркутского национального округа; 300 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 301 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 302 — границы Аларского национального округа; 303 — границы Боханского национального округа; 304 — границы Нукутского национального округа; 305 — границы Осинского национального округа; 306 — границы Тулунского национального округа; 307 — границы Черемховского национального округа; 308 — границы Чунского национального округа; 309 — границы Шелеховского национального округа; 310 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 311 — границы Ангарского национального округа; 312 — границы Братского национального округа; 313 — границы Иркутского национального округа; 314 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 315 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 316 — границы Аларского национального округа; 317 — границы Боханского национального округа; 318 — границы Нукутского национального округа; 319 — границы Осинского национального округа; 320 — границы Тулунского национального округа; 321 — границы Черемховского национального округа; 322 — границы Чунского национального округа; 323 — границы Шелеховского национального округа; 324 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 325 — границы Ангарского национального округа; 326 — границы Братского национального округа; 327 — границы Иркутского национального округа; 328 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 329 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 330 — границы Аларского национального округа; 331 — границы Боханского национального округа; 332 — границы Нукутского национального округа; 333 — границы Осинского национального округа; 334 — границы Тулунского национального округа; 335 — границы Черемховского национального округа; 336 — границы Чунского национального округа; 337 — границы Шелеховского национального округа; 338 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 339 — границы Ангарского национального округа; 340 — границы Братского национального округа; 341 — границы Иркутского национального округа; 342 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 343 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 344 — границы Аларского национального округа; 345 — границы Боханского национального округа; 346 — границы Нукутского национального округа; 347 — границы Осинского национального округа; 348 — границы Тулунского национального округа; 349 — границы Черемховского национального округа; 350 — границы Чунского национального округа; 351 — границы Шелеховского национального округа; 352 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 353 — границы Ангарского национального округа; 354 — границы Братского национального округа; 355 — границы Иркутского национального округа; 356 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 357 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 358 — границы Аларского национального округа; 359 — границы Боханского национального округа; 360 — границы Нукутского национального округа; 361 — границы Осинского национального округа; 362 — границы Тулунского национального округа; 363 — границы Черемховского национального округа; 364 — границы Чунского национального округа; 365 — границы Шелеховского национального округа; 366 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 367 — границы Ангарского национального округа; 368 — границы Братского национального округа; 369 — границы Иркутского национального округа; 370 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 371 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 372 — границы Аларского национального округа; 373 — границы Боханского национального округа; 374 — границы Нукутского национального округа; 375 — границы Осинского национального округа; 376 — границы Тулунского национального округа; 377 — границы Черемховского национального округа; 378 — границы Чунского национального округа; 379 — границы Шелеховского национального округа; 380 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 381 — границы Ангарского национального округа; 382 — границы Братского национального округа; 383 — границы Иркутского национального округа; 384 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 385 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 386 — границы Аларского национального округа; 387 — границы Боханского национального округа; 388 — границы Нукутского национального округа; 389 — границы Осинского национального округа; 390 — границы Тулунского национального округа; 391 — границы Черемховского национального округа; 392 — границы Чунского национального округа; 393 — границы Шелеховского национального округа; 394 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 395 — границы Ангарского национального округа; 396 — границы Братского национального округа; 397 — границы Иркутского национального округа; 398 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 399 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 400 — границы Аларского национального округа; 401 — границы Боханского национального округа; 402 — границы Нукутского национального округа; 403 — границы Осинского национального округа; 404 — границы Тулунского национального округа; 405 — границы Черемховского национального округа; 406 — границы Чунского национального округа; 407 — границы Шелеховского национального округа; 408 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 409 — границы Ангарского национального округа; 410 — границы Братского национального округа; 411 — границы Иркутского национального округа; 412 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 413 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 414 — границы Аларского национального округа; 415 — границы Боханского национального округа; 416 — границы Нукутского национального округа; 417 — границы Осинского национального округа; 418 — границы Тулунского национального округа; 419 — границы Черемховского национального округа; 420 — границы Чунского национального округа; 421 — границы Шелеховского национального округа; 422 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 423 — границы Ангарского национального округа; 424 — границы Братского национального округа; 425 — границы Иркутского национального округа; 426 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 427 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 428 — границы Аларского национального округа; 429 — границы Боханского национального округа; 430 — границы Нукутского национального округа; 431 — границы Осинского национального округа; 432 — границы Тулунского национального округа; 433 — границы Черемховского национального округа; 434 — границы Чунского национального округа; 435 — границы Шелеховского национального округа; 436 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 437 — границы Ангарского национального округа; 438 — границы Братского национального округа; 439 — границы Иркутского национального округа; 440 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 441 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 442 — границы Аларского национального округа; 443 — границы Боханского национального округа; 444 — границы Нукутского национального округа; 445 — границы Осинского национального округа; 446 — границы Тулунского национального округа; 447 — границы Черемховского национального округа; 448 — границы Чунского национального округа; 449 — границы Шелеховского национального округа; 450 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 451 — границы Ангарского национального округа; 452 — границы Братского национального округа; 453 — границы Иркутского национального округа; 454 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 455 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 456 — границы Аларского национального округа; 457 — границы Боханского национального округа; 458 — границы Нукутского национального округа; 459 — границы Осинского национального округа; 460 — границы Тулунского национального округа; 461 — границы Черемховского национального округа; 462 — границы Чунского национального округа; 463 — границы Шелеховского национального округа; 464 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 465 — границы Ангарского национального округа; 466 — границы Братского национального округа; 467 — границы Иркутского национального округа; 468 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 469 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 470 — границы Аларского национального округа; 471 — границы Боханского национального округа; 472 — границы Нукутского национального округа; 473 — границы Осинского национального округа; 474 — границы Тулунского национального округа; 475 — границы Черемховского национального округа; 476 — границы Чунского национального округа; 477 — границы Шелеховского национального округа; 478 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 479 — границы Ангарского национального округа; 480 — границы Братского национального округа; 481 — границы Иркутского национального округа; 482 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 483 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 484 — границы Аларского национального округа; 485 — границы Боханского национального округа; 486 — границы Нукутского национального округа; 487 — границы Осинского национального округа; 488 — границы Тулунского национального округа; 489 — границы Черемховского национального округа; 490 — границы Чунского национального округа; 491 — границы Шелеховского национального округа; 492 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 493 — границы Ангарского национального округа; 494 — границы Братского национального округа; 495 — границы Иркутского национального округа; 496 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 497 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 498 — границы Аларского национального округа; 499 — границы Боханского национального округа; 500 — границы Нукутского национального округа; 501 — границы Осинского национального округа; 502 — границы Тулунского национального округа; 503 — границы Черемховского национального округа; 504 — границы Чунского национального округа; 505 — границы Шелеховского национального округа; 506 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 507 — границы Ангарского национального округа; 508 — границы Братского национального округа; 509 — границы Иркутского национального округа; 510 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 511 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 512 — границы Аларского национального округа; 513 — границы Боханского национального округа; 514 — границы Нукутского национального округа; 515 — границы Осинского национального округа; 516 — границы Тулунского национального округа; 517 — границы Черемховского национального округа; 518 — границы Чунского национального округа; 519 — границы Шелеховского национального округа; 520 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 521 — границы Ангарского национального округа; 522 — границы Братского национального округа; 523 — границы Иркутского национального округа; 524 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 525 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 526 — границы Аларского национального округа; 527 — границы Боханского национального округа; 528 — границы Нукутского национального округа; 529 — границы Осинского национального округа; 530 — границы Тулунского национального округа; 531 — границы Черемховского национального округа; 532 — границы Чунского национального округа; 533 — границы Шелеховского национального округа; 534 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 535 — границы Ангарского национального округа; 536 — границы Братского национального округа; 537 — границы Иркутского национального округа; 538 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 539 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 540 — границы Аларского национального округа; 541 — границы Боханского национального округа; 542 — границы Нукутского национального округа; 543 — границы Осинского национального округа; 544 — границы Тулунского национального округа; 545 — границы Черемховского национального округа; 546 — границы Чунского национального округа; 547 — границы Шелеховского национального округа; 548 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 549 — границы Ангарского национального округа; 550 — границы Братского национального округа; 551 — границы Иркутского национального округа; 552 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 553 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 554 — границы Аларского национального округа; 555 — границы Боханского национального округа; 556 — границы Нукутского национального округа; 557 — границы Осинского национального округа; 558 — границы Тулунского национального округа; 559 — границы Черемховского национального округа; 560 — границы Чунского национального округа; 561 — границы Шелеховского национального округа; 562 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 563 — границы Ангарского национального округа; 564 — границы Братского национального округа; 565 — границы Иркутского национального округа; 566 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 567 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 568 — границы Аларского национального округа; 569 — границы Боханского национального округа; 570 — границы Нукутского национального округа; 571 — границы Осинского национального округа; 572 — границы Тулунского национального округа; 573 — границы Черемховского национального округа; 574 — границы Чунского национального округа; 575 — границы Шелеховского национального округа; 576 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 577 — границы Ангарского национального округа; 578 — границы Братского национального округа; 579 — границы Иркутского национального округа; 580 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 581 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 582 — границы Аларского национального округа; 583 — границы Боханского национального округа; 584 — границы Нукутского национального округа; 585 — границы Осинского национального округа; 586 — границы Тулунского национального округа; 587 — границы Черемховского национального округа; 588 — границы Чунского национального округа; 589 — границы Шелеховского национального округа; 590 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 591 — границы Ангарского национального округа; 592 — границы Братского национального округа; 593 — границы Иркутского национального округа; 594 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 595 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 596 — границы Аларского национального округа; 597 — границы Боханского национального округа; 598 — границы Нукутского национального округа; 599 — границы Осинского национального округа; 600 — границы Тулунского национального округа; 601 — границы Черемховского национального округа; 602 — границы Чунского национального округа; 603 — границы Шелеховского национального округа; 604 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 605 — границы Ангарского национального округа; 606 — границы Братского национального округа; 607 — границы Иркутского национального округа; 608 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 609 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 610 — границы Аларского национального округа; 611 — границы Боханского национального округа; 612 — границы Нукутского национального округа; 613 — границы Осинского национального округа; 614 — границы Тулунского национального округа; 615 — границы Черемховского национального округа; 616 — границы Чунского национального округа; 617 — границы Шелеховского национального округа; 618 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 619 — границы Ангарского национального округа; 620 — границы Братского национального округа; 621 — границы Иркутского национального округа; 622 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 623 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 624 — границы Аларского национального округа; 625 — границы Боханского национального округа; 626 — границы Нукутского национального округа; 627 — границы Осинского национального округа; 628 — границы Тулунского национального округа; 629 — границы Черемховского национального округа; 630 — границы Чунского национального округа; 631 — границы Шелеховского национального округа; 632 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 633 — границы Ангарского национального округа; 634 — границы Братского национального округа; 635 — границы Иркутского национального округа; 636 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 637 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 638 — границы Аларского национального округа; 639 — границы Боханского национального округа; 640 — границы Нукутского национального округа; 641 — границы Осинского национального округа; 642 — границы Тулунского национального округа; 643 — границы Черемховского национального округа; 644 — границы Чунского национального округа; 645 — границы Шелеховского национального округа; 646 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 647 — границы Ангарского национального округа; 648 — границы Братского национального округа; 649 — границы Иркутского национального округа; 650 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 651 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 652 — границы Аларского национального округа; 653 — границы Боханского национального округа; 654 — границы Нукутского национального округа; 655 — границы Осинского национального округа; 656 — границы Тулунского национального округа; 657 — границы Черемховского национального округа; 658 — границы Чунского национального округа; 659 — границы Шелеховского национального округа; 660 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 661 — границы Ангарского национального округа; 662 — границы Братского национального округа; 663 — границы Иркутского национального округа; 664 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 665 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 666 — границы Аларского национального округа; 667 — границы Боханского национального округа; 668 — границы Нукутского национального округа; 669 — границы Осинского национального округа; 670 — границы Тулунского национального округа; 671 — границы Черемховского национального округа; 672 — границы Чунского национального округа; 673 — границы Шелеховского национального округа; 674 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 675 — границы Ангарского национального округа; 676 — границы Братского национального округа; 677 — границы Иркутского национального округа; 678 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 679 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 680 — границы Аларского национального округа; 681 — границы Боханского национального округа; 682 — границы Нукутского национального округа; 683 — границы Осинского национального округа; 684 — границы Тулунского национального округа; 685 — границы Черемховского национального округа; 686 — границы Чунского национального округа; 687 — границы Шелеховского национального округа; 688 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 689 — границы Ангарского национального округа; 690 — границы Братского национального округа; 691 — границы Иркутского национального округа; 692 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 693 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 694 — границы Аларского национального округа; 695 — границы Боханского национального округа; 696 — границы Нукутского национального округа; 697 — границы Осинского национального округа; 698 — границы Тулунского национального округа; 699 — границы Черемховского национального округа; 700 — границы Чунского национального округа; 701 — границы Шелеховского национального округа; 702 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 703 — границы Ангарского национального округа; 704 — границы Братского национального округа; 705 — границы Иркутского национального округа; 706 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 707 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 708 — границы Аларского национального округа; 709 — границы Боханского национального округа; 710 — границы Нукутского национального округа; 711 — границы Осинского национального округа; 712 — границы Тулунского национального округа; 713 — границы Черемховского национального округа; 714 — границы Чунского национального округа; 715 — границы Шелеховского национального округа; 716 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 717 — границы Ангарского национального округа; 718 — границы Братского национального округа; 719 — границы Иркутского национального округа; 720 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 721 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 722 — границы Аларского национального округа; 723 — границы Боханского национального округа; 724 — границы Нукутского национального округа; 725 — границы Осинского национального округа; 726 — границы Тулунского национального округа; 727 — границы Черемховского национального округа; 728 — границы Чунского национального округа; 729 — границы Шелеховского национального округа; 730 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 731 — границы Ангарского национального округа; 732 — границы Братского национального округа; 733 — границы Иркутского национального округа; 734 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 735 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 736 — границы Аларского национального округа; 737 — границы Боханского национального округа; 738 — границы Нукутского национального округа; 739 — границы Осинского национального округа; 740 — границы Тулунского национального округа; 741 — границы Черемховского национального округа; 742 — границы Чунского национального округа; 743 — границы Шелеховского национального округа; 744 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 745 — границы Ангарского национального округа; 746 — границы Братского национального округа; 747 — границы Иркутского национального округа; 748 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 749 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 750 — границы Аларского национального округа; 751 — границы Боханского национального округа; 752 — границы Нукутского национального округа; 753 — границы Осинского национального округа; 754 — границы Тулунского национального округа; 755 — границы Черемховского национального округа; 756 — границы Чунского национального округа; 757 — границы Шелеховского национального округа; 758 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 759 — границы Ангарского национального округа; 760 — границы Братского национального округа; 761 — границы Иркутского национального округа; 762 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 763 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 764 — границы Аларского национального округа; 765 — границы Боханского национального округа; 766 — границы Нукутского национального округа; 767 — границы Осинского национального округа; 768 — границы Тулунского национального округа; 769 — границы Черемховского национального округа; 770 — границы Чунского национального округа; 771 — границы Шелеховского национального округа; 772 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 773 — границы Ангарского национального округа; 774 — границы Братского национального округа; 775 — границы Иркутского национального округа; 776 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 777 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 778 — границы Аларского национального округа; 779 — границы Боханского национального округа; 780 — границы Нукутского национального округа; 781 — границы Осинского национального округа; 782 — границы Тулунского национального округа; 783 — границы Черемховского национального округа; 784 — границы Чунского национального округа; 785 — границы Шелеховского национального округа; 786 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 787 — границы Ангарского национального округа; 788 — границы Братского национального округа; 789 — границы Иркутского национального округа; 790 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 791 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 792 — границы Аларского национального округа; 793 — границы Боханского национального округа; 794 — границы Нукутского национального округа; 795 — границы Осинского национального округа; 796 — границы Тулунского национального округа; 797 — границы Черемховского национального округа; 798 — границы Чунского национального округа; 799 — границы Шелеховского национального округа; 800 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 801 — границы Ангарского национального округа; 802 — границы Братского национального округа; 803 — границы Иркутского национального округа; 804 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 805 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 806 — границы Аларского национального округа; 807 — границы Боханского национального округа; 808 — границы Нукутского национального округа; 809 — границы Осинского национального округа; 810 — границы Тулунского национального округа; 811 — границы Черемховского национального округа; 812 — границы Чунского национального округа; 813 — границы Шелеховского национального округа; 814 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 815 — границы Ангарского национального округа; 816 — границы Братского национального округа; 817 — границы Иркутского национального округа; 818 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 819 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 820 — границы Аларского национального округа; 821 — границы Боханского национального округа; 822 — границы Нукутского национального округа; 823 — границы Осинского национального округа; 824 — границы Тулунского национального округа; 825 — границы Черемховского национального округа; 826 — границы Чунского национального округа; 827 — границы Шелеховского национального округа; 828 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 829 — границы Ангарского национального округа; 830 — границы Братского национального округа; 831 — границы Иркутского национального округа; 832 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 833 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 834 — границы Аларского национального округа; 835 — границы Боханского национального округа; 836 — границы Нукутского национального округа; 837 — границы Осинского национального округа; 838 — границы Тулунского национального округа; 839 — границы Черемховского национального округа; 840 — границы Чунского национального округа; 841 — границы Шелеховского национального округа; 842 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 843 — границы Ангарского национального округа; 844 — границы Братского национального округа; 845 — границы Иркутского национального округа; 846 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 847 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 848 — границы Аларского национального округа; 849 — границы Боханского национального округа; 850 — границы Нукутского национального округа; 851 — границы Осинского национального округа; 852 — границы Тулунского национального округа; 853 — границы Черемховского национального округа; 854 — границы Чунского национального округа; 855 — границы Шелеховского национального округа; 856 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 857 — границы Ангарского национального округа; 858 — границы Братского национального округа; 859 — границы Иркутского национального округа; 860 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 861 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 862 — границы Аларского национального округа; 863 — границы Боханского национального округа; 864 — границы Нукутского национального округа; 865 — границы Осинского национального округа; 866 — границы Тулунского национального округа; 867 — границы Черемховского национального округа; 868 — границы Чунского национального округа; 869 — границы Шелеховского национального округа; 870 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 871 — границы Ангарского национального округа; 872 — границы Братского национального округа; 873 — границы Иркутского национального округа; 874 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 875 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 876 — границы Аларского национального округа; 877 — границы Боханского национального округа; 878 — границы Нукутского национального округа; 879 — границы Осинского национального округа; 880 — границы Тулунского национального округа; 881 — границы Черемховского национального округа; 882 — границы Чунского национального округа; 883 — границы Шелеховского национального округа; 884 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 885 — границы Ангарского национального округа; 886 — границы Братского национального округа; 887 — границы Иркутского национального округа; 888 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 889 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 890 — границы Аларского национального округа; 891 — границы Боханского национального округа; 892 — границы Нукутского национального округа; 893 — границы Осинского национального округа; 894 — границы Тулунского национального округа; 895 — границы Черемховского национального округа; 896 — границы Чунского национального округа; 897 — границы Шелеховского национального округа; 898 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 899 — границы Ангарского национального округа; 900 — границы Братского национального округа; 901 — границы Иркутского национального округа; 902 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 903 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 904 — границы Аларского национального округа; 905 — границы Боханского национального округа; 906 — границы Нукутского национального округа; 907 — границы Осинского национального округа; 908 — границы Тулунского национального округа; 909 — границы Черемховского национального округа; 910 — границы Чунского национального округа; 911 — границы Шелеховского национального округа; 912 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 913 — границы Ангарского национального округа; 914 — границы Братского национального округа; 915 — границы Иркутского национального округа; 916 — границы Усть-Ордынского Бурятского национального округа; 917 — границы Эхирит-Булагатского национального округа; 918 — границы Аларского национального округа; 919 — границы Боханского национального округа; 920 — границы Нукутского национального округа; 921 — границы Осинского национального округа; 922 — границы Тулунского национального округа; 923 — границы

даря большой мощности рыхлых отложений (более 500 *м*) и хорошим грунтовым условиям вероятность проявления здесь 10-балльного землетрясения невелика, но и не исключена возможность резкого опускания депрессии.

Десятибалльный район протягивается узкой полосой по западным склонам хребтов Байкальского и Приморского и по северному склону Делюн-Уранского хребта. Из значительных населенных пунктов в нем находятся пос. Лиственичное и г. Слюдянка. Поселок Лиственичное расположен на аллохтоне Ангарского надвига, сложенном архейскими кристаллическими породами, под которым находится мощная (порядка 1000 *м*) толща юрских осадочных отложений, при землетрясениях существенно гасящих сейсмические волны.

Полоса 8-балльных районов почти полностью окаймляет Иркутскую область с юга. Здесь находятся города Иркутск и Шелехов. Семи- и шестибалльные районы занимают значительную площадь в Иркутской области, но разрушительные последствия землетрясения здесь могут иметь место очень редко и только для сооружений, построенных в особо неблагоприятных инженерно-геологических условиях (Солоненко, 1960) или явно недоброкачественно.

ОБВАЛЫ И ОСЫПИ

Обвалы, каменные осыпи и курумы широко развиты в горных районах Восточного Саяна и Прибайкалья. Здесь гравитационные процессы имеют региональное и важное инженерно-геологическое значение. Развитию их способствуют еще не затухшие неотектонические процессы, раздробленность горных пород и интенсивное физическое выветривание.

Устойчивость кристаллических пород определяется положением по отношению к тектоническим структурам и степенью трещиноватости. Наличие трещин с падением в сторону склона создает неустойчивое равновесие отдельных блоков горных пород, ввиду чего во время землетрясения нередко бывают обвалы. В Прибайкалье известно много таких обвалов. Другой причиной обвалов являются частая смена температуры грунтов (переход через 0°), особенно в осенне-летнее время, и их смачивание во время дождей. Перемещение отдельных глыб происходит в глубоких падях Приморского и Байкальского хребтов, где даже летом местами сохраняются большие наледи.

Объем обвалившихся пород зачастую составляет многие сотни кубических метров, иногда достигает нескольких десятков тысяч кубических метров. Такие большие обвалы происходят редко.

Об интенсивности выветривания можно судить по данным, установленным для одного из участков Прибайкалья. За 30 лет образовался слой элювия мощностью от 0,4 до 2,7 *м*; средняя скорость процесса по отдельным группам пород составила (в *см/год*): диабазы — 1,3; граниты — 2,3; гранито-гнейсы — 3,3; кристаллические известняки и массивные песчаники — 4; тонкослоистые песчаники — 9. За 30 лет тонкослоистые песчаники были разрушены на глубину, примерно равную мощности деятельного слоя (Солоненко и др., 1951). Скорость выветривания третичных глин может достигать 0,6—1,2 *м* в год (Пальшин, 1957). По данным Б. М. Владимирова, средняя скорость выветривания траппов составляет 0,03 *мм* в год. Быстро протекающие процессы выветривания способствуют широкому развитию осыпей. Конуса осыпей обрамляют склоны, примыкают к руслам рек и нередко составляют значительную часть твердого стока селевых потоков.

Для Восточного Саяна и Прибайкалья (подобласть IVв, область V) характерны огромные образования крупнообломочного материала, скапливающегося на отлогих частях гольцовой части хребтов и одевающих участки склонов каменными морями или курумами.

По наблюдениям Ю. И. Блохина и П. М. Исаченко, гольцовые массивы Приморского и Байкальского хребтов, сложенные изверженными и метаморфическими породами, покрыты беспорядочно нагроможденными глыбами, достигающими 3—5 *м* в поперечнике, а в отдельных местах до 8 *м*. Движению их вниз по склону способствуют многолетняя мерзлота и частая смена температуры (переходы через 0°). По данным Н. П. Костенко (Воскресенский, 1962), при углах наклона около 10° курумы движутся со скоростью от 5 *см* в год в периферических частях до 50 *см* в год в центральных частях каменного потока. При крутизне склона 20° скорость движения обломков местами увеличивается до 150 *см/год*. Иногда движение россыпей происходит значительно быстрее.

В Северо-Байкальском и Патомском нагорьях (область VI) неотектоника сводилась в основном к общему поднятию с охватом больших площадей. При этом развитию наложенного рельефа всегда сопутствуют эрозионно-денудационные водно-аккумулятивные и ледниковые процессы. В результате морозного выветривания и солифлюкции здесь формируются каменные осыпи, курумы, одиночные обвалы глыб и солифлюкционное течение рыхлого материала по склону.

На платформенной части области обвалы ограничены, они наблюдаются по обнаженным участкам коренных пород на крутых склонах долин. Породы терригенно-красноцветной формации глубоко прорезаны долинами рек Ангары, Лены и их притоков (подобласть IIа). Многие их разности малоустойчивы к физическому выветриванию, в результате чего у подножья не задернованных высоких склонов можно нередко наблюдать конуса и шлейфы дресвяно-щебнистых осыпей. Небольшие одиночные обвалы отмечаются на левом берегу р. Ангары у с. Усть-Талькино, ниже дер. Рютина, а также в долинах рек Унги и Осы.

В породах терригенно-карбонатной и карбонатной формаций ордовика и нижнего кембрия обвалы и осыпи встречаются по эрозионным высоким уступам речных долин, на левом берегу Ангары в районе с. Каменно-Ангарска, у г. Свирска, между селами Казачьим и Олонки, у с. Шумиловская судоверфь, в районе Егирмы и в ряде пунктов долины р. Лены (подобласти Iб, Iв, IIа). На площадях распространения пород терригенной формации, особенно в отложениях нижнего ордовика, обвальные накопления часто слагают фронтальные части оползневых склонов, например на правом берегу р. Бирюсы выше Тайшета, на правом берегу Иркутского водохранилища и в других местах.

В траппах обрушение отдельных глыб по вертикальным трещинам отдельности отмечается по крутым уступам речных долин в среднем течении р. Ангары, на р. Илиме и в других местах. Столбчатая отдельность траппов распространена там, где интрузия имеет сравнительно выдержанную форму пластового тела; она способствует образованию крутых, часто отвесных склонов, у подножья которых образуются нагромождения глыб размером редко более 0,5—1 *м* в поперечнике. В приконтактовых частях столбчатая отдельность переходит в плитчатую или мелкоглыбовую. Это приводит к образованию осыпей из щебня. Ю. Б. Тржцинский (1964) наблюдал у подножья траппового останца, расположенного в 4—5 *км* северо-восточнее устья р. Илима, движущийся по днищу распадка каменный поток протяженностью около 650 *м* и шириной 150—170 *м*.

СЕЛИ

Сели на территории Иркутского амфитеатра относительно редки и масштабы их невелики. К наиболее селеопасным районам относится Южное и Западное Прибайкалье (область V). На северных склонах Хамар-Дабана количество осадков более чем в 3 раза превышает годовую норму для Иркутска (405 *мм*), а на водоразделе достигает 1800 *мм* в год. Причиной катастрофических паводков обычно являются летние ливни. Так, например, во время ливня 13 июля 1943 г. у западного склона Хамар-Дабана за 11 часов выпало 546 *мм* осадков (В. П. Солоненко, 1963). Образование твердой фазы селей возможно

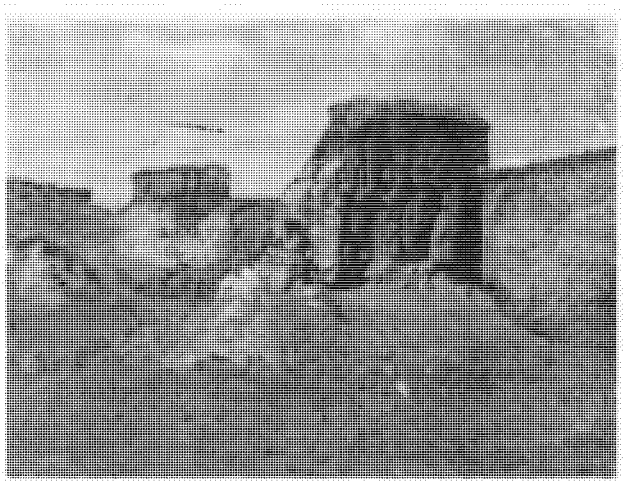


Рис. 91. Столбчатая отдельность лессовидиых суглинков на правом склоне р. Ангары в районе Лисихи (г. Иркутск). Фото Ф Н. Лещикова, 1959 г.

не только за счет размыва накопленного ранее рыхлого и обломочного материала (морен, конусов выноса, аллювиальных отложений и др.), но и за счет разрушения потоком обвальных масс, образовавшихся во время сильных землетрясений, относительно частых в Прибайкалье.

Катастрофические сели на р. Слюдянке отмечены в 1915, 1927, 1932, 1934, 1960 и 1962 гг. Наибольшим из них был сель 1934 г.

Сель 1960 г. причинил значительные разрушения г. Слюдянки (рис. 92), хотя по своим масштабам он не превосходил обычные для этих мест селевые паводки.

Причиной возникновения селевого паводка 20 июня 1960 г. явились обильные дожди в верховьях р. Слюдянки, продолжавшиеся в течение трех суток. За это время, по данным ст. Хамар-Дабан, выпало 326 *мм* осадков, из них около половины за последние 12 часов перед катастрофой. Большая часть осадков была сброшена в речную сеть. Этому способствовало наличие многолетнемерзлых, а также слабо проницаемых скальных пород в верховьях р. Слюдянки и ряд других причин. При вхождении потока в зону относительно широкой валунно-галечниковой поймы реки начался размыв русловых и пойменных отложений. Многоводный горный поток, насыщенный валунами, гравием и галькой, вырвался на широкую заселенную пойму, заливая улицы и разрушая на своем пути дома и промышленные сооружения.

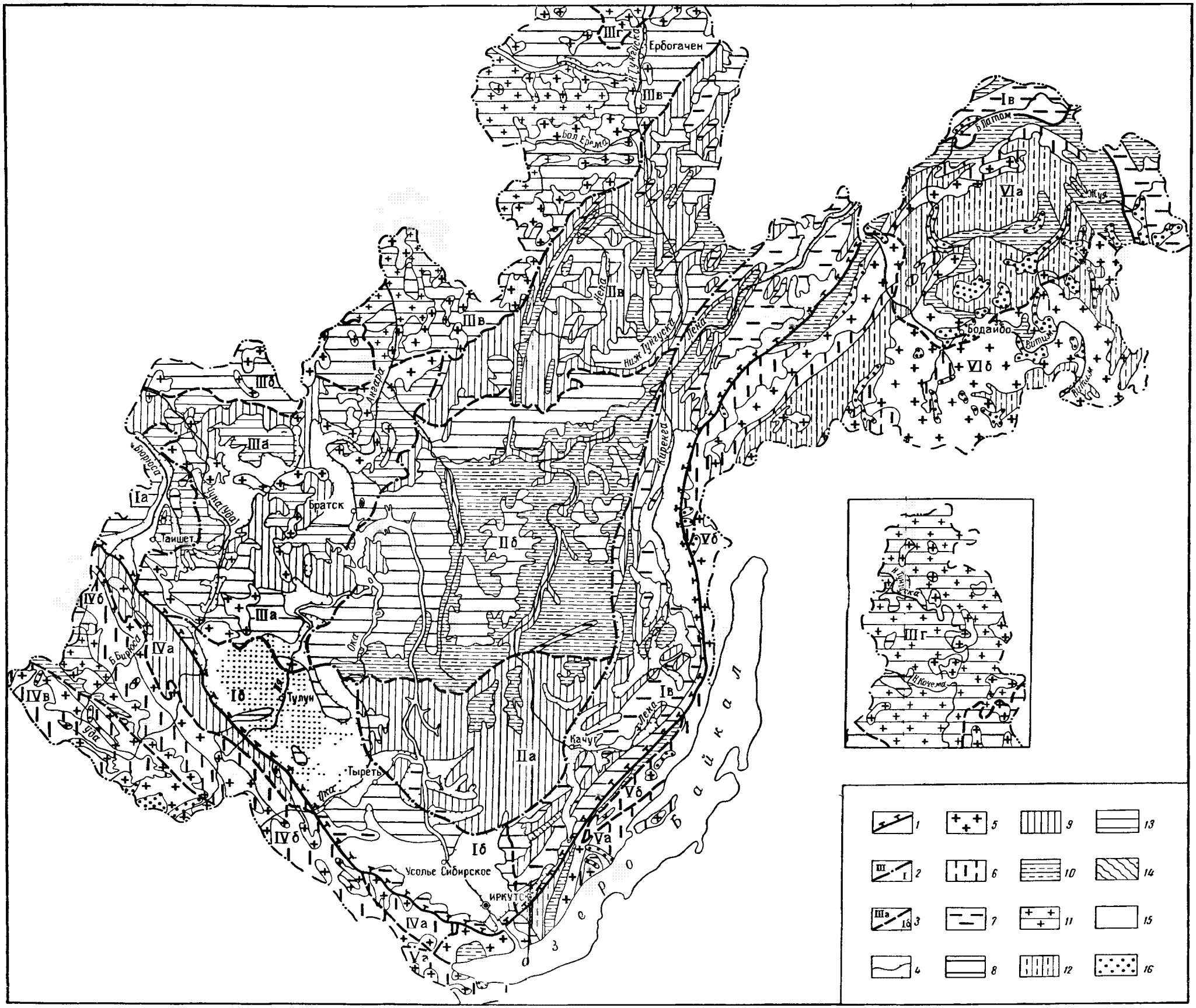


Рис 95 Схема инженерно-геологического районирования Иркутской области Составил И. Н. Угланов, 1965 г.

1 — граница между инженерно геологическим провинциями Сибирской платформой (в направлении бергштрихов) и Саяно-Байкальской горноскладчатой зоной
Инженерно-геологические границы *2* — областей (обозначены римскими цифрами), *3* — подобластей (обозначены индексами), *4* — районов. Площади распространения формаций инженерно-геологических групп комплексов пород коренной основы Формации скальных пород *5* — эффузивная и интрузивная *6* — метаморфическая *7* — карбонатная, формации полускальных пород *8* — терригенная и терригенно угленосная, *9* — терригенно красноцветная, формация скальных и полускальных пород *10* — терригенно карбонатная, *11* — эффузивно осадочная, *12* — метаморфическая, породы терригенной формации *13* — полускальные породы с песчаными *14* — пластичные породы с песчаными и галечниковыми, поверхностные отложения мощностью преимущественно более 3—5 *м* *15* — внеледниковой формации Сибирской платформы и предгорных равнин, *16* — формации горных склонов и межгорных впадин горного оледенения

По расчетам И. Н. Иванова и О. Л. Рыбака (1963), максимальный сток р. Слюдянки в часы пик паводка 1960 г. составил 224 *м*³/*сек*, или 3000 *л/сек* с 1 *км*², а твердый сток достигал 18 *т/сек*. Общий объем смещенной породы на территории конуса выноса достиг 270 тыс. *м*³. Расход ливневого паводка на р. Слюдянке в 1934 г. был значительно выше и, по данным Г. В. Рудницкого, составил 650 *м*³/*сек*, или 8700 *л/сек* с 1 *км*². Тогда были полностью разрушены противоселевые дамбы, снесено несколько жилых домов, поврежден железнодорожный мост и завалены пути на площади около 10 *га*. Но и это, по-видимому, далеко не является пределом возможной силы селевых паводков на р. Слюдянке.

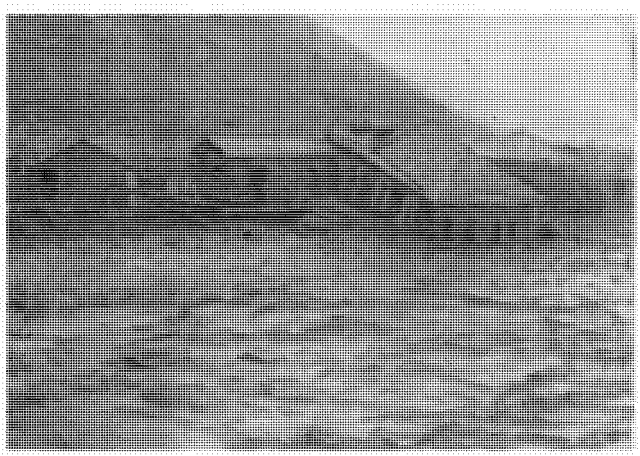


Рис 92 Селевой поток в г Слюдянке 20 июня 1960 г
Фото И Н Иванова, 1960 г

Селеопасными являются также речки южного берега Байкала — Безымянная, Утулик, Солзан и др. Не менее многочисленны сели на западном берегу Байкала, особенно в пределах Байкальского хребта. Здесь во время сильных ливней селевые потоки выносят к озеру огромные массы обломочного материала. Селевые потоки нередко наблюдаются и в высокогорной части Восточного Саяна.

Сели наряду с сейсмичностью значительно осложняют инженерно-геологические условия предгорных склонов и требуют особого подхода к размещению инженерного строительства.

В платформенной части области селеопасным районом следует считать верхнюю часть Братского водохранилища. Так, например, после интенсивных дождей в 1960 г. на Приангарско-Бельском и Бохан-Хохорском участках (подобласть Iб) возникли сели. Максимальный модуль ливневого стока, по данным В. И. Астраханцева (1963), достигал тогда 3000 *л/сек* с 1 *км*², т. е. приближался к значениям, которые наблюдались на Слюдянском участке в июне 1960 г., но уступал им в количестве перемещенного твердого материала. О масштабах описываемых явлений можно судить по селю в пади Церковной, где за 1,5 часа потоком было вынесено около 2000 *м*³ щебнисто-глыбового материала. Сели наблюдались также в районе сел Буреть—Каменка, на левобережье р. Белой, на участке Узкий Луг — Нижний Булай, в среднем течении р. Иды (подобласть Iб) и др. Все селеопасные районы требуют проведения селезащитных мероприятий. Их разработке способст-

вовало изучение динамики искусственных селевых потоков, впервые созданных в Мамском слюдоносном районе Иркутской области в 1952 г по методу Г В Иванова (1955) для проходки геологоразведочных магистральных канав

ОПОЛЗНИ И ОТСЕДАНИЯ СКЛОНОВ

Склоновые процессы в пределах плоскогорья обладают большой интенсивностью Оползни широко распространены на платформенной части Иркутской области и в меньшей степени в ее горноскладчатом обрамлении Многочисленные проявления их наблюдаются по долинам рек Лены, Ангары, Оки, Ии, Илима и др Обвально-оползневые явления глубоко поражают склоны долин В некоторых местах оползни сочетаются с отседаниями склонов.

Оползни, вызванные карстовыми процессами, характерны для склонов долин, сложенных породами карбонатной формации нижнего кембрия Они распространены на левом берегу р Ангары в районе пади Шалоты, Мучной Степи, дер. Кяхты (подобласть IIа) Первый из них имеет протяженность вдоль Ангары более 1 *км*, а по правому берегу пади — около 2 *км* Возникновение и наиболее интенсивное развитие этих оползней Г. Б Пальшин (1963) относит ко времени формирования 15-метровой террасы, т. е. к концу верхнего плейстоцена — началу голоцена Сползание и отседаиие отколовшихся блоков объясняется выдавливанием и течением вымытого глинистого материала по выщелоченному прослою гипс-ангидритовых пород или по выщелоченным до состояния бесструктурной мучнистой массы сульфатным породам После заполнения Братского водохранилища некоторые из перечисленных оползней будут частично или полностью затоплены, но возникнут условия для усиления оползневых процессов в других местах (правый берег р Ии в районе устья р Илира, на р Оке и др)

Отседания склонов, тесно связанные с карстовыми процессами и формирующиеся в результате отседания и обрушения блоков пород над карстовыми полостями, наблюдаются по берегам р Ангары и ее притоков, а также в верховьях р. Лены, там, где ими вскрываются карбонатные породы нижнего кембрия В породах красноцветной формации среднего — верхнего кембрия они развиты в долиие р Куленги

С наибольшей интенсивностью оползневые процессы проявляются в породах терригенно-карбонатной формации устькутской свиты нижнего ордовика и развиты по берегам Братского водохранилища, рек Лены, Илима (рис 93), Оки, а также в районе железной дороги Тайшет—Лена на участке Заярск—Усть-Кут (подобласть IIб) Деформации склонов чаще всего возникают по кровле глинистых пород верхнего кембрия, представляющих не только поверхность скольжения, но и водоупор для подземных вод доломито-песчаниковой толщи ордовика Оползни — обвалы такого типа достигают иногда огромных размеров— нескольких километров по фронту и многих сотен метров в глубь склона

Оползни в породах терригенной формации ийской, мамырской и братской свит ордовика происходят на подмываемых участках склонов Поверхностью скольжения для отколовшихся блоков песчаников служат глинистые прослои, представляющие собой экран для пластовой разгрузки подземных вод Описываемые оползни наблюдаются по р Ие (у устья р Илира, у с Ключи-Булак и др), по р Оке (около впадения рч Панагиной), на широтном участке р Ангары и в других местах (подобласти IIIа, IIб) Относительно немиогочисленны оползни в терригенных породах юрского возраста Известны они на Ангаре,

в окрестностях Иркутска и ниже г. Усолье-Сибирского. Так, размеры одного из них циркообразной формы (в 16—17 *км* выше Иркутска) составляли 150—200 *м* в длину и 40 *м* в высоту, причем годовая амплитуда его смещения, по наблюдениям С. Л. Пугача и Л. Н. Бондаренко (1960 г.), достигала по вертикали 8 *см*, по горизонтали 2 *см*. После создания водохранилища деятельность некоторых оползней усилилась; возникли новые оползни по левобережью в 7, 12 и 30 *км* выше Иркутска. Так, в 12 *км* от Иркутска в районе древнего оползня, по наблюдениям Л. А. Сироткина (1964), образовался ряд новых оползней, а в 30 *км* возник оползень-обвал. Скольжение оторвавшихся масс большей частью происходит по пропласткам смоченных аргиллитов. Ши-

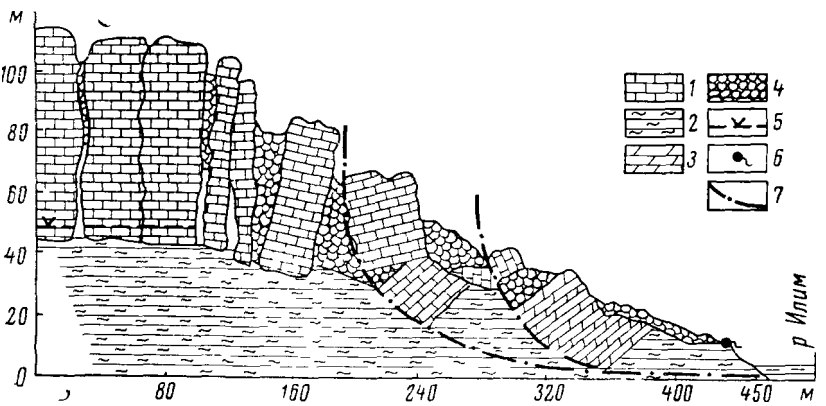


Рис. 93. Схема развития глыбовых оползней илимского типа (по С. М. Большакову, 1964)

1 — устькутские песчаники и известняки; *2* — верхолеиские аргиллиты; *3* — известняки и песчаники; *4* — глыбовый материал; *5* — уровень трещинно-карстовых вод, *6* — источник; *7* — поверхность смещения

роко распространены оползни в траппах. В исключительно больших масштабах этот процесс происходит по берегам р. Ангары вблизи впадения в нее р. Илима (рис. 94). Ступенеобразное оползание огромных блоков траппов мощностью до 60—80 *м* происходит по подстилающим их песчано-глинистым отложениям пермо-карбона с образованием широких (до 50 *м*) рвов, заполненных щебневым материалом. Террасовидные уступы прослеживаются в глубь берегов на расстояние 3—5 *км* и по фронту оползня на 12 *км* (Тржцинский, 1964). Аналогичного типа оползень, но меньшего размера и в начальной стадии формирования находится на левом берегу р. Ии, около с. Ключи-Булак, а также в долине р. Чуны и в бассейне р. Вихоревой (подобласть IIIа). В последнее время в результате аэрофотосъемки выявлены в траппах концентрические рвы отседания с радиусом овалов, достигающим километров и даже десятков километров (Солоненко, 1964). Причина их возникновения пока не установлена.

Оползни в поверхностных отложениях имеют ограниченное распространение. Они известны, например, по р. Туманшету (ниже устья ручья Малая Батуриха), где оползание суглинков четвертичного возраста происходит по сланцам оселочной свиты, по правому берегу р. Бирюсы, вблизи пос. Суетиха, на Байкале и в некоторых других местах. На Байкале оползневые явления развиты по побережью Малого Моря и на о. Ольхон. Оползанию подвержены четвертичные образования, третичные озерные отложения, а также продукты разрушения известняков и гнейсов. По наблюдениям Ю. И. Блохина и

П. М. Исаченко, длина оползневых тел составляет 50—200 *м*, а у дер. Харанцы достигает 1500—1700 *м*, с охватом в высоту до 50—65 *м* над уровнем озера. Основной причиной оползней является подмыв берегов водами оз. Байкал. В относительно небольших размерах подобные явления отмечаются и на других участках побережья Байкала в пределах Иркутской области.

Сплывы грунтов широко распространены в пределах области. Размеры их обычно невелики, измеряются десятками и сотнями кубических метров, но они наблюдаются повсеместно и часто появление их бывает неожиданным, особенно на откосах выемок. Одной из причин их возникновения является разрушение глинистых пород, легко

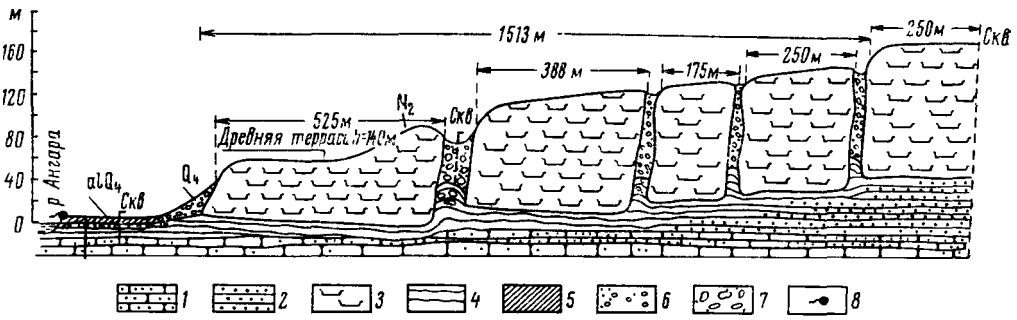


Рис. 94. Схематический разрез по оползневому склону в среднем течении Ангары в районе устья р. Илима (по Г. Б. Пальшину и Ю Б. Тржцинскому, 1963 г)

1 — песчаники карбона; *2* — глинисто-алевролитовая толща карбона, *3* — траппы, *4* — глинистые породы, подверженные пластическим деформациям; *5* — суглинки пойменной фации аллювия, *6* — песчано-галечные отложения руслового аллювия; *7* — грубообломочный и песчано-глинистый материал, заполняющий полости между оползневыми блокамн; *8* — источники

поддающихся выветриванию. Больших размеров сплывы достигают на севере, в частности в бассейне р. Нижней Тунгуски. Скольжение рыхлых оттаявших масс здесь происходит по смоченной поверхности льдонасыщенных грунтов. В большинстве случаев это явление объясняется эрозионной деятельностью реки и деградацией многолетней мерзлоты.

Мощные рвы — разломы земной коры в кристаллических породах Саяно-Байкальского нагорья, как результат сейсмодислокаций, описаны Н. А. Флоренсовым (1960), В. П. Солоненко (1964) и др. Отседания склонов в траппах, выраженные на поверхности образованием протяженных рвов в районе Бодарминского сужения и в некоторых других местах юга Сибирской платформы, возможно, также имеют в своей основе сейсмогенное происхождение (Г. В. Чарушин, Г. Б. Пальшин, Ю. Б. Тржцинский, 1964 г.).

В северных районах (область III, подобласти IIв, VIa) среди склоновых процессов исключительно большое значение имеет солифлюкция, которой принадлежит основная роль в формировании мягких сглаженных форм рельефа, характерных для бассейна р. Нижней Тунгуски и часто встречаемых в Патомском нагорье.

ОВРАГИ

Размыв склонов и образование оврагов проявляется наиболее интенсивно в лёссовидных суглинках и супесях, а также в породах терригенно-красноцветной и туфогенной формаций.

Овраги в лёссовых грунтах среднего комплекса террас наблюдаются на левом берегу р. Ангары в районе Иркутска, пос. Тельма, с. Буреть, в долине р. Куды на участке Усть-Куда—Грановщина, в до-

лине р. Белой (пос. Бодай), по правобережью р. Ушаковки, по левобережью р. Ии, в долине р. Иды и в ряде других мест. Длина некоторых оврагов достигает 1 *км* и больше, а глубина от 2 до 10 *м*. Склоны их обычно не задернованы и продолжают свое развитие, особенно интенсивно протекающее в весеннее время.

Промоины и овраги в аллювиальных озерных и делювиальных образованиях часто наблюдаются по западному берегу оз. Байкал и на о. Ольхон. Особенно распространены овраги в породах терригенно-красноцветной формации. Они развиты по правобережью р. Лены (ниже Жигалово), в бассейне р. Большой Анги, на склонах р. Бирюльки (подобласть IIв), в верховьях р. Куды, по левому берегу р. Ангары от с. Казачье до Балаганска, в долинах реки Обуса, Оса, Унга и др. (подобласть IIа), а также в бассейне р. Нижней Тунгуски. Длина оврагов обычно составляет около 100—150 *м*, но в некоторых местах (р. Бирюлька и др.) достигает многих сотен метров при относительно небольшой (менее 10 *м*) глубине. Легко поддаются оврагообразованию туфогенные породы бассейна р. Нижней Тунгуски, обладающие слабой стойкостью к процессам выветривания.

ПРОСАДКИ

Просадочные явления широко распространены и имеют большое инженерно-геологическое значение. Просадки могут быть результатом или деградации многолетней мерзлоты (термокарст), или связаны с уплотнением грунтов и суффозией.

Бугристо-западинный рельеф наблюдается во многих районах Иркутской области. Термокарстовые его формы описаны в главе 4. Одной из причин возникновения западин является вытаивание клиньев — решетки полигонально-трещинных льдов. В пользу этого говорит шахматное расположение бугров и значительно большая гумусированность грунтов (супесей, суглинков) в понижениях между буграми, а также наличие иногда наблюдаемых полостей под западинами (Воскресенский, 1962).

Просадки другого типа полигенетичны и образуются или в результате уплотнения лёссовых грунтов, или вызваны суффозией, или возникают в результате воздействия обоих факторов. В формировании просадочных форм В. П. Солоненко (1960) большое значение отводит суффозии; по мнению Г. Б. Пальшина и И. И. Молодых (1963), роль суффозии в основном проявляется при образовании мелкозападинного рельефа, формирующегося в условиях выщелачивания сульфатно-карбонатных пород, коррозии тектонических трещин и вмыва мелкоземлистого материала в карстовые полости или открытые трещины.

З. А. Хлебникова отмечает образование суффозионно-карстовых воронок диаметром 20—30 *м* и глубиной 7—8 *м* в глинистых загипсованных породах кембрия в районе Балаганска. Образования аналогичного происхождения в форме бугристо-западинного рельефа, по наблюдениям Е. И. Сахаровой и Е. А. Расторгуева, распространены в долине р. Оки в 30 *км* ниже г. Зимы, по долине р. Ии, начиная от устья р. Эхтей, и в ряде других мест.

Своеобразные просадочные явления в виде воронок диаметром 50—100 *м* и глубиной 12—24 *м* отмечаются на правом берегу р. Оки, вблизи пос. Зырянка, в поле развития рыхлых песчаных и песчано-галечных образований мощностью до 40 *м*, являющихся продуктами разрушения пород терригенной формации юры. Они могут быть объяснимы обрушением указанных пород в карстовые полости, которые возможны в известняках ангарской свиты нижнего кембрия. Просадки

в виде рвов, логов, воронок и замкнутых долин, распространенные на площади развития слабо сцементированных песчаников терригенной формации мамырской свиты ордовика (Заярск, бассейн р. Мамыри) и баероновской свиты девона (район Тайшета), по мнению Е. М. Щербаковой и М. Ф. Каршиной, относятся к типично суффозионным образованиям (подобласти IIб, Iа).

Просадки в виде блюдцеобразных форм рельефа И. И. Молодых (1958) объясняются уплотнением лёссовых грунтов при дополнительном увлажнении в результате перестройки структурных связей, растворения и выноса водонестойких агрегатов, солей и коллоидных фракций. Условием развития этого процесса, помимо переувлажнения грунта, должна быть достаточная мощность лёссовых пород. Глубина западин в них обычно не превышает 0,5—1 *м*.

Большое развитие лёссовые грунты имеют на Ангаро-Окинском междуречье — левый берег р. Ангары, долины рек Залари, Унги; на междуречье Голумети и Ноты; на междуречье Мурина и Куды, на левобережье в верховьях р. Куды, а также в районе Братского водохранилища — по правобережью р. Оки и левобережью р. Ии (подобласти Iб, IIа, IIIа). Кроме того, они приурочены к локализованным участкам в районе Братска, Тайшета, по правобережью Оки в районе г. Зимы и пос. Куйтун, а также в районе Иркутск—Шелехов и в некоторых других местах (см. рис. 91). Пористость и коэффициент просадочности лёссовых грунтов с глубиной обычно уменьшаются. Просадочные свойства их резко проявляются после смачивания как в естественных условиях, так и под нагрузкой (например, при повышении уровня грунтовых вод при заполнении водохранилищ). Искусственное переувлажнение грунтов нередко являлось причиной катастрофических просадок под основаниями некоторых сооружений в Шелехове, Иркутске и других местах.

ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Пески тонкозернистые, сыпучие и слабо закрепленные распространены в основном в Присаянье и во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, а также на о. Ольхон. В настоящее время перевевание песков происходит на ограниченных площадях. Эоловые процессы в период исчезновения ледников играли, по-видимому, более крупную роль в формировании ландшафта указанных зон. При хозяйственном освоении новых районов, особенно при распашке земель, где распространены закрепленные пески, уничтожение растительного покрова может привести (а в некоторых местах уже приводит) к возобновлению их развевания.

Участки развития слабо закрепленных песков в Присаянье отмечаются на междуречье и по долинам рек Иркута, Китоя, Белой, Оки, Зимы, Кимильтея, Ии и Уды (около Нижнеудинска), а также в долинах рек Ангары и Куды (подобласти Iб, IIIа). Обширные площади покрыты песками на междуречье Оки и Ии и в верховьях р. Тарея в районе Братского водохранилища (западная часть подобласти IIб). Слабо закрепленные пески распространены в Илимской котловине ниже устья р. Игирмы. Локализованные их участки отмечаются в Приольхонье. Морфологически пески выражены или в виде дюн, ориентированных преимущественно в северном или северо-западном направлениях высотой от 2—3 до 8—10 *м* и длиной от нескольких десятков до 100—200 *м*, или в виде более часто встречаемых бугристых песков и котловин выдувания. В долине Ангары дюны развиты на средних и частично высоких террасах, на участке примыкания к линии желез-

ной дороги; крупный массив перевеваемых песков находится в районе с. Балаганска, на междуречье Ангары и Унги. Котловины выдувания ориентированы вдоль р. Ангары. Пониженные пространства между группами дюн нередко бывают заболочены.

БОЛОТА

Болота широко распространены на территории Иркутской области. Они наблюдаются главным образом в долинах рек второго и третьего порядков, а в северных районах области нередко встречаются и на водораздельных пространствах. Зонами наибольшего развития болот являются: Муро-Ковинское плато, регион Тунгусской синеклизы (область III), Иркутско-Черемховская впадина, Кудинская депрессия, бассейны верховьев рек Лены и Киренги (подобласти Iб, Iв). Генетические типы их описаны в главе 14.

Обширные массивы болот в Присаянском прогибе известны в бассейнах рек Бирюсы, Тагула, Ии, Оки, Большой и Малой Белой, Китоя, Еловки и занимают площадь около 1000 *км*^{2} (Угланов, Ломоносов, 1961). Наиболее крупными являются Картагонское, Бельское, Хайтинское и Суховское болота. Большая часть их покрыта лесом, глубина застойных вод редко превышает 0,7 *м*. Многие болотные массивы представляют собой непроходимые топи. Хайтинская и Картагонская низины находятся ниже уровня воды в реках Хайты и Китоя.

На территории подобласти Iб (см. рис. 74) размеры заболоченных участков низких пойм редко бывают большими, вместе с тем болота на высоких поймах имеют исключительно широкое распространение. В долине Ангары они тянутся узкой, почти непрерывной полосой по левобережью от Иркутска до устья р. Белой. В долинах Иркута, Китоя, Белой, Унги, Оки, Ии, Куды, Иды и их притоков они образуют полосы шириной 100—500 *м*, прослеживаемые иногда на десятки километров.

Прогрессирующее заболачивание в бассейнах рек Куды, Манзурки, во впадинах байкальского типа и в некоторых других местах В. П. Солоненко (1960) объясняет деградацией толщ многолетней мерзлоты значительной мощности и льдистости.

В бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски и Чоны, а также на Северо-Байкальском и Патомском нагорьях болота в основном приурочены к днищам малых рек и ручьев, но местами, сливаясь в верховьях рек, покрывают обширные водораздельные пространства.

Глава 18

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Отдельные части территории Иркутской области в инженерно-геологическом отношении существенно отличаются друг от друга. Это позволяет с учетом геоструктурных, геоморфологических и гидрогеологических показателей, инженерно-геологических свойств пород и связанных с ними физико-геологических явлений и процессов выделить здесь инженерно-геологические провинции, области, подобласти и районы. Территория области отнесена к двум провинциям: Сибирской платформе и Саяно-Байкальской горноскладчатой зоне. В основу их выделения положен геоструктурный признак.

Деление провинций на области проведено с учетом структурно-геоморфологических особенностей, а также характера распространенных здесь поверхностных отложений и пород коренной основы. В состав областей вошли краевые впадины и прогибы Сибирской платформы или горы Восточного Саяна. Для каждой из них характерны определенные типы и преобладающие мощности поверхностных отложений, полускальные или скальные породы коренной основы. Подобласти охватывают менее крупные, но четко выраженные в орографическом отношении территории (например, Иркутско-Черемховская впадина, Ангаро-Ленское плато или высокогорье Восточного Саяна) с преимущественным развитием пород определенных формаций. Здесь же наблюдаются характерные для них физико-геологические явления и процессы, особенно такие, как мерзлотные, сейсмичность и карст. В пределах каждой подобласти площади распространения формаций с соответствующими инженерно-геологическими комплексами пород и с присущими им инженерно-техническими свойствами и с физико-геологическими явлениями и процессами рассматриваются как инженерно-геологические районы (рис. 95, табл. 79). Так, например, в подобластях Манзурского плато (IIа) и Ангаро-Чунского плато (IIIа) значительные площади занимают районы распространения пород терригенно-красноцветной формации. Но на Манзурском плато этот район включает площади алевролито-песчаникового, аргиллито-песчаниково-алевролитового и аргиллито-мергельного комплексов пород верхоленской свиты верхнего кембрия, а на Ангаро-Чунском плато район терригенно-красноцветной формации представлен площадью, сложенной лишь аргиллито-алевролито-песчаниковым комплексом пород верхнего ордовика.

Провинция Сибирской платформы включает большую часть территории области. В ее геологическом строении принимают участие спокойно залегающие, но разные по генезису, составу и свойствам

палеозойские и мезо-кайнозойские образования Значительные пространства занимают достаточно мощные толщи рыхлых поверхностных отложений Большая часть территории характеризуется относительно низкой сейсмичностью и преимущественным распространением островного типа многолетней мерзлоты. Обладая многими общими чертами в геолого-структурном (осадочный чехол платформы), геоморфологическом (Средне-Сибирское плоскогорье) и инженерно-геологическом отношении, ее отдельные участки характеризуются некоторыми различиями, которые позволяют выделить следующие инженерно-геологические области I — краевые впадины и прогибы, II — расчлененные плато; III — слабо расчлененные плато и равнины с отпрепарированными трапповыми телами.

I Краевые впадины и прогибы по отношению к основной части провинции занимают периферийное положение Для них характерны обширные равнинные с небольшими абсолютными высотами поверхности или грядово-впадинный рельеф, широкое распространение поверхностных отложений значительной мощности внеледниковой формации и предгорных равнин, преобладающее развитие полускальных и скальных пород коренной основы Из физико-геологических явлений для всей площади краевых впадин и прогибов свойственна повышенная по сравнению с другими частями платформы сейсмичность (см рис. 90); вероятная максимальная сила землетрясений здесь 6—8 баллов. Многолетнемерзлые породы на большей части территории отсутствуют, однако в некоторых впадинах острова многолетней мерзлоты могут достигать мощности 60—80 *м* (Кудинская депрессия и др)

II Расчлененные плато занимают юго-восточную и восточную части Сибирской платформы, которые представляют собой высоко приподнятую поверхность (до 900 *м* и более), густо расчлененную глубокими речными долинами Поверхностные отложения имеют преимущественно незначительную мощность и относятся к внеледниковой формации, а породы коренной основы — к инженерно-геологическим группам полускальных и скальных с полускальными Значительные пространства сложены карстующимися породами; многолетняя мерзлота имеет островное распространение и небольшую мощность; сейсмичность значительно слабее, чем в предыдущей области (вероятная максимальная сила землетрясений 6, редко 7 баллов)

III Слабо расчлененные плато и равнины с отпрепарированными трапповыми телами охватывают северо-западную и северную части Иркутской области Для них характерен равнинный, сравнительно мало расчлененный рельеф с относительно небольшими абсолютными высотами (300—500 *м*) Однако на общем фоне резко возвышаются вскрытые и отпрепарированные эрозией трапповые массивы или бронированные траппами возвышенности Поверхностные отложения имеют переменную мощность и зависят, как и характер рельефа, от распространения скальных (траппы) или полускальных с песчаными и полускальных (осадочные и туфогенные образования) пород коренной основы Сейсмичность этой территории в сравнении с другими частями Иркутской области минимальная; вероятная максимальная сила землетрясений здесь повсеместно менее 6 баллов Площади островов с многолетней мерзлотой увеличиваются в северном и северо-восточном направлениях, на севере многолетнемерзлые породы имеют преимущественно сплошное распространение.

В состав каждой инженерно-геологической области входит по нескольку подобластей Так, краевые впадины и прогибы представлены Канско-Тайшетской (Iа) и Иркутско-Черемховской (Iб) впадинами и Прибайкальским прогибом (Iв), область расчлененных плато вклю-

Характеристика инженерно-геологических провинций, областей и подобластей территории Иркутской области

(составлена И. Н. Углановым и А. П. Вагиной под редакцией П. И. Трофимука)

Провинция	Области и их характеристика	Индекс подобласти	Подобласти и характеристика их рельефа	Инженерно-геологические комплексы пород	Физико-геологические явления и процессы	Гидрогеологические особенности
Платформа	Краевые впадины и прогибы с широким распространением рыхлых отложений значительной мощности формаций внеледниковой и предгорных равнин; полускальных и скальных, полускальных с песчаными и пластичных пород с песчаным цементом основы	Iа	Канско-Тайшетская впадина с преимущественным развитием пород терригенной и терригенно-карбонатной формаций. Рельеф уплощенный, слабо расчлененный. Преобладающие абс. высоты 350—400 м, глубина вреза речных долин менее 100 м	На западе развиты аргиллит-алевролит-песчаниковый комплекс полускальных пород средней юры; на востоке – преимущественно песчано-алевролитовые и слабо сцементированные карбонатные пески баронской свиты эоцена, перекрытые на междуречьях аргиллит-доломит-песчаниково-известняковым комплексом пород тофорской свиты девона. В долине р. Бирюсы и по площади распространения пород баронской свиты – мощные песчаные, иногда галечные накопления аллювия и делювия	На склонах, сложенных коренными осложнениями, встречаются оползни; карбонатные породы тофорской свиты закарстованы, суффозионные и карстово-суффозионные процессы характерны для песчаных отложений баронской свиты. Пониженные участки долин заболочены. На аллювиально-делювиальных отложениях – овражкообразование. Многолетняя мерзлота отсутствует. Вероятная максимальная сила землетрясений менее 6 баллов	Распространены напорные воды Канского артезианского бассейна. Песчаные отложения четвертичного возраста и баронской свиты до уровня эрозионного вреза обычно дренированы, ниже уровня породы часто обладают значительной водообильностью. Воды неагрессивные или с выщелачивающей агрессивностью. Преобладающая глубина их залегания 15–25 м. Условия водоснабжения хорошие, преимущественно за счет вод ордовикских отложений
		Iб	Иркутско-Черемховская впадина с преимущественным развитием пород терригенной и карбонатной формаций. Рельеф равнинно-ба-	Преимущественное развитие имеют аллювиально-делювиальные отложения разного состава ледниковой формации мощностью	Все отложения преимущественно равнин характерно заболачивание, иногда с проявлением термокарста и пучения грунтов, на лессовид-	В юрских отложениях распространены напорные воды Иркутского артезианского бассейна; в кембрийских отложениях развиты тре-

	земли с неработающими или полностью обрушившимися водоносными горизонтами. Дренажные воды (400—450 м³/сут) на фоне речных долин менее 100 м	более 5 м и фрагментами пластов каменного угля мощностью до 60—80 м. Среди них существенно преобладают песчаники	на склонах — подземные воды трещинно-жильного типа. Дренажные воды (100—200 м³/сут) на фоне речных долин 100—150 м	щинно-пластовые воды. Глубина их залегания 10—30 м. Пределы обеспеченных естественных ресурсов — 1—3 л/с. Качество воды пестрое. В районах интенсивной откачки воды наблюдается ее загрязнение
1в	Горнайский. Почти в центре выступа карбонатно-терригенных пород. Развиты преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные отложения	Карбонатные породы залегают горизонтально. Водовмещающие породы — известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты	Подземные воды обогащены органическими веществами, железом, марганцем. В районе развиты воды с повышенной минерализацией	
	Рельеф средне-расчлененный. Преобладают водоразделы с абсолютными отметками 700 м, глубина врезания речных долин 100—200 м	Мощность ее в отдельных толщах достигает 300 м	Подземные воды трещинно-жильного типа. Дренажные воды (50—100 м³/сут) на фоне речных долин 100—150 м	
	Климат резко континентальный, засушливый. Среднегодовая температура от —1 до —0,5°. Среднемесячная температура января от —22 до —17°, июля +15 +17°. Годовая сумма осадков 300 мм	Мощность ее в отдельных районах достигает 1000 м	Воды пестрого состава, преимущественно гидрокарбонатные. Минерализация 0,1—0,3 г/л	
	Почвы — преимущественно дерново-подзолистые. Растительность — сосново-лиственничная тайга		Воды пестрого состава, преимущественно гидрокарбонатные. Минерализация 0,1—0,3 г/л	
	Развита техногенная нарушенность территории. Площади нарушенных земель достигают 1000 га		Воды пестрого состава, преимущественно гидрокарбонатные. Минерализация 0,1—0,3 г/л	
	Вибрационная активность территории — 6 баллов		Воды пестрого состава, преимущественно гидрокарбонатные. Минерализация 0,1—0,3 г/л	

Продолжение табл. 79

Провинции	Области и их характеристика	Индекс подобласти	Подобласти и характеристика их рельефа	Инженерно-геологические комплексы пород	Физико-геологические явления и процессы	Гидрогеологические особенности
				кембрия с маломощным чехлом супесчано-щебенистых образований. Пятнами встречаются красноцветные алевролит-аргиллит-песчаниковые образования верхоленской свиты верхнего кембрия		вающей агрессивностью. В ряде пунктов условия водоснабжения затруднены из-за спорадической обводненности пород или залегания соленоватых вод (Усть-Орда, Ольхоны, Баяндай)
	Расчлененное плато с широким распространением покровных отложений незначительной мощности мелкощиковой формации подусклальных пород коренной основы	IIa	Мизурское плато с преимущественным развитием пород терригенно-красноцветной формации. Рельеф — плато, расчлененные на глубину до 200—300 м, с плосковершинными междуречьями и глубокими долинами. Преобладающие абсолютные 700—800 м	Преобладающее распространение имеют комплексы красноцветных пород верхнего кембрия: алевролит-песчаниковый, аргиллит-песчаниково-алевролитовый и аргиллит-мергельный; для пород особенно последнего комплекса характерна загипсованность. Пятнами на междуречьях встречаются песчаниково-известняковые отложения илгинской свиты верхнего кембрия, супесчано-глинистые элювиально-делювиальные отложения преимущественно маломощные	По склонам характерны оползни и осыпи, в закарстованных пачках — карстование, на делювиальных площадях и террасовых отложениях — овражкообразование, на лёссовидных суглинках — просадочные явления и в заболоченных частях долин — термокарст и мерзлотное пучение. Мощность многолетней мерзлоты (преимущественно в долинах) до 10—30 м. Температура от —0,1 до —0,5°. Весьма возможная максимальная сила землетрясений до 6—7 баллов	Породы высоких «столовых» междуречий дренированы или обводнены спорадически. Вблизи эрозионного вреза межпластовые и напорные воды. Их агрессивность выщелачивающая и сульфатная, в аллювиальных отложениях долин — общекислотная. В ряде пунктов условия водоснабжения неблагоприятные из-за залегания соленоватых вод и отсутствия пресных (Нукуты, Балаганск, Ока, Бохан и др.)

платформа

Ив	Нюя-Тунгусское плато с преимущественным развитием пород терригенно-красноцветной, терригенной и карбонатной формаций. Рельеф увалисто-увалистый с широкими долинами. Преобладающие абс. высоты 500–600 м, глубины вреза речных долин до 100 м	Преобладают красноцветные, загипсованные породы аргиллит-песчаниково-алевролитового комплекса братской свиты ордовика и алевролит-песчаникового комплекса верхнего кембрия. В средней части подобласти алевролит-аргиллит-песчаниковый комплекс среднего ордовика. В ядрах антиклинальных структур доломит-известняковые отложения среднего и нижнего кембрия	Характерны оползни, оседание склонов и солифлюкция. На карбонатных породах в речных долинах – карстование. На заболоченных плоских междуречьях и в долинах – термокарст и мерзлотное пучение. Мощность многолетней мерзлоты до 30–40 м; температура от – 0,2 до –0,3°. Вероятная максимальная сила землетрясений до 6 баллов	В рыхлых отложениях долин и на плоских междуречьях распространены надмерзлотные воды; в породах высоких междуречий – межпластовые. По разломам антиклинальных структур наблюдаются выходы рассолов. Агрессивность вод нестрая
Иб	Чирко-Ленское плато с преимущественным развитием пород терригенной и терригенно-карбонатной формаций. Рельеф – плато расчлененное на глубину до 300–400 м, с плосковершинными междуречьями и глубокими долинами. Преобладающие абс. высоты 700–900 м	На западе преобладают породы аллювиально-делювиального комплекса ийской свиты, на востоке – песчаниково-известняковые устькутской свиты ордовика. В крупных долинах вскрыты аргиллиты и песчаники нерюленской свиты верхнего кембрия. Преимущественно маломощные покровные отложения по породам ийской свиты – глинисто-песчаные, устькутской супесчано-щебенчатые	На терригенных породах встречаются (на склонах) солифлюкция и оползни, иногда суффозия; карбонатные – нередко карстуются. Те и другие по склонам дают ряды скалывания и оседания. Мощность многолетней мерзлоты от 10 до 25 м; температура от –0,2 до –0,5°. Вероятная максимальная сила землетрясений до 6 баллов	Влияние эрозионного вреза развиты водоносные горизонты безнапорных карстовых и межпластовых вод; на склонах они становятся напорными. Обводненность пород пестрая. Агрессивность вод в верхних водоносных горизонтах выщелачивающая. Карстовые воды часто неагрессивные. Глубина залегания подземных вод в долинах преимущественно до 10–30 м; условия водоснабжения хорошие

Продолжение табл. 79

Обозначения на карте	Области и их характеристика	Инженерно-геологические условия	Физико-механические свойства и процессы	Инженерно-геологические особенности
III а	Альпийско-Гиссарские платформенные поднятия с предположительно развитым покровом четвертичных отложений и неогеновой формацией, нередко с горными массивами, покрытыми ледниками. Преобладающие абсолютные высоты 450—650 м. Глубина вреза речных долин до 100—200 м	В северной части широко распространены лессовидные породы, иногда с карстово-суффозионными явлениями. На востоке широко развиты ледниковые отложения. На юге и востоке широко развиты толщи пластичных глин и мергелей. Преобладающие абсолютные высоты 450—650 м. Глубина вреза речных долин до 100—200 м	По плотности и степени водонасыщения лессовидные породы относятся к просадочным грунтам I типа (мощность просадочной толщи до 10 м), II типа (мощность просадочной толщи более 10 м) и III типа (мощность просадочной толщи более 10 м, возможны суффозионно-карстовые явления). Просадочность лессовидных пород проявляется при замачивании их водой под нагрузкой от собственного веса грунта и сооружения. Величина относительной просадочности изменяется от 0,01 до 0,2 и более. Мощность просадочной толщи изменяется от 1—2 до 20—30 м и более. Встречаются участки с карстовыми воронками, провалами, оврагами, промоинами. Глубина залегания грунтовых вод 10 м и более. Грунты слабосолончаковатые и солончаковые. Грунты среднесжимаемые и сильносжимаемые. Сейсмичность района 8 и 9 баллов	В основных областях развития лессовых пород встречаются участки с просадочными свойствами грунтов I типа (мощность просадочной толщи до 2 м) и II типа (мощность просадочной толщи более 2 м). Встречаются участки с карстовыми воронками, провалами, оврагами, промоинами. Глубина залегания грунтовых вод 10 м и более. Грунты среднесжимаемые и сильносжимаемые. Сейсмичность района 8 и 9 баллов
III б	Мугоджино-Южноэмбенское плато с понижающимися к северу и востоку равнинами, сложенными преимущественно палеогеновыми и неогеновыми отложениями	Преимущественно развиты элювиальные и элювиально-делювиальные отложения. Местами отложения представлены глинистыми породами	На лессовидных породах распространены просадочные суглинки и супеси I и II типов, в долинах и оврагах, в депрессиях — глубокопросадочные грунты. Грунты среднесжимаемые и сильносжимаемые. Сейсмичность района 8 и 9 баллов	Карстово-суффозионные явления наиболее развиты на юге, на большинстве территории — слабо выраженные. Грунтовые воды на глубинах 10—20 м. Грунты среднесжимаемые и сильносжимаемые. Сейсмичность района 8 баллов

поверхностных отложений ныледниковой формации, полускальных с песчаными, полускальных и скальных пород коренной основы		Рельеф уплощенный, слабо расчлененный, с редкими траповыми массивами и преобладающими абс. высотами 350–450 м. Глубина вреза речных долин до 100–200 м	на междуречьях конгломерато-песчаниковые породы нижней юры, перекрытые маломощным плашом глинисто-песчаных отложений, встречаются траповые тела и массивы	лачивание и мерзлотные процессы. Мощность многолетней мерзлоты до 10 м, температура от –0,1 до –0,2°. Вероятная максимальная сила землетрясений менее 6 баллов	воды Мурского артезианского бассейна. Воды первого от поверхности водоносного горизонта преимущественно не агрессивные, глубина их залегания небольшая (до 20–30 м)
	IIIв	Ката-Ербогаченская равнина с преимущественным развитием пород терригенной, эффузивно-осадочной (туфогенной) и интрузивной (траппы) формаций. Равнина усложнена врезанными долинами и возвышающимися на общем фоне траповыми массивами. Преобладающие абс. высоты 350–450 м. Глубина вреза речных долин до 100–150 м	На юге широкое распространение имеют угленосные алевролит-песчаниковые отложения перми и карбона, севернее конгломераты и песчаники нижней юры, участками встречаются довольно значительные поля туфопесчаников, туфобрекчий и туфов нижнего триаса и обильные траповые тела, образующие иногда крупные массивы. В расширениях долин мощные галечно-песчано-суглинистые отложения	На осадочных породах развиты оползни и солифлюкция; оседания склонов и осыпи преимущественно на траппах. Мерзлота глазным образом в долинах и затененных склонах, а на севере подобласти – и на междуречьях. Широко развиты мари, термокарст, мерзлотное пучение. Мощность многолетней мерзлоты до 50–80 м, температура от –0,5° до –1°. Вероятная максимальная сила землетрясений до 6 баллов	На севере развиты надмерзлотные, сезонно промерзающие воды, в рыхлых отложениях иногда сезонно непромерзающие; на юге (бассейн Ангары) наблюдаются выходы грунтовых и межпластовых вод. При погружении водоносных горизонтов они становятся солоноватыми и солеными
	III:	Нижне-Тунгусская равнина с преимущественным развитием пород эффузивно-осадочной (туфогенной) и интрузивной (траппы) формаций. Всхолмленная равнина с широкими	Преимущественное распространение имеют туфобрекчии и туфы триаса, прорезанные траппами. Местами выходят на поверхность алевролиты и песчаники перми. По-	Мерзлота имеет почти повсеместное распространение. Она может отсутствовать в крупных речных долинах и обводненных зонах разломов. Мощность ее более 50–80 м, на	Распространены надмерзлотные сезонно промерзающие воды; подмерзлотные пресные гидрокарбонатно-хлоридные воды выходят лишь по редким зонам тектонических разло-

Провинции	Области и их характеристика	Индекс подобласти	Подобласти и характеристика их рельефа	Инженерно-геологические комплексы пород	Физико-геологические явления и процессы	Гидрогеологические особенности
Сибирская платформа			долинами, межгорными понижениями и «останцами» трапповых массивов. Преобладающие абс. высоты 300—400 м. Глубина вреза речных долин 100 м	верхностные отложения обычно маломощные супесчано-песчано-щебенчатые	севере области до 100 м; температура от —1° до —1,5°. Развиты карр, термокарст, морозное пучение; в аллювиальных отложениях морозобойные клинья и оплывины. На туфогенных породах и траппах — осыпи и обвалы. Вероятная максимальная сила землетрясений до 6 баллов	мов. Воды неагрессивны или обладают выщелачивающей агрессивностью
	Горная страна Восточного Саяна с переменной мощностью поверхностных отложений формаций горного оледенения, горных склонов межгорных впадин; скальных и полускальных пород коренной основы	IVa	Низкогорье с преимущественным развитием метаморфической и интрузивной формаций. Абсолютные высоты достигают 1600 м, в среднем 1200—1300 м. Преобладающие превышения водоразделов над руслами рек 300—600 м	Преобладающее распространение имеют силикатные, силикатно-карбонатные и карбонатные породы архея и протерозоя, прорванные различными интрузивными образованиями. Массивы их часто слагают обширные площади. Кроме них, в предгорной части развит терригенно-вулканогенный комплекс верхнего протерозоя, в среднегорье песчаники, конгломераты и туфы верхнего силура—	—	—
		IVб	Среднегорье, местами с редкими гольцами (исходных) поверхностей с преимущественным развитием интрузивной, метаморфиче-		Часты обвалы, осыпи, карсты, для многих участков типичны сели, в речных долинах встречаются наледи. Известняки и частью	Преобладающее распространение имеют трещинные, обычно пресные грунтовые воды и воды выветривания. Встречаются обводнен-

Хребты Приморский и Северный	V_6	Преобладают особенно в Приморском хребте. Обычны также в Северном	Обычны особенно в Приморском хребте	Приморский хребет — самый высокий в Северо-Байкальской горной области. Абсолютная высота его достигает 1600 м и в отдельных местах 1870—1900 м. Преобладающие породы — метаморфические сланцы и кристаллические известняки. В низкогорьях развиты сильно метаморфизованные породы — кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки. Среди них встречаются интрузивные образования — граниты, сиениты, габбро, диориты. Северный хребет — низкогорье с преимущественно развитием эрозионных форм рельефа. Высота его 1000—1200 м. Сложен он в основном породами архейского возраста — кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, амфиболитами, кварцитами, а также интрузивными породами — гранитами, сиенитами, габбро, диоритами и др. В прибрежной полосе Байкала развиты аллювиальные, пролювиальные и делювиальные отложения. Здесь же имеются древние террасы высотой 5—6 м, 10—12 м, 20—25 м, 40—50 м, 60—70 м, 80—90 м, 100—110 м, 120—130 м, 150—160 м, 180—190 м, 200—210 м, 230—240 м, 260—270 м, 290—300 м, 320—330 м, 350—360 м, 380—390 м, 410—420 м, 440—450 м, 470—480 м, 500—510 м, 530—540 м, 560—570 м, 590—600 м, 620—630 м, 650—660 м, 680—690 м, 710—720 м, 740—750 м, 770—780 м,

Провинции	Области и их характеристика	Индекс подобласти	Подобласти и характеристика их рельефа	Инженерно-геологические комплексы пород	Физико-геологические явления и процессы	Гидрогеологические особенности
Саяно-Байкальская горноскладчатая зона		V6	Альпинотипный рельеф с преимущественным развитием пород интрузивной и метаморфической формации. Абсолютные высоты достигают 2500 м, в среднем 2300 м. Преобладающие превышения водоразделов над руслами рек более 1000 м	никового комплекса верхнего протерозоя, а также известняки и доломиты улунтуйской и голоустинской свит	долинах рыхлые отложения часто промерзжены на глубину до 50 м (температура от −0,2 до −0,5°), наблюдаются процессы мерзлотного пучения и наледи. Вероятная максимальная сила землетрясений силой до 9–10 баллов	
	Северо-Байкальское и Витимо-Патомское нагорья с перемещной мощностью поверхностных отложений формаций горных склонов и межгорных впадин; скальных и полускальных пород коренной основы	V1a	Патомское нагорье и Мамско-Бодайбинская депрессия с преимущественным развитием пород метаморфической и терригенно-карбонатной формаций. Абсолютные высоты 1500 м, в среднем 1200–1400 м. Преобладающие превышения водоразделов над руслами рек 300–600 м	На юге и юго-западе подобласти обширные поля гранитов, диоритов, габбро и других магматических пород. В Мамско-Бодайбинской депрессии и северее преобладают сланцево-алевролит-песчаниковые и песчаниково-доломит-известняковые породы байкальской и патомской серий верхнего протерозоя. Межгорные впадины выполнены передко мощными ледниковыми и флювиогляциальными отложениями	Особенно широко развиты курумы и осыпи. Карбонатные породы карстуются — преобладает трещинный карст. Рыхлые отложения скованы многолетней мерзлотой мощностью до 80–300 м, температура от −0,1 до −1,5°. Здесь же термокарст и мерзлотное пучение. Часто встречаются наледи. Вероятная максимальная сила землетрясений до 6–7 баллов на севере и северо-западе и до 8–9 баллов на юго-востоке	Преобладают пластово-трещинные воды в метаморфизованных породах и трещинные в магматических. В карбонатных породах встречаются трещинно-карстовые воды, в аллювиальных отложениях — надмерзлотные и подмерзлотные. Агрессивность вод преимущественно выщелачивания
		V1б	Северо-Байкальское нагорье с преимущественным развитием пород интрузивной и метаморфической формаций. Абсолютные высоты достигают 2400 м, в среднем 1800–2000 м. Преобладающие превышения водоразделов над руслами рек 600–1000 м			

чает Манзурское (IIа), Ангаро-Ленское (IIб) и Непа-Тунгусское (IIв) плато; слабо расчлененные плато и равнины с отпрепарированными трапповыми телами образуют Ангаро-Чунское (IIIа) и Мура-Ковинское (IIIб) плато, Ката-Ербогаченскую (IIIв) и Нижне-Тунгусскую (IIIг) равнины. Их характеристика дана в табл. 79.

В провинцию Саяно-Байкальской горноскладчатой зоны входят юго-западная, южная и восточная окраины Иркутской области. В геологическом строении этой территории участвуют комплексы различных горных пород, обладающих разным возрастом (преимущественно допалеозойским) и генезисом, сложными условиями залегания, различной степенью дислоцированности и метаморфизма. Все это отразилось в характере устройства поверхности. Территория провинции относится к нескольким, по существу самостоятельным, орографическим структурам: горам Восточного Саяна, хребтам Прибайкалья, Северо-Байкальскому и Витимо-Патомскому нагорьям. В каждой из них наблюдается своеобразие в распространении, составе и мощности поверхностных отложений и пород коренной основы, в развитии тех или иных инженерно-геологических явлений и процессов. Все это позволяет рассматривать их как самостоятельные инженерно-геологические области, которые в свою очередь по комплексу признаков подразделяются на ряд подобластей. Более полная характеристика областей и подобластей Саяно-Байкальской складчатой зоны приведена в табл. 79.

Глава 19

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ СТРОИТЕЛЬСТВА

Анализу тех или иных природных факторов, определяющих инженерно-геологическую обстановку территории, посвящены главы 16 и 17. Остается рассмотреть особенности условий строительства, создаваемые, с одной стороны, всей совокупностью природных факторов и, с другой стороны, спецификой требований, предъявляемых тем или иным типом инженерных сооружений гидротехнического, дорожного, шахтного, подземного, промышленного и гражданского строительства.

ГИДРОТЕХНИЧЕСКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

По темпам развития гидротехнического строительства Иркутская область занимает одно из первых мест в стране. Первенцем в ряду гидростанций явилась Иркутская ГЭС, строительство ее начато в 1951 г., в строй вошла в 1956 г. В 1955 г. заложено строительство крупнейшей Братской ГЭС, первые агрегаты которой были пущены в 1961 г., а в 1957 г. начато строительство Мамаканской ГЭС. 1965 год является началом строительства следующего гиганта энергетики — Усть-Илимской ГЭС.

Усть-Илимская ГЭС возводится на р. Ангаре ниже устья р. Илима в зоне развития редких островов и линз многолетнемерзлых пород, приуроченных в основном к отрицательным формам рельефа — падям, распадкам и заболоченным участкам долин. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 10—22 *м* при температуре от —0,2 до —0,3°. Мощность рыхлых отложений невелика и на большей части территории менее 5 *м*. Возможная сила землетрясений менее 6 баллов.

Долина р. Ангары ниже устья р. Илима сложена осадочными породами катской свиты среднего—верхнего карбона, прорванными интрузиями траппов. Последние способствуют образованию в реке сужений с обрывистыми, скалистыми берегами. Ширина долины в таких местах уменьшается до 4—1,5 *км*, тогда как на участках, свободных от интрузий, она местами достигает 15—20 *км*. Один из трапповых силлов мощностью до 270 *м* на левом берегу образует «Толстый Мыс», и ширина реки здесь сужается до 700 *м* (рис. 96). Здесь Гидроэнергопроектом намечен створ плотины. Берега и русло по створу сложены траппами. Левобережный их массив утоняется по направлению к противоположному берегу. Траппы отличаются монолитностью; оползни, столь обычные в этих местах, отсутствуют. В глубь левого берега кровля силла резко снижается и перекрывается толщей песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов катской свиты карбона. Весь

комплекс пород характеризуется относительно слабой водопроницаемостью Коэффициент фильтрации монолитных траппов, по данным Н К Виткиной (1964), менее 0,01 *м/сутки*, траппов в зоне дробления — несколько десятков метров в сутки, песчаников от 1 до 10 *м/сутки*

По предварительным расчетам Гидроэнергопроекта, высота подпора в створе плотины составит 94 *м* Водохранилище разобьется на 2 рукава по р. Ангаре (до нижнего бьефа Братской ГЭС) и по долине р Илима (более чем на 400 *км*) Затопляемая зона расположена в южной части подобласти IIIв, характеризуемой развитием полускальных пород терригенно-угленосной формации карбона, а также охватывает северо-восточную часть подобласти IIIа с распространенными здесь полускальными породами терригенно красноцветной формации верх-

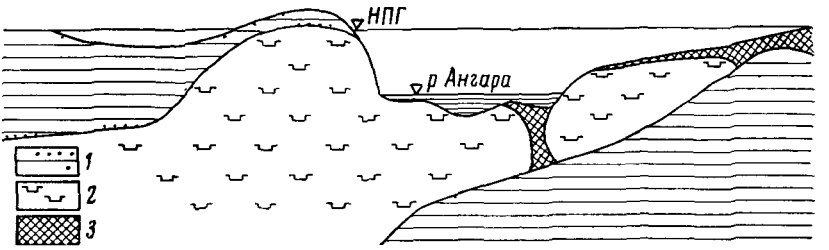


Рис 96 Схематический геологический разрез по створу Толстый Мыс (по материалам Гидроэнергопроект)

1 — осадочные породы катской свиты среднего — верхнего кембрия *2* — траппы *3* — зона дробления в траппах

него кембрия, скальных и полускальных пород терригенно-карбонатной формации устькутской свиты нижнего ордовика и полускальных пород с песчаными нижнего силура В долине Ангары и по Илиму (вблизи впадения р Тубы) породы прорваны многочисленными интрузиями траппов

В зоне затопления большое развитие имеют оползни Наиболее значительные из них приурочены в основном к траппам, породам устькутской свиты ордовика и среднего—верхнего кембрия В породах среднего и верхнего ордовика и силура оползни встречаются главным образом по долине р Илима Оползни в зоне затопления Усть-Илимского водохранилища изучены и подробно описаны Ю Б Тржцинским (1964, 1965) С заполнением водохранилища следует ожидать усиления оползневых и обвально-осыпных процессов, особенно в Бадарминском сужении на Ангаре, у сел Нижнеилимск, Оглоблино, Голиково на Илиме и в других местах

В районе строительства широко развиты многие процессы, связанные с мерзлотой, в частности бугры пучения Многолетние их формы достигают 100—200 *м* в поперечнике и 2—3 *м* в высоту, размеры однолетних бугров пучения не превышают 1—1,5 *м* в диаметре и 0,4 *м* в высоту Встречаются реликтовые формы западинно-бугристого рельефа Развита солифлюкция, изредка встречается термокарст Глубины сезонного промерзания составляют для глин 2—2,5 *м*, для песков и супесей 2,5—3 *м*, для коренных пород 5—7 *м* При снятии снегового покрова образуются перелетки Спорадическое проявление карбонатного карста отмечается в породах братской свиты ордовика

Иркутская ГЭС построена в области высокой (до 8 баллов) сейсмичности, на полускальных породах юрского возраста, отличающихся своей фациальной изменчивостью Основанием земляной части

плотины служат элювиированные алевролиты и песчаники, слабо просадочные суглинки и супеси и аллювиальные песчано-галечные отложения.

Водопроницаемость юрских пород в среднем составила 5 *м/сутки*, выветрелых их разностей 20 *м/сутки*, валунно-галечниковых отложений до 600 *м/сутки*. Значительная часть земляной плотины, отсыпанной из песчано-гравелистого материала с суглинистым ядром в центре, уложена на сильно фильтрующих грунтах. Это вызвало необходимость уделить особое внимание устройству противофильтрационной завесы по створу плотины и организации дренажной системы. Здание ГЭС установлено с применением площадной цементации на прочных гравелистых песчаниках, залегавших под слоем более слабых алевролитов и удаленных в процессе подготовки основания.

Возможность обходной фильтрации воды из водохранилища, грозившей подтоплением правобережной части г. Иркутска, была устранена после сооружения плотины путем устройства дренажной системы.

В результате подпора, создаваемого плотиной (30 *м*), среднемноголетний уровень в Байкале поднялся на 1 *м*. Это привело к заметной переработке его берегов там, где они сложены озерно-речными осадками в нижней части озера.

В нижней части Иркутского водохранилища уровень подземных вод в породах юрского возраста на правобережье поднялся на высоту 15—20 *м* и образовал депрессионную поверхность от водохранилища через пятикилометровое междуречье в сторону р. Ушаковки. В направлении нижнего бьефа влияние повышения уровня сказалось на расстоянии до 3 *км* — по правому берегу и до 2,5 *км* — по левому берегу. Повышение уровня в местах залегания лёссовидных суглинков и подмачивание их снизу привело к возникновению просадочных явлений (например, около пос. Щукино). По наблюдениям Л. А. Сироткина, выполненным в 1961—1963 гг. (1964), отступание береговой линии под воздействием волновой абразии в среднем составило 3,5 *м*, а на участке активного размыва — до 11 *м* в сезон. На некоторых участках побережья водохранилища возникли оползневые явления (глава 18), а в нижнем бьефе — заболачивание в местах разгрузки фильтрационного потока, в частности правобережного склона вблизи Лисихинского карьера и у подножья левобережного склона вблизи пос. Южный.

Особенностью инженерно-геологических условий строительства Мамаканской ГЭС является сооружение ее в суровых климатических условиях южной окраины Витимо-Патомского нагорья, в зоне развития многолетнемерзлых пород с островами таликов. Амплитуда температур здесь достигает 97°; безморозный период составляет лишь 103 дня в году. Температура многолетнемерзлых пород в долине близка к нулю и, по данным Л. Н. Лещевой (1963), не превышает 0,1—0,2°, а их мощность не более 15—25 *м*. Столь неустойчивое состояние многолетней мерзлоты при нарушении естественных условий поверхности часто ведет к ее деградации.

Основанием плотины является комплекс скальных и полускальных пород — слабо дислоцированные метаморфические сланцы верхнего протерозоя с прослоями кристаллических известняков, обладающие высокими физико-механическими свойствами. Мощность четвертичных отложений обычно невелика и редко превышает 5 *м*, но иногда достигает 15—20 *м*; минимальная мощность в русле реки и на высоких террасах, максимальная — в пределах первой и второй надпойменных террас. В приустьевой части река, кроме современной, имеет древнюю долину глубиной до 70 *м*, погребенную под ледниковыми отложениями. Ширина современной долины 800 *м*, погребенной — около 700 *м*.

По отношению к бетону поверхностные и подземные слабо минерализованные воды обладают слабой выщелачивающей агрессивностью. На участке русла слабо водопроницаемые породы залегают на глубине 50 *м* и более. Коэффициент фильтрации их менее 0,006 *м/сутки*. Выше залегают породы, обладающие значительно большей водопроницаемостью, достигающей на глубине 15 *м* 4—12 *м/сутки*. Для предотвращения фильтрации под дном плотины и в бортах сделана цементная завеса. Фильтрация через погребенное русло (незначительная в период постройки плотины) по мере заполнения водохранилища и деградации мерзлоты стала возрастать. Это потребовало принятия специальных инженерных решений.

Братская ГЭС — самая крупная на Ангаре. Она построена ниже Падунского порога в трапповом каньоне. Русло реки перекрыто бетонной гравитационной плотиной с наибольшей высотой 127 *м*, и весь водоудержательный фронт Братского гидроузла составляет 5120 *м*, в том числе бетонная часть 1452 *м*. Мощность станции 4,5 млн. *квт*. Площадь водохранилища 5500 $км^2$, объем 179 $км^3$, длина по Ангаре 570 *км*, по Оке 360 *км*, по Ие 320 *км*, ширина его от 2—5 до 16 *км*. Общая протяженность береговой полосы водохранилища свыше 6000 *км*. Характеристика размываемости берегов дана в табл. 80. Согласно приводимым сведениям, несколько менее половины (около 47%) береговой линии, подвергнутой абразии в течение 25 лет, практически останется неразмываемой, 43% береговой линии будет размыто на ширину до 100 *м* и лишь 10% претерпит более существенную переработку. Наименее устойчивыми к абразии окажутся загипсованные мергели и аргиллиты терригенной красноцветной формации нижневерхоленской подсвиты среднего—верхнего кембрия. При размещении объектов строительства эти изменения береговой полосы должны учитываться после заполнения Братского водохранилища. Уровень подземных вод на площади распространения закарстованных пород кембрийского возраста повысится до 35 *м* и внесет резкие изменения в природные условия, снизит минерализацию подземных вод, повысит их качество. Значительные годовые колебания уровня в водохранилище (до 10 *м*) отразятся на уровне карстовых вод с охватом в ширину прибрежной полосы до 7—8 *км*. Произойдет интенсификация карстовых процессов (Пальшин, 1963).

Инженерно-геологические условия предполагаемого строительства ГЭС на р. Лене (в районе Киренска) своеобразны. Река здесь протекает в алевролито-мергельно-песчаниковых полускальных породах красноцветной формации верхневерхоленской свиты верхнего кембрия, перекрываемых сверху карбонатно-песчаниковыми скальными — полускальными породами терригенно-карбонатной формации устькутской свиты нижнего ордовика. Этим породам свойственны процессы карстообразования, а на уступах террас — оползней.

ДОРОЖНОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

Разнообразные и местами сложные инженерные задачи возникнут перед строителями дорог горнорудных районов Восточного Саяна, в трудно доступных участках слюдяных рудников на Маме и в других местах.

При строительстве железных дорог существенные трудности могут возникнуть в связи с преодолением многокилометровых массивов болот, особенно на участках развития островов многолетнемерзлых грунтов; наличие последних создает предпосылки для пучения грунтов, наледеобразования и других явлений. На участке примыкания

Таблица 80

Характеристика размываемости берегов Братского водохранилища

(составлена с использованием материалов Е. К. Гречишева, Г. М. Пуляевского, 1963)

Инженерно-геологические группы комплексов пород	Формации	Возраст	Протяженность, км / %	Ширина размыва берега за 25 лет, м: неразмываемые берега	до 100 м	от 100 до 400 м	свыше 400 м	Протяженность всех типов берегов
				метры / проценты				
Полускальные	Терригенная	S_1; O_2mn, O_1	1257 / 100	749 / 59,6	490 / 39	18 / 1,4	–	1572
	Терригенно-красноцветная (песчанисто-алевролитовая с прослоями мергелей)	$O_2{-}_3br$; $Cm_{2-3}el^1$; $Cm_{2-3}el^2$	1946 / 100	796 / 41	919 / 47,3	206 / 10,9	16 / 0,8	2922
	Терригенно-красноцветная (мергели, аргиллиты с прослоями известняков и гипсов)	$Cm_{2-3}el^3$	412 / 100	35 / 8,5	210 / 51	166 / 40,3	1 / 0,2	649
Полускальные скальные	Терригенно-карбонатная	O_1ik	346 / 100	271 / 78,3	75 / 21,7	–	–	475
Скальные	Карбонатная	Cm_1l	112 / 100	28 / 25	77 / 68,7	7 / 6,3	–	297
	Интрузивная	$\gamma\beta T$	45 / 100	25 / 55,6	16 / 35,5	4 / 8,9	–	55
Итого по породам коренной основы		–	4119 / 100	1913 / 46,5	1787 / 43,4	401 / 9,7	18 / 0,4	5970
Поверхностные отложения	Внеледниковых отложений Сибирской платформы	–	4144 / 100	1929 / 46,6	1787 / 43,3	401 / 9,7	17 / 0,4	6013

к линии железной дороги (район Черемхово) будут встречены реликтовые формы мерзлоты в виде полигонально трещинных грунтов, а в районе р. Белой — поля слабо закрепленных песков. Мощность рыхлых отложений в низинной части достигает 10 *м* и более. Часть пути в Присаянье пройдет через участки интенсивного развития карста в карбонатных породах нижнего кембрия в условиях сейсмичности до 8 баллов. Условия строительства относятся ко 2, 3 категориям сложности, а в районах Восточного Саяна — к 4 категории.

Менее суровые условия характеризуют район между Тулуном и Братск. Отложения этого района относятся к группе полускальных пород терригенной формации (бадарановская свита нижнего ордовика), терригенно-красноцветной формации (братская свита среднего — верхнего ордовика) и полускальных пород с песчаными терригенной формации нижнего силура. Существенные трудности представит преодоление полей лёссовидных суглинков, распространенных по левобережью р. Ии, а также участок развития осыпей и обвалов вблизи трапповых массивов. Для района верховьев р. Вихоревой характерны отседания склонов. В днищах падей, распадков и на заболоченных участках небольших долин будут встречены острова неустойчивой многолетней мерзлоты с температурами, близкими к 0°. Мощность рыхлых отложений до 3 *м*, на некоторых участках — до 10 *м*. Условия строительства по этой трассе могут быть оценены как умеренно сложные, местами сложные (2, 3 категории сложности).

Определенную опасность для строительства дорог в центральных районах Иркутского амфитеатра может создавать процесс отседания склонов, который пользуется широким развитием в поле карбонатных пород кембрия и ордовика. В практике строительства и эксплуатации железной дороги Тайшет—Лена зарегистрировано несколько крупных деформаций железнодорожного полотна, вызванных отседанием крупных массивов ордовикских известняков.

Строительство дорог в Северо-Байкальском нагорье сопряжено с большими трудностями. Гольцы и водоразделы имеют значительные (300—500 *м*) превышения над глубоко врезанными речными долинами. Мощность рыхлых грунтов невелика, обычно менее 3 *м*. Долины рек и ручьев, особенно в верховьях, заболочены. Большое распространение имеет многолетняя мерзлота. На склонах северной экспозиции она развита почти повсеместно. Многолетняя мерзлота способствует увлажнению земляного полотна надмерзлотными водами летом и образованию пучения и наледей зимой. Строителями накоплен большой опыт сооружения дорог в этих условиях и разработан комплекс мероприятий по предупреждению оползней, пучения грунтов и наледеобразования. Условия строительства оцениваются по третьей и четвертой категориям сложности.

При строительстве дорог в северных районах области и в Саяно-Байкальской горноскладчатой зоне большие трудности возникают в связи с наледеобразованиями. Некоторые речные наледи достигают исключительно больших размеров, как, например, Нижне-Иликтинская, объем которой в зиму 1956—1957 гг. составил 2 млн. $м^3$. Наледи, образующиеся за счет надмерзлотных вод, в связи с промерзанием сезонно-талого слоя обычно невелики и рост их прекращается в конце ноября — начале декабря. Наледи, образующиеся на выходах надмерзлотных вод, к концу зимы достигают значительных размеров, нередко измеряемых многими тысячами кубических метров. Наибольшую опасность для строительства дорог представляют наледи последних двух типов.

Прилагаемые к тому специальные карты (см. рис. 19, 24, 86, 95) и описание формаций (глава 16) дают возможность произвести предварительную оценку условий строительства дорог в любых районах области.

ШАХТНОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

Инженерно-геологические условия шахтного строительства в той или иной мере освещены в главе 12, характеризующей условия обводненности большинства месторождений Иркутской области. Поэтому остается лишь рассмотреть специфику инженерно-геологических условий строительства на каменноугольных и железорудных месторождениях, эксплуатация которых сопряжена с наибольшими объемами горных работ.

В Иркутской области сосредоточены огромные залежи угля. Значительная часть балансовых запасов (10,3 млрд. *т*, или 98%) добывается карьерами с коэффициентом вскрыши от 2 до 10 $м^3/т$. Крупное карьерное строительство ведется и может осуществляться в дальнейшем в Иркутском угленосном бассейне (подобласть 1б) на месторождениях Черемховском, Азейском, Каранцайском, Новометелкинском, Владимиро-Головинском, Мугунском и Ишинском. Инженерно-геологические условия этого строительства в целом исключительно благоприятные.

Для шахтной добычи имеется много месторождений и участков с глубиной залегания пластов угля от 150 до 400 *м* (Кармагайское, Арансахойское и др.), но эксплуатация их в настоящее время считается нерентабельной.

Полускальные породы терригенно-угленосной формации черемховской свиты юры, представленные в основном песчаниками и алевролитами, в большинстве устойчивы и в бортах карьеров образуют крутые откосы, например, на Черемховском месторождении 70—80° и более. Такие же углы откосов возможны на Каранцайском и Новометелкинском месторождениях. Высота уступов при разработке по транспортной системе на Ново-Гришевском разрезе составляет от 8 до 15 *м*, а при простой бестранспортной системе с использованием драглайнов в среднем 14 *м* (Храмцовский разрез). Песчаники, угли, алевролиты на Черемховском месторождении представляют вполне надежное основание для работы и передвижения экскаваторов самых тяжелых конструкций. Аналогичные условия будут, вероятно, на Каранцайском и Новометелкинском месторождениях. Вместе с тем наличие глинистых минералов в аргиллитах и алевролитах и подверженность этих пород быстрому выветриванию создают предпосылки к оползанию откосов при неблагоприятных условиях залегания пород. В этих условиях необходимо устройство надежного дренажа. На Азейском месторождении в кровле пласта «Второго» залегают слабо сцементированные песчаники, углы откосов в которых не должны превышать 45—50° (Пекарец, 1964).

В подземных выработках породы обладают достаточной устойчивостью, за исключением размытых участков, заполненных песком (Черемхово). Породы почвы и кровли в основном устойчивы, но в местах с глинистыми прослоями, залегающими вблизи кровли, могут обрушаться.

Водообильность действующих шахт небольшая (см. главу 12). При строительстве новых шахт в иных гидрогеологических условиях, например в центральных районах Иркутского артезианского бассейна, притоки в выработки могут значительно возрасти. Из действующих карьеров наибольшие притоки наблюдаются в Азейском месторождении (300—400 $м^3/час$).

Карст в карбонатных породах кембрийского возраста, подстилающих юрские отложения, проявляется местами в виде провалов угольных пластов. Местами угольные пласты полностью уничтожены, что усложняет ведение работ (шахта им. Кирова и др.). Способность закарстованных пород поглощать воду используется в Черемхово для сброса шахтных вод путем спуска их в скважины. Некоторое осложнение при ведении вскрышных работ на отдельных ограниченных участках могут вызвать рыхлые мелкозернистые пески и супеси, обладающие плывунными свойствами (Каранцайское месторождение).

В северной части подобласти IIб находятся Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации, в том числе Коршуновское и Рудногорское. Наиболее крупное Коршуновское месторождение расположено по левому берегу р. Коршунихи на линии железной дороги Тайшет—Лена. Условия шахтного строительства здесь благоприятны. До горизонта +50 *м* вся рудная залежь может быть отработана открытым способом горизонтальными слоями сверху вниз при высоте уступа 15 *м*. При отводе р. Коршунихи максимальный приток определится коэффициентом водообильности 0,44 (Иващенко и др., 1960).

Рудногорское месторождение расположено на рч. Гандюхе, в 35 *км* северо-восточнее с. Нижнеилимск. Приуроченность месторождения к вершине Рудной горы, имеющей относительное превышение 300 *м*, и непосредственный выход руд на поверхность определяют организацию открытой разработки. Железные рудные тела имеют высокую крепость и устойчивость. Менее устойчивы брекчиевидно-вкрапленные метасоматические руды. Полускальный характер этих пород и слабая устойчивость определяют угол откоса нерабочего уступа в 35—45°, а рабочего в 40—50°. Коэффициент вскрыши для наиболее глубоких участков месторождения изменяется от 2,6 до 8 (Росляков и др., 1960). Предполагается, что отработка наиболее глубоких горизонтов будет производиться подземным способом, хотя по инженерно-геологическим условиям не исключена возможность отработки всего месторождения открытым способом. Обводненность месторождения незначительная. Отвод подземных вод не представит затруднений.

СТРОИТЕЛЬСТВО ПОДЗЕМНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Инженерно-геологические условия строительства подземных нефтегазохранилищ исключительно благоприятны в южной, средней и северной частях Иркутского амфитеатра (подобласти Iб, IIа, IIб, см. рис. 95). Относительно неглубокое залегание соляных отложений нижнего кембрия обеспечивает в этих местах сооружение любых емкостей (Трофимук, 1960). Для этого мощность соляных пластов должна быть не менее 16—21 *м*. Строительство резервуаров обычно предусматривается на глубинах 400—600 *м*. Однако в практике известны случаи заглублений на 1250 *м* (Иванов, 1961). Этим условиям в подобласти Iб удовлетворяют пласты каменной соли усольской свиты мощностью более 20 *м*, залегающие в районе с. Залари — г. Усолье-Сибирское на глубинах от 900 до 1250 *м*. На этом же участке, но между станциями Половина—Кутулик пласты рабочей мощности могут быть встречены на глубинах соответственно от 770 до 930 *м* (табл. 81, рис. 97).

Пласты каменной соли, выявленные в районе ст. Тыреть в отложениях бельской свиты нижнего кембрия на глубинах около 500 *м* от поверхности, малопригодны для рассматриваемой цели из-за относительно небольшой их мощности (до 8—12 *м*). В Ангарске глубокие

скважины не бурились. По данным геофизических исследований, между городами Усолье-Сибирском и Иркутском наблюдается резкое погружение отложений усольской свиты до глубины 1250 *м*. В районе Ангарска кровля ее предполагается на глубине 1100 *м*. Сведения о наличии пластов соли рабочей мощности отсутствуют. На остальной части территории подобласти 1б слои каменной соли более 20 *м* мощности вскрыты на глубине свыше 1250 *м* (рис. 98).

Другим районом с благоприятными инженерно-геологическими условиями для строительства подземных резервуаров является между-

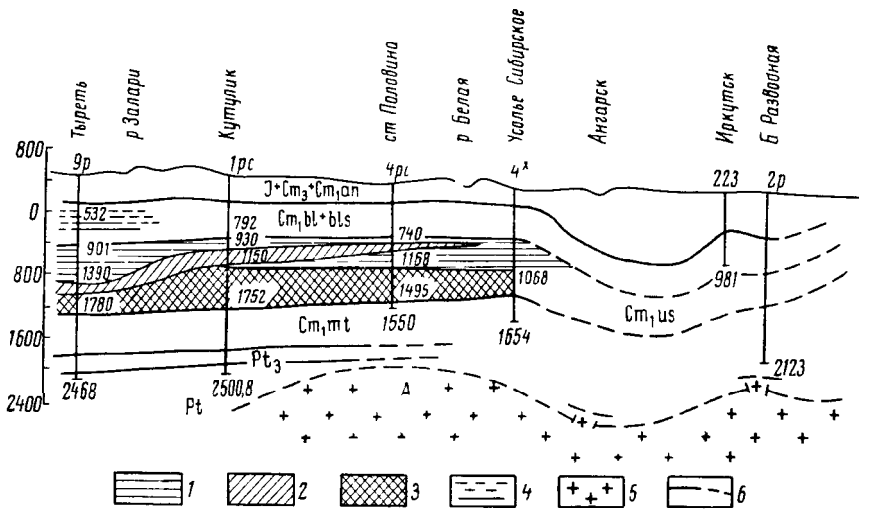


Рис. 97. Схема залегания нижнекембрийских соляных отложений на участке Тыреть — Иркутск. Составил П. И. Трофимук, 1965 г.

Пачки пластов каменной соли усольской свиты мощностью: *1* — менее 20 *м*; *2* — от 20 до 30 *м*; *3* — свыше 30 *м*; *4* — пачки пластов каменной соли бельской свиты мощностью 10—16 *м* и менее; *5* — кристаллические породы фундамента; *6* — стратиграфические границы установленные и предполагаемые

Таблица 81

Наименьшие глубины залегания слоев каменной соли мощностью более 20 *м* в южной части Иркутского амфитеатра

Интервалы глубин залегания, *м*	№ пунктов на схеме (см. рис. 98)	Наименование разведочной площади, профиля, или населенного пункта; номер скважины	Свита нижнего кембрия	Глубина залегания кровли слоя каменной соли, *м*	Мощность слоя каменной соли, *м*	Количество прослоев доломита мощностью до 2 *м*
600—900	36	Половининская площадь, скв. 4-рс	Усольская	700	42	1*
	37	Бельская скв. Р-р		570	22	—
	14	Тагнинская скв. 2-Б		1065	53	1
900—1250	17	Кутуликская площадь, скв. 1-р		930	31	—
	34	Осинская площадь, скв. 1-р		1184	30	—
	35	Боханская площадь, скв. 1-р		1116	28	—
	38	Усольская площадь, скв. 4		1068	35	—

* Мощность прослоя доломита до 3 *м*.

Таблица 82

Наименьшие глубины залегания слоев каменной соли мощностью более 20 *м* в средней части Иркутского амфитеатра

Интервалы глубин залегания, *м*	№ пуиктов на схеме (см. рис. 98)	Наименование разведочиой площади, профиля или иаселенного пуикта; номер скважиины	Свита нижнего кембрия	Глубина залегания кровли слоя каменной соли, *м*	Мощность слоя каменной соли, *м*	Количество прослоев доломита мощностью до 2 *м*
200—600	18	Удинский профиль, скв. 10-к	Ангарская	462	26	—
	19	Удинский профиль, скв. 6-к		360	36	—
	21	Дер. Шаманка, скв. 1-к		326	36	—
	22	Дер. Шабартуй, скв. 50-к		218	48	—
	27	Профиль „Илгинская впадина", скв. 15-к		542	31	—
	28	Дер. Федотово, скв. 17-к		425	51	—
	29	Христофоровская площадь, скв. 1-сп		456	36	1
	30	Ленский профиль, скв. 30-к		398	63	—
	31	Дер. Тюменцево, скв. 31-к		404	34	—
600—900	32	Ленский профиль, скв. 32-к		338	33	—
	33	Ленский профиль скв. 33-к		670	26	—
900—1250	25	Тагнинская площадь, скв. 1-сп	Усольская	1066	48	—
	26	Жигаловская площадь, скв. 1-0		922	158	—

речье Ангары и Лены (подобласть IIа). На большой территории в отложениях ангарской свиты нижнего кембрия пласты каменной соли рабочей мощности залегают на глубинах от 200 до 600 *м* и на больших глубинах — в усольской свите (табл. 82, см. рис. 98).

Инженерно-геологические условия в районе Нижнеилимск—Залари—Усть-Кут—*Марково (северная часть подобласти IIб) также можно* рассматривать как благоприятные для сооружений подземных емкостей. В районе Марковского нефтегазового месторождения строительство их возможно в пластах соли ангарской свиты на глубинах до 600 *м*, на участке вдоль линии железной дороги Тайшет—Лена на глубинах от 600 до 900 *м* и свыше 900 *м* в районе Нижнеилимска (табл. 83, см. рис. 98).

ПРОМЫШЛЕННОЕ И ГРАЖДАНСКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

Краткая инженерно-геологическая характеристика отдельных территорий на основе районирования приводится в табл. 79. Для оценки условий строительства В. П. Солоненко (1958) выделяет 5 категорий сложности: 1 — территории с благоприятными инженерно-геологическими условиями; 2 — умеренно сложные (неблагоприятные грунтовые условия, неустойчивая многолетняя мерзлота и другие физико-геологические явления, ограничивающие выбор строительных площадок и обусловливающие необходимость крупных подготовительных работ); 3 — территории с тяжелыми инженерно-геологическими условиями (широкое развитие высокольдистых нескальных грунтов при неустой-

чивой многолетней мерзлоте, тяжелые физико-географические условия, региональное развитие физико-геологических явлений, затрудняющих строительство и т. п.); 4 — территории сложные по инженерно-геологическим условиям, опасные для крупного строительства, резко пересеченные горные районы и 5 — территории весьма сложные по инженер-

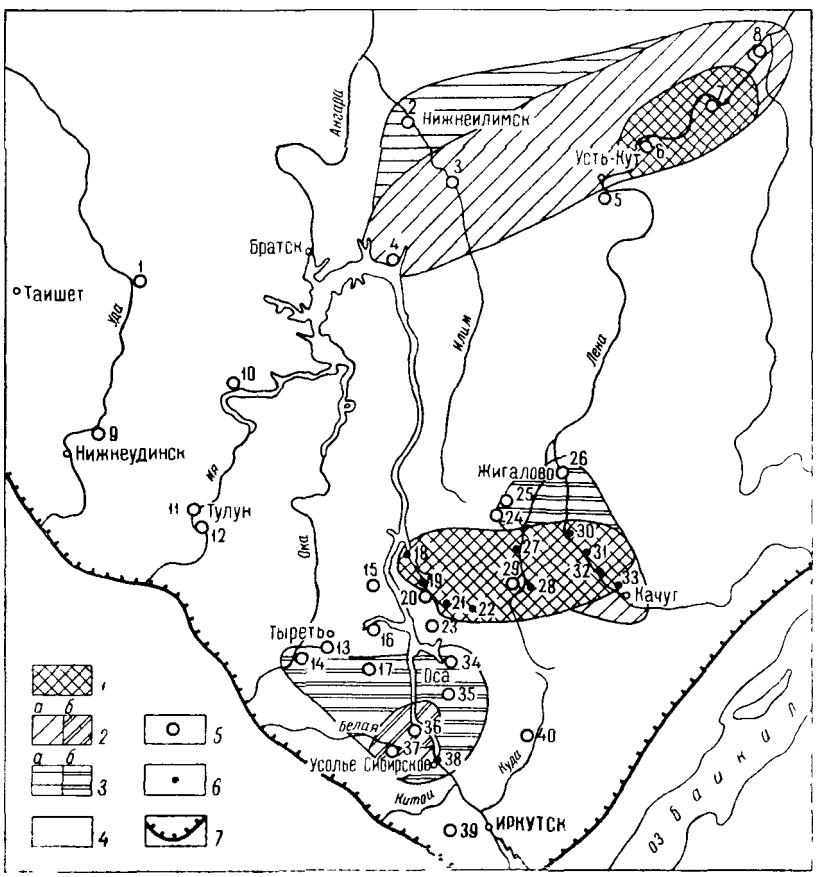


Рис. 98. Схема глубин залегания кровли первого от поверхности слоя каменной соли нижнекембрийских отложений мощностью от 20 *м* и более. Составил П. И. Трофимук, 1965 г.

Интервалы глубин залегания кровли первого от поверхности пласта каменной соли мощностью 20 *м* и более: *1* — от 200 до 600 в ангарской свите; *2* — от 600 до 900, *а* — в ангарской свите, *б* — в усольской свите; *3* — от 900 до 1250, *а* — в ангарской свите, *б* — в усольской свите; *4* — более 1250 *м* в ангарской или усольской свитах; *5* — глубокие скважины треста Востсибнефтегеология, *6* — колонковые скважины Иркутского геологоуправления, *7* — современная граница распространения отложений нижнего кембрия.

Номера скважин (на схеме), вскрывших слои каменной соли мощностью свыше 20 *м* на глубинах более 1250 *м*: 1, 5, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 20, 23, 24, 39, 40

но-геологическим условиям, крайне опасные для крупного строительства (альпинотипные хребты с землетрясениями 8—10 баллов, с массовым развитием лавин и т. п.). Характеристики особенностей условий строительства даются по областям (см. рис. 95).

Область I — краевые впадины и прогибы. Наиболее освоены территории подобластей Iа, Iб — Канско-Тайшетская и Иркутско-Черемховская впадины (7 и 48 тыс. $км^2$). Здесь размещаются основные промышленные узлы, Иркутская ГЭС, сосредоточены все разрабатываемые в настоящее время каменноугольные месторождения, эксплуа-

Таблица 83

Наименьшие глубины залегания слоев каменной соли мощностью более 20 *м* в северной части Иркутского амфитеатра

Интервалы глубин залегания, *м*	№ пунктов на схеме (см. рис 98)	Наименование разведочной площади, профиля или населенного пункта, номер скважины	Свита нижнего кембрия	Глубина залегания кровли слоя каменной соли, *м*	Мощность слоя каменной соли, *м*	Количество прослоев доломита мощностью до 2 *м*
200—600	6	Казаркинская площадь, скв 2-р	Ангарская	552	103	3
	7	Марковская площадь, скв. 20-р		560	145	1*
600—900	3	Касьяновская площадь, скв. 2-р		770	34	—
	4	Заярская скв. 1-0		880	56	—
	8	Крнволуцкая площадь, скв. 2-сп		845	105	1
900—1250	2	Тубинская скв. 1-0		1117	37	—

* Мощность прослоя доломита до 3 *м*

тируются или осваиваются многие другие месторождения полезных ископаемых, проходят Транссибирская железная дорога и магистральный нефтепровод По физико-географическим и инженерно-геологическим условиям это наиболее подходящая территория Иркутской области, располагающая большими площадями для размещения крупных объектов промышленного и гражданского строительства. При осуществлении его необходимо учитывать следующие неблагоприятные факторы: высокую сейсмичность в юго-восточной части подобласти Iб (8—9 баллов); на отдельных участках широкое развитие лёссовидных грунтов, обладающих свойствами значительных, иногда катастрофических просадок; местами встречаемые грунтовые жилы и бугристо-западинный рельеф; заболоченность некоторых территорий в Присаянье, а также заболоченность преимущественно высокой поймы в долинах многих рек; интенсивная закарстованность нижнекембрийских отложений, вскрываемых эрозией в долине р. Ангары и некоторых из ее притоков в приустьевых частях, а также выходящих на поверхность в Присаянье; наличие слабо закрепленных песков на междуречье Оки и Ии и, наконец, затрудненные условия водоснабжения из-за солоноватости воды или слабой обводненности пород в некоторых пунктах подобласти Iб (Кимильтей—Зима, Залари, Черемхово, Усолье-Сибирское и некоторые другие пункты).

В целом подобласти Iа и Iб являются благоприятнымн и умеренно сложными для целей строительства (1 и 2 категории сложности), за исключением некоторых заболоченных районов Присаянья и участков интенсивного развития карста, оцениваемых как территории с тяжелыми условиями строительства (3 категория сложности).

Подобласть Iв — Прибайкальский прогиб (82 тыс. $км^2$). Территория малообжитая. При освоении должны учитываться следующие неблагоприятные факторы: высокая сейсмичность (до 8—9 баллов), широкое развитие островной мерзлоты и сопровождающие ее мерзлотные явления, сильная закарстованность карбонатных пород ленского яруса нижнего кембрия; заболоченность во впадинах, предгорных прогибах и расширенных участков речных долин; местами (преимущественно в районах развития глинистых пород неогена и закарстованных, глу-

боко сдренированных карбонатных пород) затрудненные условия водоснабжения. Условия строительства характеризуются как умеренно сложные и тяжелые (3 и 4 категории сложности).

Область II — расчлененное плато. Наиболее освоенной, преимущественно по долинам рек, является территория подобласти IIа, представляющая Манзурское плато (38 тыс. $км^2$). При строительстве должны учитываться следующие неблагоприятные факторы; интенсивное проявление карбонатного и сульфатного карста и повышенная сейсмичность (до 7 баллов) в южной части подобласти; просадочные явления на лёссовых грунтах (развитых преимущественно по берегам водохранилища); оползни и трещинно-полигональные формы рельефа; островное распространение многолетней мерзлоты; затрудненные условия водоснабжения на глубоко сдренированных столовых междуречьях и в зоне развития сульфатно-карбонатных пород.

Условия строительства сложные и частично, преимущественно по долинам рек, умеренно сложные (3 и 2 категории сложности).

Подобласть IIб — Ангаро-Ленское плато (107 тыс. $км^2$). Территория заселена в основном по долинам рек Лены, Ангары, Илима и вдоль линии железной дороги Тайшет—Лена. Здесь расположены крупные железорудные (Коршуновское, Рудногорское и др.) и нефтегазовые (Марковское и др.) месторождения. При освоении территории должны учитываться следующие неблагоприятные факторы: спорадические проявления карста и интенсивные оползневые процессы на склонах в породах устькутской свиты, островное распространение многолетней мерзлоты, наличие лёссовых грунтов (в западной части территории). Условия строительства в основном умеренно сложные, по долинам рек местами благоприятные (2 и 1 категорий сложности).

Подобласть IIв — Непа-Тунгусское плато (87 тыс. $км^2$). Освоена чрезвычайно слабо. При строительстве должны учитываться следующие неблагоприятные факторы: наличие частых островов многолетней мерзлоты на всех элементах рельефа и широкое развитие процессов, с нею связанных, заболоченность многих междуречий, спорадическое проявление карста в ядрах антиклинальных структур. Условия строительства сложные, по долинам рек Непы и Тунгуски местами умеренно сложные (3, 2 категории сложности).

Область III — слабо расчлененные плато и равнины с отпрепарированными трапповыми телами. Подобласть IIIа — Ангаро-Чунское плато (76 тыс. $км^2$). Южная часть территории интенсивно осваивается. В Братске и вдоль линии железной дороги Тайшет—Лена сосредоточены крупные промышленные объекты. В северной части создается Усть-Илимское водохранилище. При строительстве должны учитываться следующие неблагоприятные факторы: наличие островов неустойчивой многолетней мерзлоты преимущественно в днищах падей и на заболоченных участках долин, а также развитие бугристо-западинного рельефа, спорадические проявления сульфатного карста в северной части подобласти и карбонатного карста в районе Братского водохранилища в породах братской свиты среднего—верхнего ордовика, относительно широкое развитие лёссовидных грунтов в долине р. Ии и в районе Братска, местами наличие слабо закрепленных песков на междуречье Ии и Уды. Условия строительства в целом умеренно сложные, по долинам рек местами благоприятные, тяжелые — на трапповых массивах.

Подобласти IIIб, в, г — Мура-Ковинское плато, Ката-Ербогаченская и Нижне-Тунгусская равнины (соответственно 14, 87 и 38 тыс. $км^2$) — почти неосвоенные северные окраины Иркутской области. Условия строительства в основном тяжелые, местами (в южной

части) — умеренно сложные (4 и 3 категории сложности), при строительстве должны учитываться наличие частых островов многолетнемерзлых пород на всех элементах рельефа и ее сплошное развитие на севере, а также широкое распространение процессов, с нею связанных

Область IV — горная страна Восточного Саяна Здесь действуют несколько горнодобывающих предприятий Условия строительства в подобласти IVа (13 тыс $км^2$) относятся к 4 категории сложности, в подобластях IVб, в (48 тыс $км^2$) — к 5 категории сложности Должны учитываться обвалы, осыпи, курумы, в западной части подобласти IVа — слабое проявление карбонатного карста в породах карагасской и оселковой свит верхнего протерозоя В речных долинах возможны наледи, сели Массивы многолетнемерзлых пород с островами таликов (подобласть IVа) и сплошное распространение многолетнемерзлых пород с редкими таликами — на остальной территории Возможная сила землетрясений от 6 баллов в западнои части территории до 9 баллов — в восточной

Область V — хребты Прибайкалья В подобласти Va (низкогорье, среднегорье, 10 тыс $км^2$), по побережью Байкала, в устьевых частях долин крупных рек и на о Ольхон имеются ограниченные площадки, пригодные для размещения гражданского и небольших объектов промышленного строительства, но возможности последнего ограничены высокой сейсмичностью территории (до 9—10 баллов)

В необычайно сложных инженерно-геологических условиях возводится Байкальский целлюлозный комбинат По условиям строительства территория подобласти Va относится к 4 категории сложности, Vб — к 5 категории сложности Помимо сейсмичности, должны учитываться обвалы, осыпи, курумы, лавины, карст на карбонатных породах архея и протерозоя, возможность возникновения селей, а также наличие островов многолетнемерзлых пород и наледеобразования в долинах рек

Область VI — Витимо-Патомское и Северо-Байкальское нагорья Здесь сосредоточены Ленские золотые прииски и слюдяные рудники Мамы Условия строительства на Витимо-Патомском нагорье (подобласть VIа, 51 тыс $км^2$) сложные (3 категория сложности), по долинам крупных рек — умеренно сложные Условия сложности строительства в Северо-Байкальском нагорье (подобласть VIб, 76 тыс $км^2$) оценивается по 4 категории, по долинам рек — по 3 категории В южной части подобласти из за высокой сейсмичности (до 9 баллов) и альпинотипного рельефа условия строительства относятся к 5 категории сложности Должны учитываться наличие массивов многолетнемерзлых пород с островами таликов и развитие процессов, с ними связанных, осыпи, слабое проявление карста на карбонатных породах верхнего протерозоя

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем XIX томе монографии «Гидрогеология СССР» освещены гидрогеологические условия и инженерно-геологические особенности Иркутской области. С использованием всех литературных данных, а также результатов специально проведенных исследований дается описание подземных вод, приуроченных к породам всех развитых здесь стратиграфических толщ и различных магматических образований. Для большей части осадочных отложений различного возраста (четвертичных, юрских, ордовикских, верхне- и нижнекембрийских) дана стратификация водоносных горизонтов. Среди трещинных вод горноскладчатого обрамления впервые выделены и раздельно охарактеризованы воды пород различного литологического состава (карбонатные, некарбонатные), воды аналогичных по генезису и петрографическому составу пород, развитых на территориально разобщенных участках (базальты горноскладчатого обрамления, траппы платформенной части области и т. п.). При анализе обводненности пород верхней части разреза учтено влияние на условия формирования подземных вод карста и многолетнемерзлых пород, широко развитых на территории области. В отличие от всех гидрогеологических обобщающих работ прошлых лет, с использованием новых фактических данных, детально охарактеризованы воды глубоких горизонтов (на глубину 2—2,5 тыс. *м*).

Заканчивается описание подземных вод гидрогеологическим районированием, уточняющим прежние схемы районирования. В частности, Ангаро-Ленский артезианский бассейн первого порядка подразделен на бассейны второго порядка: Окино-Непский, Мурский, Канский, Иркутский и Лено-Киренгский.

Гидрогеологические условия Иркутской области показаны на гидрогеологической карте масштаба 1 : 1 500 000, а также иллюстрируются схемами условий размещения водоносных горизонтов и комплексов отдельных стратиграфических толщ, картами карста, многолетнемерзлых пород и гидрогеологического районирования.

Широко раскрыты закономерности формирования подземных вод, описание которых начинается палеогидрогеологическими реконструкциями, впервые выполненными для этой территории автором данного раздела монографии Е. В. Пиннекером. Для обширной площади горноскладчатых сооружений установлена гидрогеологическая и гидрохимическая вертикальная и площадная зональность, определяемая условиями рельефа и возможностью глубокого дренирования и промывания пород подземными водами. Детально рассмотрены вопросы формирова-

ния подземных вод юга Сибирской платформы — бассейна исключительно широкого развития соленых вод и разнообразных по составу, в том числе и уникальных предельно насыщенных, рассолов Наряду с рассмотрением ранее известных гипотез их формирования (Зайцев, 1958, Ткачук и Толстихин, 1961, Валяшко, 1963 и др) выдвигается и аргументируется данными соответствующих исследований гипотеза формирования рассольных вод, в частности хлоридных кальциевых рассолов как результата глубокой метаморфизации древних инфильтрационных вод

Впервые приводятся обобщающие даиные о режиме подземных вод осадочных отложеиий платформенной части области Характеризуя типы режимов подземных вод, автор данного раздела В А. Малий вносит некоторые уточнения в общепринятую классификационную схему режима подземных вод А А. Коноплянцева, применительно к условиям территорий, сходных по природной обстановке с Иркутской областью.

Практическое значеиие подземных вод и их роль в народном хозяйстве рассмотрены в нескольких аспектах Большое внимаиие уделено прежде всего использованию подземных вод для водоснабжения С этой целью выполнен подсчет эксплуатационных ресурсов подземных вод как для отдельных стратиграфических толщ, так и суммарно по отдельным районам и участкам с учетом использования вод разновозрастных отложений

Для ряда слабо изученных участков Иркутской области (северная часть Ангаро-Леиского артезианского бассейна, окраинные территории Тунгусского и Якутского артезианских бассейнов, гидрогеологические складчатые области), для которых метод Н Н Биидемана был неприменим из-за отсутствия достаточного количества фактических данных, подсчет естественных ресурсов был сделан по методу автора раздела П И Трофимука с использованием минимальных модулей подземного стока

Впервые для области дана оценка подземным водам как возможному поисковому критерию при разведке на полиметаллы, калийные соли, нефть, газ и показана перспективность уже применявшихся для этой цели в отдельных районах области гидрогеохимических исследований

Обобщены и охарактеризованы условия обводненности месторождений полезных ископаемых с различными по сложности гидрогеологическои обстановки условиями — каменноугольных, железорудных, слюдяных и др С учетом новейших данных приведена оценка возможного использования подземных вод для лечебных целей и получения тепловой энергии

Часть монографии посвящена инженерно-геологическим особенностям Иркутской области В соответствии с методическими указаииями ВСЕГИНГЕО в ней впервые дана характеристика инженерно-геологических формаций и комплексов пород Разнообразие геологического строения позволило выделить здесь формации внеледниковых отложений Сибирской платформы, предгорных равнин, горных склонов и впадин, горного оледенения (формации поверхностных отложений), а среди формаций коренной основы терригенную, терригенно-угленосную, терригенно-красноцветную, терригенно-карбонатную и карбонатную, эффузивную и эффузивно-осадочную, метаморфическую и интрузивную Инженерно-геологические комплексы пород, охватываемые каждой из перечисленных формаций, охарактеризованы с детальностью, соответствующей степени изученности территории

На уровне современных данных охарактеризована сейсмичность области, выделены районы низкосейсмичные (менее 6 баллов) и высоко-

сейсмичные (8 и более баллов), расположенные в пределах горноскладчатых сооружений и прилегающих участков платформенной части области.

С учетом геоморфологических особенностей распространения тех или иных инженерно-геологических комплексов пород и различных физико-геологических явлений (карст, многолетнемерзлые породы, оползни, обвалы, сели и т. п.) выполнено инженерно-геологическое районирование всей территории области. В ее пределах выделены две провинции (платформенная часть и горноскладчатое обрамление), в свою очередь подразделяемые на области, подобласти и районы. В заключение этой части монографии дана общая оценка условий строительства в отдельных инженерно-геологических областях и подобластях. Инженерно-геологические условия области иллюстрируются картой инженерно-геологического районирования и картой четвертичных отложений южной ее части.

Таким образом, XIX том «Гидрогеологии СССР» дает, по состоянию изученности на начало 1965 г., достаточно полное представление о гидрогеологических и инженерно-геологических условиях и о направленности гидрогеологических процессов. Вместе с тем приведенные в томе данные показывают, что территория области изучена весьма неравномерно, в некоторых своих частях недостаточно и что в настоящее время целый ряд вопросов, связанных с изучением и использованием подземных вод, требует дальнейших исследований и решений.

Одним из главнейших таких вопросов являются съемочные гидрогеологические и комплексные геолого-гидрогеологические или гидрогеологические с инженерно-геологическими работы. На территории Иркутской области имеется ряд участков, по которым нет достаточных данных о подземных водах (эти участки показаны и на прилагаемой к тому гидрогеологической карте). Поэтому наряду с продолжением планомерных съемок желательно проведение их в малообжитых районах, особенно в северной части Иркутской области. В тех случаях, когда возникает необходимость более детального изучения перспективных в хозяйственном отношении территорий, уже заснятых в этом масштабе, целесообразно применять крупные масштабы картирования. Все это будет способствовать более быстрому и глубокому гидрогеологическому изучению области.

Со съемочными работами тесно связан и второй вопрос, требующий проведения соответствующих исследований — это изучение многолетнемерзлых пород. Сейчас изучение многолетнемерзлых пород, особенности формирования подземных вод на площади их развития, их устойчивость под сооружениями и т. д. неразрывно входит в комплекс гидрогеологических исследований при съемках разных масштабов, а также при разведке месторождений полезных ископаемых, изысканиях под гидротехническое строительство и т. п. В результате получено много новых существенно важных данных о многолетнемерзлых породах области, в частности, позволивших дать их описание в одной из глав настоящего тома. Однако изучение гидрогеологических и инженерно-геологических особенностей зоны многолетнемерзлых пород все еще отстает от запросов народного хозяйства; многие вопросы строительства и водоснабжения в районах развития многолетнемерзлых пород, в том числе вопросы динамики и формирования подземных вод в условиях отрицательных температур, требуют своего разрешения.

Большие гидрогеологические исследования должны быть проведены для более широкого использования подземных вод как источника для питьевого и промышленного водоснабжения. Для этой цели в последние годы пробурено в области более 2000 скважин на воду; такое бурение,

несомненно, будет развертываться и дальше. Это требует правильной оценки эксплуатационных запасов подземных вод отдельных районов. Методика подсчета и отображения эксплуатационных запасов предложена в 1961—1962 гг. ВСЕГИНГЕО для соответствующих работ, проводимых в мелком масштабе. Аналогично должна быть разработана методика для определения эксплуатационных запасов в более крупном масштабе, причем ее следует уточнить применительно к природным условиям отдельных площадей области с их специфическими гидрогеологическими особенностями (широким развитием трещинно-пластовых, трещиных и трещинно-жильных вод, значительным влиянием на условия распространения подземных вод карста, многолетнемерзлых пород и т. п.). Только после этого можно будет провести соответствующие изыскания, а затем расчеты по региональной оценке естественных ресурсов и эксплуатационных запасов подземных вод с точностью средне- и крупномасштабного картирования.

В Иркутской области служба охраны подземных вод еще не получила необходимого развития; в значительной мере этим объясняется и недостаточное проведение здесь наблюдений над режимом подземных вод. В тех городах и населениых пунктах, где используются подземные воды, в настоящее время еще не наблюдается их истощения или загрязнения. Однако не следует успокаивать себя, так как это в ряде случаев может быть связано с недостаточностью режимных наблюдений или отиосительно небольшими отборами подземных вод, при которых еще не происходит интенсивного поступления вод из вышележащих горизонтов, где уже имеются признаки загрязнения, или нижележащих, с водами повышенной минерализации и т. п. Сеть режимных наблюдений над изменениями запасов подземных вод, их химическим составом следует значительно расширить, а вопросы охраны подземных вод должны найти большее внимание не только у работников этой службы Иркутского геологического управления, но и среди широких масс работников других организаций — геологических, эксплуатирующих подземные воды и т. д.

По мере дальнейшего развития народного хозяйства области все большее значение будут приобретать исследования для выявления гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений полезных ископаемых, площадей строительства крупных промышленных и населенных центров и т. п.

Некоторые месторождения полезных ископаемых отличаются сложными и очень сложными гидрогеологическими условиями, при которых подземные воды создают значительные трудности при эксплуатации (Слюдянское флогопитовое месторождение, Тыретское месторождение каменной соли и др.). Поэтому весьма важным является своевременное выявление гидрогеологической и инженерно-геологической обстановки месторождения для разработки и применения мероприятий по наиболее рациональной эксплуатации таких месторождений. Особо важное значение приобретает разработка методов опробования глубоких горизонтов подземных вод для определения основных гидродинамических параметров водоносных пластов и уточнения существующих расчетных формул притоков вод в выработки разных типов. Гидрогеологические исследования должны проводиться не только в период разведки, но и в процессе эксплуатации месторождений, что требует организации гидрогеологической службы на шахтах, рудниках, карьерах и эксплуатационных скважинах, дающих нефть или рассол.

На территории Иркутской области осуществляется крупное гидротехническое строительство (каскад водохранилищ на р. Ангаре, Мамаканское водохранилище, проектируемое Илимское водохранилище и др.).

В сложных гидрогеологических и инженерно-геологических условиях Иркутской области для обоснования проектов гидротехнического строительства требуется выполнение на каждом объекте значительного объема тщательных гидрогеологических и инженерно-геологических исследований

В соответствующей главе работы была дана вполне положительная оценка гидрогеохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых в Иркутской области, однако эти методы применяются совершенно недостаточно. Необходимы, с одной стороны, постановка специальных исследований с целью совершенствования физико-химических методов и повышения точности определения отдельных маркирующих компонентов в водах, а с другой — проведение соответствующих поисковых работ и составление на их основе гидрогеохимических прогнозных карт в первую очередь для наиболее перспективных районов горноскладчатых сооружений области Шире следует применять гидрогеохимические критерии при поисках и разведке также нефтяных и газовых месторождений

Следует обратить внимание на совершенно недостаточное использование минеральных лечебных вод Иркутской области; они находят применение только на трех курортах («Усолье-Сибирское», «Усть-Кут» и «Ангара») Между тем уже имеющиеся данные показывают широкое распространение здесь разнообразных минеральных вод (соленых, рассольных, сероводородных, термальных и радоновых). Задачей дальнейших исследований должно быть проведение детальных работ с целью выявления и подсчета запасов минеральных вод на конкретных участках как гидроминеральной базы для новых курортов и санаториев и ее расширения на уже существующих курортах.

К числу теоретических проблем, которые можно и должно решать на основе гидрогеологических особенностей Иркутской области, относится формирование подземных вод и особенно соленых и рассольных вод разной минерализации и химического состава Богатый региональный материал, характеризующий широкую гамму подземных вод от пресных и слабо солоноватых до предельно насыщенных рассолов, в сочетании с соответствующими разнообразными специальными исследованиями (возраста вод, их геохимии, изотопного состава, органики и т п) позволит, наконец, найти однозначное решение вопроса формирования рассолов.

Этот далеко неполный перечень различных вопросов изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий Иркутской области показывает, что для их познания требуется проведение больших исследований Авторы надеются, что составленная ими сводка всех имеющихся материалов о подземных водах области и ее инженерно-геологических особенностях, несмотря на ряд пробелов, связанных с недостатком фактических данных, уже в настоящем виде найдет свое применение для решения вопросов, связанных с использованием подземных вод и строительством разного типа, а также позволит правильно наметить пути дальнейших гидрогеологических и инженерно-геологических исследований

ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматический справочник по Иркутской области. Гидрометеоиздат, Л., 1959.

Алекин О. А Гидрохимия рек СССР. Ч. 3. Тр. ГГИ, вып. 15 (69), 1949.

Ансимов К. Н. Замараев С. М. Разломы Иркутского амфитеатра. Мат. по геол и полезн. ископ. Ирк. обл., вып. 4 (XXXI), Иркутск, 1962.

Анучин Д. А Перспективы использования подземных вод для водоснабжения Ленского золотоносного района Тез. докл. конф. молод. науч. сотр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР (геология и география). Иркутск, 1960.

Арембовский И В. К вопросу о соотношении карстовых образований с археологическими памятниками в Приангарье. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. VI, сер геол., 1954.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Кембрий Заангарья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.

Астраханцев В. И. Ангара и ее бассейн. Тр. Вост-Сиб. геол. ин-та АН СССР, вып. 12, 1962.

Астраханцев В И. и др. Гидрогеологические условия территории южнобайкальских месторождений полезных ископаемых. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, вып. 9, 1962.

Астраханцев В. И. Опыт гидрогеологического районирования южной части Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол, вып. 5, Иркутск, 1958.

Атлас Иркутской области. М.—Иркутск, 1962.

Афанасьев А И. Средний сток в бассейне оз Байкал. Тр. Вост.-Сиб фил. АН СССР, сер. геол., вып. 109, 1959.

Балашов Л. С. Роль смешения подземных вод в формировании химического состава. Вопросы формирования, режима и баланса подземных вод. Тр. Лабор гидрогеол пробл. им. Ф. П. Саваренского, т XXXVI, 1961.

Баранов И. Я. Материалы Братской мерзлотной станции. Мат-лы по геол. и полезн. ископ Вост. Сибири, вып. 15, Иркутск, 1936.

Баранов И. Я. Некоторые замечания к характеристике подземных вод района устойчивой мерзлоты спорадического типа (Братск Восточно-Сибирского края). Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. 1-й Всесоюз. гидрогеол. съезд в Ленинграде 25—31 декабря 1931 г., сб. IV. Новосибирск, 1934.

Баранов И. Я. Реликтовый термокарст в Предбайкалье. Мат-лы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, вып. 4. Изд. АН СССР, 1958.

Барс Е. А., Глезер В. Г., под редакцией Гуляевой Л. И. Гидрохимическая характеристика основных бассейнов Южной Сибири. ВНИГРИ, 1951.

Басков Е. А. Гидрогеологическое районирование южной части Якутского артезианского бассейна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 8, 1958.

Басков Е А. Некоторые вопросы палеогидрогеологии Сибирской платформы. Мат-лы комис по изуч. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. II, «Регион гидрогеол. Сибири и Дальнего Востока». Иркутск, 1962.

Бачурин Г. В., Попов Л. В. Вопросы рационального использования и охраны водных ресурсов рек Иркутской области. Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, вып. 6, Иркутск, 1964.

Белозерова Г. М. Гидрохимическая характеристика солевых вод Верхней Лены. В сб.: «Минеральные воды Восточной Сибири». Изд. АН СССР, М., 1963

Биндеман Н. Н. Материалы к кустовым совещаниям по оценке эксплуатационных запасов пресных подземных вод. М., 1962.

Биндеман Н. Н., Минкин Е. Л, Семенова С М. Методические указания по региональной оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод М., 1962.

Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии. Горный журнал, ч. IV, 1895, № 10—12.

Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сиб. ж. д., вып. 2, 1896.

Бойко Г. Ф. Редкие щелочи в зоне гипергенеза. В сб.: «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». Изд-во «Наука», 1964.

Большаков С. М. Об искусственных сооружениях на водотоках с развитием наледи и многолетней мерзлоты. «Транспортное строительство», 1960, № 3.

Большаков С. М. Оползни районов строительства новых железных дорог в Восточной Сибири. Мат-лы совещ. по вопр. изуч. оползней и мер борьбы с ними. Изд. Киевск. гос. ун-та, 1964.

Бондаренко М. Н. Строительные материалы Приангарской части Черемховского и Усольского районов. В сб.: «Нерудноископаемые стройматериалы Восточной Сибири», Иркутск, 1934

Борисов В. Н., Кустов Ю. И. Новые данные о минеральных водах Иркутского амфитеатра. Мат-лы конф. молод. научн. сотр. Ин-т земной коры СО АН СССР, Иркутск, 1963

Бочкарев П. Ф. Гидрохимия рек Восточной Сибири в связи со строительством гидроузлов. Мат-лы к конф. по развитию производ. сил. Вост. Сибири. Иркутск, 1958.

Братское водохранилище. Инженерная геология территории. Изд. АН СССР, М., 1963.

Бродский А. А. О геохимии грунтовых вод гидрогеологических массивов. Мат-лы комис. по изуч. вод Сибири и Дальнего Востока, вып. 1, Иркутск, 1962

Будз М. Д. О геологических условиях формирования селей в Прибайкалье Мат-лы по инж. геол. Сибири и Дальнего Востока. Ин-т земной коры СО АН СССР. Иркутск—М., 1964.

Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. Тр. геохим. конф., посвящ. столетию со дня рожд. В. И. Вернадского, т. I. «Химия земной коры». Изд. АН СССР, 1963.

Васильев В. Г., Каленов Е. Н, Карасев И. П, Кравченко Е. В, Мандельбаум М. М. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. Гостоптехиздат, 1957.

Васильевский М. М., Борсук Н. В., Ревунова Н. А., Шашерова Е. И. Схема основного гидрогеологического районирования Азиатской части СССР. Сов. геол., 1939, № 7.

Введенская А. В. и Балакина Л. М. Методика и результаты определений напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии. Бюлл. Совета по сейсмологии № 10. Вопросы сейсмотектоники Прибайкалья и смежных территорий. Изд. АН СССР, М., 1960.

Виноградов А. Н. Рассеянные химические элементы в подземных водах различного происхождения (о значении коэффициентов пропорциональности). Тр. Лаб. гидрогеол. пробл., т. I, 1948.

Виткин Н. К. Инженерно-геологические условия строительства Усть-Илимской ГЭС. Мат-лы по инж. геол. Сибири и Дальнего Востока. Ин-т земной коры СО АН СССР. Иркутск—М., 1964.

Владимиров Б. М. Кора выветривания диабазов Падунского силла. Зап.-Сиб. отдел. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 3. Иркутск, 1963.

Вологодский Г. П. Районирование карста Южного Приангарья. Тр. II совещ. по подз. водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 3. Иркутск, 1959.

Вологодский Г. П. Карст Южного Приангарья. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1961

Воробьев А. А. Транспорт Иркутской области и направление его развития. Пробл. разв. и размещ. промышл. и транспорта Ирк. обл. Ин-т земной коры СО АН СССР, Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1965.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд. Моск. ун-та, 1962

Временное методическое указание по составлению государственных гидрогеологических карт масштабов 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000 и 1 : 200 000 — 1 : 100 000. М., 1958.

Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. Высш. школа, 1964.

Гвоздецкий Н. А. Ледяные образования Балаганской пещеры в Приангарье. «Природа», 1950, № 9.

Гвоздецкий Н. А. Карстовые явления в Приангарье. Учен. зап. Моск. гос. ун-та, вып. 160, «География», т. 4, 1952

Гвоздецкий Н. А. Карст. М., 1954а

Гвоздецкий Н. А. Карстовые явления в Приангарье. Учен. зап. Моск. гос. ун-та, вып. 17, «География», 1954б

Герман И. М., Орсоев А. А. Половинкинская скважина. «Разведка недр», 1937, № 8

Гидрологические ежегодники за 1936—1960 гг., т. 7 и т. 8. Гидрометеоиздат.

Граве Н. А Вечная мерзлота в долинах рек юго-западной части Средне-Сибирского плоскогорья Тр Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. X изд АН СССР, 1952.

Гречищев Е. К. Переработка байкальских берегов при повышении уровня озера. Мат-лы по подз водам и инж. геол. Вост. Сибири. Тр. Вост.-Сиб фил. СО АН СССР, вып. XV, сер. геол. Иркутск, 1958.

Гречищев Е К Метод расчета ширины зоны размыва берегов на примере Братского водохранилища. Иркутск. книжн. изд-во, 1961

Грибова Н А. Геохимия и генетическая классификация вод Иркутской области и Якутии в связи с поисками нефти. В сб. «Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности Восточной Сибири». Гостоптехиздат, 1954.

Грушко Я. М. Курорты Восточной Сибири. Иркутск, 1961.

Гуревич М. С. Типы и палеохимические условия образования подземных вод хлоридного кальциевого состава В сб.: «Химия земной коры», т II. Изд-во «Наука», 1964

Гюнтер Л. П. Краткий очерк состояния водоснабжения Черемховского угленосного участка Сб. тр. Иркутск. гос. ун-та, т. XIII, 1927.

Дзеис-Литовский А. И Геологическая изученность сырьевой базы ископаемых солей и природных рассолов Ангаро-Ленского бассейна, перспективы их использования галлургической промышленностью и проблема снабжения солью Восточной Сибири. В сб.. «Основные проблемы развития базы химического и нерудного сырья Восточной Сибири». Изд. АН СССР, 1958.

Домрачев Г. И. О химическом составе лёссовых пород южной части Ангаро-Ленского междуречья Мат-лы по инж. геол. Сибири и Дальнего Востока Ин-т земной коры СО АН СССР. Иркутск — М., 1964.

Другов С. И. Бодайбинская впадина Байкальского типа. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Восточ. Сибири, вып 4 (XXVI), 1959.

Думитрашко Н. В История Байкальской впадины и ее развитие в четвертичном периоде. Мат-лы по четверт. периоду СССР. Изв. АН СССР, сер географ, вып 3, 1952.

Духанина В И Проспект регионального раздела очерка к карте оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод Иркутск, 1961.

Жданов М А, Карцев А А Нефтепромысловая геология и гидрогеология. Гостоптехиздат, 1958

Журавель Н А, Лившиц И. А, Трофимук П И Использование подземных вод для водоснабжения промышленных объектов Иркутской области и некоторые вопросы методики гидрогеологических исследований. В сб.. «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока» Иркутск, 1966

Заварзин Л Г Подземные воды южной окраины Тунгусской синеклизы Тез докл II совещ по подз водам и инж. геол. Вост. Сибири. Чита, 1958

Зайцев И К. К вопросу формирования подземных рассолов. Информ. сб ВСЕГЕИ, № 4, 1956

Зайцев И К. Гидрохимия подземных вод Восточной Сибири и перспективы этой территории в отношении некоторых полезных ископаемых Мат-лы по подз водам Вост. Сибири, 1957.

Зайцев И К. Подземные воды Иркутского амфитеатра как полезное ископаемое и как поисковый критерий Сов геол. 1958, № 10.

Зайцев И. К. О формировании химического состава подземных вод Восточной Сибири и очередных задачах их изучения. Тр II совещ по подз водам и инж геол. Вост Сибири, вып. 1. Иркутск, 1959.

Зайцев И. К. Еще раз о происхождении подземных рассолов Информ сб ВСЕГЕИ, № 31, 1960.

Зайцев И. К. Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод Мат-лы ВСЕГЕИ, Л., 1961

Зайцев И К. Принцип и методика составления карты промышленных вод СССР В сб «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока». Изд СО АН СССР, вып. 1, Иркутск, 1962.

Зайцев И К., Гуревич М С, Белякова Е. Е. Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока Объясн зап, тр. ВСЕГЕИ, нов сер, т. 3, 1956.

Зайцев И К., Басков Е. А. Подземные рассолы и некоторые полезные ископаемые Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов сер, вып. 46, Л, 1961

Замараев С. М Тектоническое строение и история развития юго-восточной части Сибирской платформы Сб статей по геофиз исслед, вып 2. Гостоптехиздат, 1962

Зарубинский Я. И. Гидрогеологические условия эксплуатации Кармагайского каменноугольного месторождения Тр Вост.-Сибир. ин-та СО АН СССР, вып 9 Иркутск 1962

Золотарев А. Г. Следы древнечетвертичного оледенения в бассейнах рек Малая Конкудера и Додыхта (восточная часть Северо-Байкальского нагорья). Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. III (XXIV) 1958.

Золотарев А. Г. Стратиграфическая схема четвертичных отложений и геоморфологические условия золотоносности среднего участка долины р. Мамы. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. V (XXVI), Иркутск, 1959.

Золотарев А. Г. Геоморфолотическое районирование Иркутской области. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Иркутск. обл., вып. 4 (XXXI), Иркутск, 1962.

Золотарев А. Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юга Восточной Сибири. В сб «Проблемы поверхностей выравнивания», М., 1964.

Золотарев А. Г. Новые данные о палеографических условиях формирования и стратиграфии кайнозойских отложений центральной части Байкало-Патомского нагорья. Тез. докл. II научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальского отд. географ. об-ва СССР. Чита, 1965.

Зонова Ю. Г. Угольная промышленность Иркутской области и перспективы ее развития. Пробл. и размещ. промышл. и транспорта Иркутской обл. СО АН СССР, Ин-т географии Сибири и Дальнего Вост., Вост.-Сибир. книжн. изд-во, 1955.

Зуев А. В. Некоторые вопросы гидрогеологии Западного Саяна. Тр. II совещ. по подз. водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 4, Иркутск, 1961.

Иванилова Р. Ф. Гидрогеология предгорной части Восточного Саяна. Региональная гидрогеол. Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962.

Иванов А. А. Калийные соли в Ангаро-Ленском соляном бассейне Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 79, № 4, 1950.

Иванов Г. В. Проходка канав селевыми потоками Иркутск. книжн. изд-во, 1955.

Иванов И. И. Новые данные о динамической структуре селевых потоков Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXIII (1), 1958

Иванов И. Н., Писарский Б. И., Рыбак О. Л., Солоненко В. П., Соколкин Н. И., Шерман С. И. Селевый поводок в г. Слюдянке на Байкале. Изд. АН СССР, М., 1963.

Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод Изд-во «Недра», 1964.

Иванов О. М. Подземное хранение жидких углеводородных газов. Гостоптехиздат, 1961.

Иващенко М. А., Корабельникова В. В. Коршуновское месторождение В сб.: «Ангаро-Илимские железорудные месторождения траппповой формации южной части Сибирской платформы». Госгеолтехиздат, 1960.

Ижицкий Н. Л. Геологические исследования в Иркутской губернии (предв. отчет). Геол. исслед. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 7, 1898.

Ижицкий Н. Л. Месторождения бурого угля в Тулунской волости Иркутской губернии. Геол. исслед. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 12, 1899.

Ильина Е. В., Любомиров Б. И., Тычино Н. Я. Подземные воды и газы Сибирской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 183, Гостоптехиздат, 1962.

Каверский Э. А. Сообщение о полезных ископаемых Бирюсинского горного округа. Зап. об-ва № 30, 1893.

Казакевич Ю. П. О формах проявления неотектоники в Ленском золотоносном районе и ее влиянии на условия залегания золотоносных россыпей Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, М., 1960.

Калачева В. Н., Кнорииг Л. Д. Комплексные исследования трещинных коллекторов и опыт подсчета в них запасов нефти Гостоптехиздат, 1963.

Каманин Л. Г. Средне-Сибирская плоская возвышенность. В кн.: «Геоморфологическое районирование СССР», 1947.

Каменский Г. И., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР, М., 1959.

Капченко Л. Н. О природе хлоридных глубинных рассолов. Сов. геол., 1962, № 3.

Карасев И. П. Геология и нефтеносность южной части Сибирской платформы. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени доктора геол.-минер. наук, М., 1960.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1963.

Качурин С. П. Термокарст в пределах СССР. В сб.: «Материалы по общему мерзлотоведению» Изд. АН СССР, М., 1959

Климатический справочник СССР, вып. 22.

Ковалевский В. С. Классификационная схема естественного режима грунтовых вод. Разведка и охрана недр, 1950, № 9.

Комплексные исследования трещинных коллекторов и опыт подсчета в них запасов нефти. Под ред. Е. М. Смехова, ВНИГРИ, вып. 214, Гостоптехиздат, 1963.

Кондратьева К. А. Сезонное промерзание и протаивание грунтов района Братской ГЭС Тр. II совещ. по подз. водам и инж. геол. Вост. Сибири Вып. III, Иркутск, 1959.

Коноплянцев А. А. О принципах региональной оценки режима грунтовых вод. Разведка и охрана недр, 1959, № 7.

Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М Естественный режим подземных вод и его закономерности. Госгеолтехиздат, 1963.

Копорулин В. И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами. Изд. АН СССР, сер геол., № 3, 1962.

Коржуев С. С. Мерзлотный карст Среднего Приленья и некоторые особенности его проявления. В сб.: «Региональное карстоведение». Изд АН СССР, 1961.

Коровин М. К. Усольское месторождение каменной соли в Иркутской губернии. Изв. Сиб. технолог. ин-та, т. 48 (II), вып. 3, 1927.

Кротова В А. Условия формирования хлоркальциевых вод Сибири. Геология нефти, 1958, № 6

Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений (на примере Предуралья). Тр. ВНИГРИ, вып. 191, 1962.

Кротова В. А. Территориально-производственные комплексы Иркутской области и основные проблемы их развития. Пробл. разв. и размещ промышл. и транспорта Ирк. обл. Вост.-Сибир книжн. изд-во, 1965.

Крутикова А. И, Кауров В. Ф Минеральные воды северо-восточной части Кудинской депрессии. В сб.: «Минеральные воды Восточной Сибири». Изд. АН СССР, М, 1963.

Кудрявцев В. А. О сезонном промерзании и сезонном протаивании почвы В сб.: «Материалы по общему мерзлотоведению». Изд. АН СССР, М., 1959.

Кузин П. С. Классификация рек и гидрогеологическое районирование СССР Гидрометеоиздат, 1960.

Куренной В. В. Водоносные горизонты в отложениях верхнеленской свиты на юге Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Мат. комис. по изуч. подз. вод Сибири и Дальнего Востока, вып. II; регион. гидрогеол. Сибири и Дальнего Востока, Иркутск, 1962а.

Куренной В. В Гидрогеологические условия левобережья р. Ангары в районе Унгино-Заларинских месторождений гипса. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, вып. 9, Иркутск, 1962б.

Куренной В В. Химический состав подземных вод юга Иркутской области и условия водоснабжения этой территории. Сов. геол., 1965.

Курлов М. Г., Собкевич Л. И Опыт классификации сибирских минеральных вод согласно химическому их составу. Томск, 1921.

Курушин Р. А Плейстосейстовая область Муйского землетрясения. Геология и геофизика, 1963, № 5

Ламакин В В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. Изд АН СССР, М., 1952.

Лещиков Ф. Н. Карта сезонного промерзания грунтов юго-западной части Иркутской области (тезисы). Третье совещ. по подз. водам и инж. геол Сибири и Дальн Востока Вып. II. Инженерная геология и мерзлотоведение, Иркутск, 1961.

Лещиков Ф. Н. Мерзлотные условия территории, прилегающей к Братскому водохранилищу. Геология и геофизика, 1963а, № 7.

Лещиков Ф. Н Сезонное промерзание и оттаивание грунтов промышленных районов южной части Иркутской области. Автореф каид. дисс, Иркутск, 1963б.

Лившиц И. А. Сейсмическое микрорайонирование южной площадки г. Байкальска. Изд. СО АН СССР, Ин-т земной коры Иркутск, 1962

Лившиц И. А., Писарский Б. И. Гидрогеологические условия Слюдянского флогопитоносного района. Мат-лы по гидрогеол. местор. полезн ископ. Вост. Сибири, вып 9, Иркутск, 1962.

Лившиц Б. Л., Хознев Н Н., Хизгилов И. Х. Подземное хранение нефтепродуктов за рубежом. ЦНИИТЭНЕФТЕГАЗ, М., 1963.

Логачев Н. А., Ломоносова Т К., Климанова В М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. Изд-во «Наука», 1964.

Ломоносов И. С. О стратификации водоносных горизонтов ордовикских отложений юго-западной части Иркутского амфитеатра. Тр Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. XV, сер. геол., Иркутск, 1958.

Ломоносов И. С, Пиннекер Е. В, Угланов И. Н. Подземные воды Иркутского угленосного бассейна. Тр. II совещания по подз. водам и инж. геол. Вост Сибири, вып I, Иркутск, 1959.

Львов Ф. О сернистом запахе, замечаемом в некоторых источниках Восточной Сибири. Зап. Снб. отд. Русск. географ об-ва, т. II, № 7, 1864

Лысак С. В. О связи геоизотерм с рельефом фундамента Иркутского амфитеатра. В сб. «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока». Изд. СО АН СССР, Иркутск, 1962.

Лысак С В Некоторые результаты изучения термальных вод Сибирской платформы В сб «Минеральные воды Восточной Сибири» Изд АН СССР, М, 1963

Лысак С В Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири Автореф дисс на соиск ученой степени канд геол минер наук, Иркутск, 1965

Лыкошин А Г Трещины бортового отпора Бюлл Моск об ва испыт природы Отд геол, т 28, вып 4, М, 1953

Маак Р Вилюйский округ Якутской области Ч II, С-Пб, 1886

Малин В А Бирюсино-Туманшетские минеральные источники Мат лы комиссии по изуч подзем вод Сибири и Дальнего Востока, вып I «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока», Иркутск, 1962

Малий В А Минеральные источники Тайшетского района, их режим, генезис и бальнеологическое значение В сб «Минеральные воды Восточной Сибири» Изд АН СССР, М, 1963

Малиновский В Ю Кайнозойские отложения и террасы бассейна Нижней Тунгуски Тр межведомственного совещ по разработке унифицированных стратиграф схем Сибири Л, 1957

Маслов В П Иркутский соленосный бассейн Разведка недр, 1935, № 13

Маслов В П Геолого литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Вост Сибирь) Тр Ин-та геол наук, вып 15, геол сер, 1940

Маслов В П Балаганская пещера Бюлл Моск об-ва испыт природы Нов сер отд геол, т XII, вып I, 1954

Методические указания по составлению общих обзорных инженерно геологических карт масштабов 1 2 500 000 и 1 1 500 000 ВСЕГИНГЕО, 1963

Минеральные воды южной части Восточной Сибири Под ред В Г Ткачук и Н И Толстихина Изд АН СССР, ч I, 1961, ч II, 1962

Михайлов М П, Толстихин Н И Минеральные источники и грязевые озера Восточной Сибири, их гидрогеология, бальнеохимия и курортологическое значение Иркутск, 1946

Мишарина Л А К вопросу о напряжениях в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии Вопр сейсмичн Сибири Новосибирск, 1964

Молодых И И Лессовые породы южной части Ангаро Окинского междуречья Ин т геол Вост Сиб фил СО АН СССР, 1958а

Молодых И И Об ископаемых следах мерзлоты в Приангарье В сб «Мат лы по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири» Тр Вост Сибир фил АН СССР, вып XV, сер геол, Иркутск, 1958б

Молчанов И А Геологическое строение Бирюсинского золотоносного района Изв Сибир отд геол, т II, вып 3, Томск, 1930

Молодых И И О лессовых отложениях междуречья Белая—Ангара—Унга Тр Вост Сиб фил АН СССР, вып 10, 1959а

Молодых И И О происхождении лессовидных пород Приангарья Тр Вост Сиб фил АН СССР, вып 17, Благовещенск, 1959б

Москвитин А И Лесс и лессовидные отложения Сибири Тр Геол ин-та АН СССР, вып 14, сер геол, № 4, М, 1940

Мятиев А Н Напорный комплекс подземных вод и колодцы Изв АН СССР отд техн наук, № 9, 1947

Надеждин Б В Лено Ангарская лесостепь (почвенно географический очерк) Изд АН СССР, М, 1960

Обручев В А Геологический очерк, полезные ископаемые и горнозаводская промышленность Иркутской губернии Мат-лы по иссл земл и хоз быта сельск населен Иркутск и Енисейск губ, т II, вып I, 1890

Обручев В А Древнепалеозойские осадочные породы долины р Лены между ст Качугской и Витимской Зап Вост-Сибир отд Русск геогр об-ва, т II, вып 1 1892

Обручев С В Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна Изв Всесоюзн геогр об-ва, № 5, 6, 1946

Овнатанов Г Т Опыт вскрытия и освоения скважин в условиях трещинного кембрия и условия разработки залежей нефти и газа, связанных трещинными коллекторами Тр Всесоюзн совещ по трещинным коллекторам нефти и газа Гостоптехиздат 1961

Огиенко В С Распределение брома в каменной соли Ангаро Ленского бассейна и возможность нахождения калийных солей Изд АН СССР Геохимия, 1959 № 8

Одинцов М М Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезо кайнозойское время Тр Иркутск гос ун та, т IX сер геол вып 1—2, 1953

Одинцов М М, Твердохлебов В А, Владимиров Б М, Ильюхина А В, Колесникова Т П, Конев А А Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра Тр Вост Сиб геол ин та, вып 4 Изд АН СССР М 1962

Остоя Ордынский А Балагаиская пещера Сибирский наблюдатель, кн 5, Томск, 1903

Оффиан П Е О строении центральной части Сибирской платформы Изв АН СССР, сер геол, № 11, 1956

Павлов О В, Вологодский Г П, Лещиков Ф Н Инженерно геологические особенности Приангарского промышленного района и их значение для строительства Изд во «Наука», 1965

Павловский Е В Сравнительная тектоника мезо кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии Изд АН СССР, сер геол, № 5 1948

Павловский Е В, Чекин А С Особенности состава и структуры архея Прибайкалья Изд во «Наука», 1964

Пальшин Г Б Кайнозойские отложения и оползни юго восточного побережья Байкала Изд АН СССР, 1955

Пальшин Г Б Оползни на берегах Байкала Изв Вост Сиб фил СО АН СССР № 4—5, 1957

Пальшин Г Б, Гречищев Е К Инженерно геологическое районирование верхнего участка Братского водохранилища Тр Вост Сиб фил СО АН СССР, вып 15, сер геол, Иркутск, 1958

Пармузин Ю П Распространение и особенности карста Сибири Бюлл Моск об ва испыт природы, отд геол, т 28, вып 4, изд Моск ун та 1957

Пекарец П А Горнотехнические условия эксплуатации «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т 8 Изд-во «Недра», 1964

Петров В Г Мерзлотная экспедиция по трассе Тайшет—Падун (Ангара) в 1933 г Тр комисс по изуч вечной мерзлоты, т 5 Изд АН СССР, М—Л, 1937

Пикулевич Л Д Пучение грунтов в районе строительства Братской ГЭС Мерзлот исслед, вып III Изд Моск ун та, 1963

Пиннекер Е В Особенности формирования и гидрохимия подземных вод Иркутско Черемховского района В сб «Мат лы к конф молод научн сотр Вост Сиб фил АН СССР», Иркутск 1958

Пиннекер Е В Подземные воды и характер осушения Ленских приисков Сов геол, 1960, № 11

Пиннекер Е В Классификация подземных рассолов по степени минерализации (на примере юга Сибирской платформы) Сов геол, 1961а, № 9

Пиннекер Е В Челолекские минеральные источники (бассейн р Витима) Мат по геол и полезн ископ Иркутск обл, вып 1 (XXVIII), Иркутск 1961б

Пиннекер Е В Гидрогеологический очерк юго западной части Ленского золотоносного района Тр Вост Сиб геол ин та, вып 9, Иркутск, 1962а

Пиннекер Е В Гидрогеохимический разрез осадочных отложений Иркутского амфитеатра Мат-лы комисс по изуч подз вод Сибири и Дальнего Востока Иркутск 1962б

Пиннекер Е В Некоторые особенности развития многолетнемерзлых пород на Ленских приисках Геология и геофизика 1962в № 8

Пиннекер Е В Очаги разгрузки рассолов Иркутского амфитеатра Изв Вост Сиб отд Геогр об ва СССР, т 61, Иркутск, 1963

Пиннекер Е В Рассолы Ангаро Ленского артезианского бассейна (закономерности размещения, состав, динамика, формирование и использование) Автореф дисс на соиск учен степени доктора геол-минер наук М, 1965

Пиннекер Е В, Вологодский Г П К вопросу об изменении режимно подземных вод на верхнем участке будущего водохранилища Братской ГЭС Тезисы докл III Всесоюзн гидрогеолог съезда, Л, 1957

Пиннекер Е В, Вологодский Г П Гидрогеологические условия и вопросы изменения режима подземных вод на верхнем участке Братского водохранилища Мат лы комис по изуч подзем вод Сибири и Дальнего Востока, т 1 Иркутск 1962

Пиннекер Е В Ломоносов И С Концентрированные рассолы Сибирской платформы и их аналоги в Азии, Европе, Америке и Африке Изв АН СССР сер геол № 10, 1964

Пиннекер Е В, Муравьева Л В О карсте и карстовых водах Юго Западного Присаянья В сб «Мат лы к конф молод научн сотр Вост Сиб фил АН СССР», Иркутск, 1958

Пиннекер Е В, Шуранова Н Н Рассолы Троицкого солевыренного завода В сб «Минеральные воды Восточной Сибири» Изд АН СССР, 1963

Пиннекер Е В, Яснитская Н В Новые данные о гидроминеральных и грязевых ресурсах курорта Усть Кут В сб «Минеральные воды Восточной Сибири» Изд АН СССР, 1963

Писарский Б И Особенности формирования подземных вод в Прибайкальской части Хамар Дабана Мат лы комис по изуч подз вод Сибири и Дальнего Востока вып 1, Иркутск, 1962

Писарский Б. И. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых Юго-Западного Прибайкалья. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени кандидата геол.-минер. наук, Иркутск, 1964.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и солеиосностью. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 89, 1963.

Плотников Н. А. Оценка запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, 1959.

Плотников Н. И. К методике разведки напорных вод артезианских бассейнов. Разведка и охрана недр, 1961, № 1.

Плотников Н. И. Водоснабжение горнорудных предприятий. Гос. науч.-тех. изд-во лит. по гор. делу, 1959.

Подземные воды Иркутского угленосного бассейна. Изд. АН СССР, 1961.

Попов И. В. Инженерная геология. Изд. Моск. гос. ун-та, 1959.

Посохов Е. В. По поводу взглядов И. К. Зайцева на происхождение рассолов. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 31, 1960.

Посохов Е. В. Теория метаморфизации природных вод и генезис глубинных рассолов хлоркальциевого типа. Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та, т. 128. Работа каф. инж. геол. и гидрогеол. Новочеркасск, 1962.

Пресняков Е. А. Водные ресурсы Восточно-Сибирского края, Якутской АССР, Бурят-Монгольской АССР и Дальне-Восточного края. В сб.: «Советская Азия», М., 1931.

Притула Ю. А., Нечаева З. К., Фролов Б. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Ангаро-Ленской зоны линейных складок (Зап. Прибайкалье). Тр. ВНИГРИ, вып. 188, 1962.

Пучков С. В., Хованова Р. И. Экспедиционные сейсмические наблюдения в Юго-Западном Прибайкалье в 1958—1959 гг. Бюлл. Сов. по сейсмологии, № 10. Изд. АН СССР, М., 1960.

Равский Э. И. К стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений юга и востока Сибирской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Разумовская Е. Э., Зайцев И. К., Басков Е. А., Драгунов В. И., Писарчик Я. К. Перспективы нефтегазоносности Сибирской платформы. Мат.-лы по геол. и полезн. ископ. Сиб. платформы. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 23, 1959.

Разумовская Е. Э. Перспективы калиеносности Сибирской платформы. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 44, 1960.

Розенфельд А. С. Вода и здоровье. Медгиз, 1963.

Росляков Г. В., Аитов Г. И. Рудиогорское месторождение. В сб. «Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы». Госгеолтехиздат, 1960.

Ружникова Т. И. Содержание фтора в водоисточниках Иркутска и его влияние на заболеваемость населения кариесом зубов. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени кандидата мед. наук. Иркутск, 1964.

Рященко Т. Г. Четвертичные отложения и их инженерно-геологические свойства в Прибайкальской части долины р. Бирюсы. Мат-лы по инж. геол. Сибири и Дальнего Востока. СО АН СССР, 1964.

Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. Изд-во «Недра», 1964.

Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, № 3, 1957.

Сахарова Е. И. Явление отседания склонов в Средней Сибири. Вопр. геогр., сб. 21, М., 1950.

Семенов-Тяньшанский М. Д. Опыт гидрогеологического районирования Азиатской части СССР на основе построения климатических зон. Изв. ГГИ, № 57 и 58, 1933.

Силинский П. П. Братско-Тайшетский энерго-промышленный комплекс. Пробл. разв. и размещ. промышл. и транспорта. Иркутск. обл. Ин-т земной коры СО АН СССР, Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока. Вост.-Сибир. книж. изд-во, 1965.

Синюгина Е. Я. О четвертичных отложениях бассейна р. Бодайбо. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, М., 1960.

Сироткин Л. А. Изменение режима подземных вод в зоне Иркутского водохранилища и их влияние на геологические процессы. Мат-лы по инж. геол. Сибири и Дальнего Востока. Ин-т земной коры СО АН СССР, Иркутск — М., 1964а.

Сироткин Л. А. О некоторых примерах изменений сейсмической опасности строительных площадок. Мат-лы по инж. геол. Сибири и Дальнего Востока. Ин-т земной коры СО АН СССР, Иркутск — М., 1964б.

Скворцов Г. Г. Мерзлотно-гидрогеологические условия южной части Восточных Саян в связи с проблемой рудничного строительства. Мат-лы по подз. водам Вост. Сибири. Иркутск, 1957а.

Скворцов Г Г Гидрогеологические условия Боксонских месторождений в Вост Саяне В сб «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», № 15, Гос геолтехиздат, 1957б

Соколов Н И Явления отседания склонов и глыбовые оползни ангарского типа Бюлл Моск об-ва испыт природы, 1955

Соколов Н И Явление отседания склонов Тр Лаб гидрогеол проблем, т XIV Изд АН СССР, 1957а

Соколов Н И Бархатовский карст Вопр геогр, сб 40, «Физическая география» Моск ун-та, 1957б

Соколов Н И Геоморфология и геологическая история восточной половины Иркутского амфитеатра и антропогеие Автореф дисс на соиск учен степени кандидата геол-минер наук, М, 1957в

Соколов Н И Карст южной части Сибирской платформы Региональное карстоведение Изд АН СССР, 1961

Соколов Н И О типах смещения скальных трещиноватых пород на склонах Тр Лаб гидрогеол проблем им Ф П Саваренского, т XXXV, 1961

Солоненко В П, Кобеляцкий И А Восточные Саяны Научно популярный очерк ОГИЗ, Иркутск, 1947

Солоненко В П, Пальшин Г Б Гречищев Е К Обвалы на Байкале Тр Иркутск гос ун-та, сер геол, т 5, вып 2 Госгеолиздат, 1951

Солоненко В П Вечная мерзлота и подземные воды Ботогольского гольца Тр Ин та мерзлотоведения им В А Обручева, т IX Изд АН СССР, М, 1952

Солоненко В П Инженерно-геологическое районирование центральной части Восточной Сибири. Мат-лы к конф по развитию произв Вост Сибири Иркутск регион совещ, 1958

Солоненко В П Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири Иркутск, 1960

Солоненко В П Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам Изв АН СССР, сер геол № 11, 1962

Солоненко В П Сейсмическое районирование Восточной Сибири Иркутск, 1963

Солоненко В П Землетрясение и вулканы Станового нагорья Природа 1964, № 9

Солоненко В П Основные проблемы инженерной геологии Восточной Сибири Мат по инж геол Сибири и Дальн Востока Ин-т земной коры СО АН СССР, Иркутск — М, 1964

Солоненко В П Сейсмичность Южного Прибаикалья и опыт сейсмического микрорайонирования конуса выноса на Байкале Вопросы сейсмичности Прибайкалья Новосибирск, 1964а

Солоненко В П Карта сейсмичности Иркутской области Ин т земной коры СО АН СССР, 1964б

Солоненко В П, Тресков А А, Флоренсов Н А, Пучков С В Муйское землетрясение 27 июня 1957 г Тр Ин та физики Земли, № 1, Изд АН СССР, 1958

Солоненко В П, Тресков А А, Флоренсов Н А Сейсмическое районирование Восточной Сибири Геология и геофизика, 1960, № 10

Справочник для геологов Вып 41 Госгеолтехиздат, М, 1959

Степанов В М Гидрогеологическая зональность в горных районах Восточной Сибири Тр II совещ по подз водам и инж геол Вост Сибири, вып 1, Иркутск, 1959

Сулин В А Условия образования, основы классификации и состав природных вод Т 1 Изд АН СССР, 1948

Сулимов И Н Газо- и водопроявления в олхинской свите Иркутского Присаянья Геология нефти и газа, 1960, № 8

Суваров Г М Основы нефтепромысловой гидрогеологии Гостоптехиздат, 1956

Тиздель Р Р Инженерно геологические условия строительства Братской ГЭС Гидротехн стр-во, 1962, № 2

Ткачук В Г Минеральные воды Иркутской области и БМ АССР и задачи дальнейшего их изучения В сб «Мат-лы по подз водам Вост Сибири» Иркутск, 1957а

Ткачук В Г Подземные воды Ангаро-Окинского междуречья и их стратификация В сб «Мат лы по подз водам Вост Сибири» Иркутск, 1957б

Ткачук В Г Гидрохимические особенности рек южной части Ангаро-Окинского междуречья Мат лы по геол Вост Сибири Иркутск, 1958

Ткачук В Г О формировании термальных вод Саяно-Байкальской горной страны Тр II совещ по подз водам и инж геол Вост Сибири, вып 4, Иркутск, 1961

Ткачук В Г, Ломоносов И С Минеральные воды и их использование в народном хозяистве Иркутской области Иркутск, 1959

Ткачук В Г, Орлова Л М, Шувалов П А, Климочкин В В Подземные воды южной части Восточной Сибири и перспективы их использования

для хозяйственных и лечебных целей Мат лы по развитию произв сил Вост Сиб фил АН СССР, 1958

Ткачук В Г, Пиннекер Е В Подземные воды Иркутской области и их народнохозяйственное значение Иркутск, 1959

Ткачук В Г и Толстихин Н И Типизация лечебных минеральных вод Сибири В сб «Минеральные воды Восточной Сибири» Изд АН СССР 1963

Ткачук В Г, Трофимук П И Рассолы юга Сибирской платформы и перспективы их поисков Мат лы совещ по геол строению и минерал ресурсам Снб платформы Иркутск, 1960

Токарев Н С Гидрогеологическое районирование Восточно Сибирского края Иркутск, 1936

Толстихин Н И К вопросу об инженерно геологических условиях Ангарстроя Разв недр, 1933, № 3

Толстихин Н И Подземные воды и минеральные источники Восточной Сибири В сб «Мат лы по подз водам Вост Сибири» Иркутск, 1957а

Толстихин Н И Подземные воды Восточной Сибири В сб «Мат лы по подз водам Вост Сибири» Иркутск, 1957б

Толстихин Н И, Дзенс Литовский А И, Скробова А А Гидрогеологические провинции природных минеральных вод СССР Изв Всесоюзн геогр об ва т 70, вып 6, 1938

Тресков А А, Пшеничников К В Сейсмичность Байкальской зоны В кн «Землетрясения в СССР» Изд АН СССР М, 1961

Тресков А А Сейсмические исследования в Прибайкалье в 1959—1961 гг Вопросы сейсмичности Сибири Тр Ин та земной коры СО АН СССР вып 18 Новосибирск, 1964

Тржцинский Ю Б Обвалы и осыпи на склонах Илима и Средней Ангары Мат лы по инж геол Сибири и Дальнего Востока Ин т земной коры СО АН СССР Иркутск — М, 1964

Тржцинский Ю Б Оползни в долинах рек Илима и Средней Ангары Автореф дисс на соиск учен степ канд геол-минер наук, Иркутск, 1965

Троицкий В А Гидрогеологическое районирование СССР Тр комисс по естественноистор районир СССР, т 2, вып 3 Изд АН СССР, М, 1948

Трофимук А А Нефтегазоносность Сибирской платформы Геология и геофизика, 1960, № 7

Трофимук П И Гидроминеральные ресурсы курорта «Ангара» Мат лы по геол и полезн ископ Вост Сибири, вып VI (XXVII), 1960

Трофимук П И Инженерно-геологические предпосылки для создания подземных нефтегазохранилищ на территории Иркутской области 3 совещ по подз водам и инж геол Сибири и Дальнего Вост Иркутск, 1961

Трофимук П И Прогнозная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод и обеспеченность ими городов Иркутской области В сб «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока» Изд СО АН СССР Иркутск 1966

Трофимук П И, Угланов И Н Оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод Иркутской области В сб «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока» Изд СО АН СССР Иркутск, 1962

Тычино Н Я Некоторые данные по гидрогеологии нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра Геология и геохимия (доклады и статьи), 2 (VIII) Гостоптехиздат, 1958

Тычино Н Я Глубинные рассолы южной части Сибирской платформы в связи с ее нефтегазоносностью Мат лы комисс по изуч подз вод Сибири и Дальнего Востока Иркутск, 1962

Тычино Н Я, Бабошкина О А Гидрогеологическая характеристика нефтяных и газовых горизонтов нижнего кембрия Иркутского амфитеатра Бюлл научн техн информ № 1, Л 1963

Угланов И Н Гидрогеология юго восточной части Иркутского угленосного бассейна В сб «Мат лы по подз водам и инж геол Вост Сибири» Тр Вост Сиб фил АН СССР, сер геол, вып XV, Иркутск, 1958а

Угланов И Н Карстовый и мерзлотный рельеф Кудинско Манзурского междуречья Тр Ирк гос ун та, т 24, сер геогр, вып 1, 1958б

Угланов И Н О влиянии сезонной и многолетней мерзлоты на заболачивание и вопросы осушения болот на примерах Иркутского лесостепья Тр II совещ по подз водам и инж геол Вост Сибири, вып 3 Иркутск, 1959а

Угланов И Н Уланхитская пещера Природа, 1959б, № 2

Угланов И Н Мурский артезианский бассейн Крат сообщ и докл о научн исслед работах за 1962 г. Иркутск гос ун т, 1964а

Угланов И Н Погребенные льды в долине р Ниж Тунгуски Крат бюлл науч общ Иркутск Гос уи-та, 1964б

Филатов К В Гравитационная гипотеза формировании химического состава подземных вод платформенных депрессий Изд АН СССР, 1956

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 19, сер. геол., 1960.

Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 19 ,сер. геол., 1960.

Флоренсов Н. А. Сейсмичность Бурятской АССР. Геология СССР, т 35 Изд-во «Недра», 1964.

Флоренский К. П. Газопроявления центральной части Восточно-Сибирской платформы. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук, М., 1958.

Фролова Н. В. О доломитовой муке в породах среднего кембрия Лено-Байкальского водораздела. Докл. АН СССР, т. XXXII, № 6, 1941.

Фролов Н. М., Язвин Л. С. Вопросы поисков и разведки термальных вод. Сов. геол., 1965, № 5.

Хороших П. П. По пещерам Прибайкалья. Иркутск, 1955.

Хромовских В. С. Следы катастрофических землетрясений в Южном Прибайкалье. Геология и геофизика, 1963а, № 3.

Хромовских В. С Сейсмогенные структуры Южного Прибайкалья. Геология и геофизика, 1963б, № 8.

Цахновский М. А., Садыков Л. З. О промышленных рассолах Иркутского амфитеатра. Мат-лы комисс. по изуч. подз. вод Сибири и Дальнего Востока, вып. 1. «Вопр. спец. гидрогеол. Сибири и Дальнего Востока». Иркутск, 1962.

Чарушин Г. В., Пальшин Г. Б, Тржцинский Ю. Б. О разновидностях и механизме образования естественных рвов юга Средней Сибири. Мат-лы по инж геол. Сибири и Дальнего Востока. Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, Иркутск — М., 1964.

Чекановский А. Л. Сведения об экспедиции на Ниж. Тунгуску Изв. Русск. геогр. об-ва, т. IX, вып. 7, 1873.

Чекановский А Л. Геологическое исследование в Иркутской губернии. Зап. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XI, Иркутск, 1874.

Чекановский А. Л. Дневник экспедиции А. Л. Чекановского по рекам Ниж. Тунгуске, Олекму и Лене в 1873—1875 гг. Зап. Русск. геогр. об-ва, т. XX, вып 1, 1896.

Черский И. Д. Геологические исследования Сибирского почтового тракта. Приложение № 2 к 59 тому записок Академии наук, 1888.

Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР. Тр. Госуд. гидролог. ин-та, вып 20 (74), Л., 1949.

Шарапов И. С. Свойства и генезис солепроявлений в верхней части бассейна р. Лены. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. X, 1936.

Шарапов И. С. Солепроявления юго-восточной части Средне-Сибирской платформы. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. XXVI, 1938.

Швецов П. Ф. О принципах районирования многолетней криолитозоны. Мат-лы к основам учения о мерзл. зонах земной коры, вып. III. Изд. АН СССР, 1956.

Щепетунин И. Ф. Бром в соляной толще Иркутского соленосного бассейна и отходах солеваренного завода. Проблемы сов. геол., 1937, № 8.

Щепетунин И. Ф. Солевые богатства Восточной Сибири как база химической и бромной промышленности, новые пути в освоении минерального сырья. Мат-лы к конф. по разв. произв. сил Вост. Сибири. Вост. Сиб. фил. АН СССР, Иркутск, 1958.

Щепетунин И. Ф. Перспективы развития бромной и галлургической промышленности Восточной Сибири. Мат-лы комисс. по изуч. подз. вод Сибири и Дальнего Востока, вып. I. «Вопр. спец. гидрогеол. Сибири и Дальнего Востока». Иркутск, 1962.

Щербакова Е. Я. Восточная Сибирь. Сер. «Климат СССР», вып. 5, Л, 1961.

Шерман С. И. Трещинная тектоника Слюдянского флогопитоносного поля (Юго-Западное Прибайкалье). Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук, Иркутск, 1964.

Шперк Ф. Верхоленский округ Иркутской губернии. Медико-топогр. сб., Спб, 1870.

Шульгин М. Ф. К вопросу о формировании стока левых притоков р. Ангары. Сб. крат. научн. сообщ. геогр. фак-та ун-та. Иркутск, 1962.

Щукин Н. С. Балаганская пещера. Журнал Мин. внутр. дел. Часть 24. С.-Пб, 1848.

Язвин Л. С. Краткие указания по определению гидрогеологических параметров артезианских водоносных горизонтов для оценки эксплуатационных запасов с учетом упругого режима. ВСЕГИНГЕО, 1962.

Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири. Геология и геофизика, 1962, № 10.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XIX

ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Ведущий редактор *Л. Н. Федорова* Технический редактор *Т. М. Шмакова*

Корректор *Т. М. Столярова*

Подписано к набору 13/IV 1967 г. Подписано к печати 22/II-1968 г.
Формат 70×108 1/16 Бум. № 1 и офсетн. Печ. л. 34,4 (в т. ч. 8 вкл.)+4,5 (4 офс. вкл.)
Усл. л. 54,46 Уч.-изд. л. 53,85 (в т. ч. цв. офс. вкл. 1,3 и черно-белая офс. вкл. 4,7)
Т 04327 Тираж 1000 экз. Индекс 3-4-1 Зак. № 379/9779-2 Цена 4 р. 31 к. с картами

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