

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXIX

КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ
И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

■
ВСЕОБЩЕОТВЕТСТВЕННЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ВСЕГИНГЕО)
■

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

А В СИДОРЕНКО

■
ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Н В РОГОВСКАЯ И И ТОЛСТИХИН, В М ФОМИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА», МОСКВА, 1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
■
КАМЧАТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
■
ЮЖНО КАМЧАТСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ
■

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXIX

КАМЧАТКА, КУРИЛЬСКИЕ
И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

РЕДАКТОР
Г. А. ГОЛЕВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА», МОСКВА, 1972

Гидрогеология СССР. Том XXIX. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Южно-Камчатская геологоразведочная экспедиция. Редактор Г. А. Голева М., «Недра», 1972, 364 с.

Монографическое описание подземных вод Камчатки, Курильских и Командорских островов является первой гидрогеологической работой, в которой обобщен огромный фактический материал, накопившийся за последние 50 лет по этому наиболее удаленному региону страны.

Камчатка и Курильские острова являются единственным в нашей стране регионом современного вулканизма, наложившим своеобразный отпечаток на условия формирования подземных вод. Высокая сейсмичность и широкое развитие молодых тектонических нарушений, интенсивные горообразующие вулканические процессы и напряженный геотермический режим обуславливают широкое развитие гидротермальных систем с многочисленными открытыми очагами разгрузки высокотермальных вод, паров и газов. Поэтому в монографии, наряду с обычным описанием водоносных горизонтов, большое внимание уделено рассмотрению закономерностей распространения и формирования различных типов термальных вод районов активного и потухшего вулканизма.

С учетом современных научных представлений о геолого-структурных фациальных зонах Камчатки составлены карты, отражающие гидрогеологическое районирование основных водоносных горизонтов и комплексов пресных и минеральных вод, особенности размещения различных вулканических структур и гидротермальных систем, а также седиментационных артезианских бассейнов. Охарактеризованы естественные ресурсы и эксплуатационные запасы пресных вод, существующие и перспективное водоснабжение, бальнеологические и теплоэнергетические ресурсы. Отражены особенности и возможности использования подземных вод при поисках месторождений полезных ископаемых. Впервые для Камчатки произведено инженерно-геологическое районирование и составлена инженерно-геологическая карта.

Таблиц — 83, иллюстраций — 50, список литературы — 470 названий.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ МОНОГРАФИИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

АФАНАСЬЕВ Т. П.
АХМЕДСАФИН У. М.
БАБИНЕЦ А. Е.
БУАЧИДЗЕ И. М.
ДУХАНИНА В. И.
ЕФИМОВ А. И.
ЗАЙЦЕВ Г. Н.
ЗАЙЦЕВ И. К.
КАЛМЫКОВ А. Ф.
КУДЕЛИН Б. И.
КЕНЕСАРИН Н. А.
МАНЕВСКАЯ Г. А.
ОБИДИН Н. И.

ПЛОТНИКОВ Н. И.
ПОКРЫШЕВСКИЙ О. И.
ПОПОВ И. В.
РОГОВСКАЯ Н. В.
СИДОРЕНКО А. В.
СОКОЛОВ Д. С.
ТОЛСТИХИН Н. И.
ФОМИН В. М.
ЧАПОВСКИЙ Е. Г.
ЧУРИНОВ М. В.
ЩЕГОЛЕВ Д. И.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXIX ТОМА

АВЕРЬЕВ А. В.
ВАКИН Е. А.
ГОЛЕВА Г. А.
(отв. редактор)
НИКОЛАЕВ В. Н.

КОНОНОВ В. И.
СТЫРИКОВИЧ Б. В.
(зам. редактора)
СУГРОБОВ В. М.
ТАРАСЕНКО Т. В.

2-9-4

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР Том XXIX

Камчатка, Курильские и Командорские острова

Редактор издательства Бароянц С. Г.

Технический редактор Сычева Е. С.

Корректор С. С. Борисова

Сдано в набор 13/VI 1972 г.

Бумага № 1
Уч. изд. л. 35,57

Подписано в печать 27/X 1972 г.

Печ. л. 25,0, в т. ч.
Тираж 1500 экз.

2,25 п. л. 2 кв. карт
Заказ 530/11353—2.

Формат 70×108/16
Усл. печ. л. 35,0
Цена 4 р. 04 к. с. прилож.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение. <i>Г. А. Голева</i>	7
Часть I. Общие сведения	
Глава 1. Географическое положение и краткие сведения по экономике. <i>Б. В. Стырикович</i>	9
Глава 2. Состояние гидрогеологической и инженерно-геологической изученности. <i>Б. В. Стырикович</i>	11
Гидрогеологические исследования	11
Инженерно-геологические исследования	16
Часть II. Основные факторы, определяющие распространение и формирование подземных вод	
Глава 3. Физико-географические факторы. <i>Б. В. Стырикович, Е. В. Тараканова, М. Б. Голубовский</i>	18
Рельеф	18
Климат	26
Растительность	30
Почва	33
Гидрография	35
Многолетнемерзлые породы	47
Глава 4. Геологические факторы. <i>Т. В. Тарасенко, М. Б. Голубовский</i>	52
Стратиграфия	52
Интрузивные породы	59
Основные структурные элементы	61
Глава 5. Современный вулканизм и геотермические условия. <i>Е. А. Вакин, Б. Г. Поляк</i>	70
Основные типы вулканических структур	70
Региональные геотермические условия и геотермические аномалии	80
Часть III. Подземные воды	
Глава 6. Зона аэрации. <i>Я. В. Неизвестнов</i>	91
Глава 7. Основные водоносные горизонты и комплексы. <i>М. Б. Голубовский</i>	96
Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений	99
Водоносный горизонт средне(?)-верхнечетвертичных флювиогляциальных отложений	102
Водоносный горизонт средне(?)-верхнечетвертичных ледниковых отложений	104
Водоносный комплекс нижнечетвертичных — современных морских отложений	106
Водоносный комплекс ниже-верхнечетвертичных озерных флювиогляциальных, аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и других отложений Центрально-Камчатской депрессии	110
Водоносный комплекс ниже-среднечетвертичных озерных и озерно-аллювиальных отложений Западно-Камчатской равнины	112
Водоносный комплекс ниже-среднечетвертичных озерных и аллювиально-озерных отложений Парапольского дола	113
Водоносный комплекс среднечетвертичных — современных пирокластических отложений	114
Водоносный комплекс вулканогенных пород четвертичного возраста	117
Водоносный комплекс осадочных отложений верхнемиоцено-плиоценового возраста	121
Водоносный комплекс туфогенно-осадочных отложений ниже-среднемиоценового возраста	125
Водоносный комплекс вулканогенно-осадочных отложений олигоцен-нижнемиоценового возраста	129
Водоносный комплекс вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста	133

	Стр
Водоносный комплекс осадочных отложений палеогенового возраста	137
Водоносный комплекс кремнисто вулканогенных образований верхнемелового возраста	140
Водоносный комплекс осадочных отложений мезозойского возраста	144
Водоносный комплекс метаморфизованных образований палеозойского и протерозойского возраста	146
Водоносный комплекс интрузивных пород	149
Глава 8 Гидрогеологическое районирование <i>М Б Голубовский</i>	151
Камчатская складчатая область	153
Гидрогеологический массив Командорских островов	165
Курильская складчатая область	166
Глава 9 Гидрогеологические особенности вулканических структур и современные гидротермальные системы <i>Е А Вакин, В М Сугробов</i>	163
Обводненность «положительных» вулканических структур	169
Обводненность «отрицательных» вулканических структур	172
Современные гидротермальные системы	174
Глава 10 Условия формирования и закономерности распространения основных типов подземных вод <i>О Г Воробьев, Г А Голева, В И Кононов, Б В Стырикович</i>	196
Холодные грунтовые воды	196
Термальные и холодные минеральные воды гидрогеологических массивов	202
Термальные и холодные минерализованные воды артезианских седиментационных бассейнов	216
Современные представления о происхождении термальных и холодных минеральных вод	219
Состав органических веществ термальных и холодных минеральных вод	226
Часть IV Роль подземных вод в народном хозяйстве	
Глава 11 Ресурсы пресных подземных вод <i>Я В Неизвестнов, М Б Голубовский</i>	232
Естественные ресурсы	232
Эксплуатационные запасы	240
Глава 12 Существующее и перспективное водоснабжение <i>Е Л Краева</i>	248
Глава 13 Бальнеологические ресурсы <i>Б В Стырикович, В Н Николаев</i>	256
Кремнистые термальные воды	256
Углекислые минеральные воды	261
Сульфидные воды	262
Железистые и мышьяковистые воды	263
Бромные и йодные воды	264
Глава 14 Теплоэнергетические ресурсы <i>Ю А Краева, Ю Ф Манухин, В Н Сугробов</i>	265
Паужетское месторождение высокотемпературных подземных вод	271
Большее Банное месторождение высокотемпературных вод	275
Паратунское месторождение термальных вод	283
Месторождение парогидротерм Горячий Пляж	291
Глава 15 Подземные воды Камчатско-Курильского региона как критерий поисков месторождений полезных ископаемых <i>Г А Голева, К М Севостьянов</i>	295
Гидрогеохимические поиски рудных месторождений	296
О перспективах нефтегазоносности Камчатки по гидрохимическим данным	299
Глава 16 Охрана подземных вод <i>Л Е Павлова</i>	305
Оценка возможности истощения подземных вод	305
Влияние действующих водозаборов на изменение качества воды	306
Часть V Инженерно-геологические условия	
Глава 17 Районирование территории для инженерно-геологических целей <i>Б В Стырикович</i>	308
Инженерно-геологическая характеристика регионов	309
Заключение <i>Г А Голева, В И Кононов</i>	341

ВВЕДЕНИЕ

Камчатско-Курильская область является единственным в нашей стране регионом современного вулканизма.

В его пределах наблюдаются весьма своеобразные физико-геологические явления: вулканические извержения, землетрясения, цунами, выходы на поверхность высокотермальных паров, газов и вод. Все эти экзотические природные процессы накладывают особый отпечаток на гидрогеологию и инженерно-геологические условия региона.

Неравномерная и слабая заселенность многих труднодоступных районов Камчатско-Курильской области долгое время тормозила изучение ее подземных вод.

Планомерное гидрогеологическое и инженерно-геологическое картирование региона было начато лишь 15—20 лет назад. В связи с необходимостью строительства новых промышленных предприятий, а также расширения теплоэнергетических и бальнеологических ресурсов объем гидрогеологических исследований увеличивается с каждым годом.

На первых этапах эти работы проводились преимущественно Пятым и Камчатским геологическими управлениями при эпизодическом участии ряда научных институтов (Центральный научно-исследовательский институт курортологии и физиотерапии Министерства здравоохранения СССР, Геологический институт АН СССР, Лаборатория вулканологии АН СССР). В настоящее время систематические исследования вулканических и гидротермальных процессов проводит Институт вулканологии СО АН СССР и КТГУ.

В результате многолетних исследований накопился большой фактический материал, частично обобщенный в отдельных работах, освещающих условия формирования минеральных вод и геотермику наиболее крупных гидротермальных систем Камчатки и Курил. Однако каждая из этих работ носит специализированный характер и не дает представления о гидрогеологических и инженерно-геологических условиях региона в целом.

Настоящий, XXIX том монографии «Гидрогеология СССР» (Камчатка, Курильские и Командорские о-ва) является первой обобщающей работой по гидрогеологии и инженерной геологии этого наиболее удаленного восточного региона страны. Наряду с общераспространенными в такого рода монографиях описаниями физико-географических, геоморфологических, геологических и криогенных условий в ней дана характеристика современных вулканогенных и гидротермальных процессов.

Особое внимание уделено теплоэнергетическим ресурсам и перспективам их использования в различных отраслях народного хозяйства края.

Региональные гидрогеологические разрезы и карты носят схематичный характер в силу весьма малого количества опробованных глу-

боких скважин, располагающихся при этом весьма неравномерно по площади региона.

При составлении монографии был использован обширный фактический материал, накопившийся к 1 января 1963 г.

В составлении XXIX тома принимали участие сотрудники Камчатского геологического управления МГ РСФСР (Ю. А. Краевой, Е. Л. Краевая, Ю. Ф. Манухин, В. Н. Николаев, Л. Е. Павлова), Пятого геологического управления (О. Г. Воробьев, М. Б. Голубовский, Я. В. Неизвестнов, Б. В. Стырикович), Института вулканологии СО АН СССР (Е. А. Вакин, В. М. Сугробов), Геологического института АН СССР (В. И. Кононов, Б. Г. Поляк), ВСЕГИНГЕО (Г. А. Голева), НИЛЗарубежгеологии (К. М. Севостьянов).

Редколлегия тома выражает признательность А. И. Ефимову, В. В. Иванову, Г. А. Маневской, Б. Ф. Маврицкому, С. И. Набоко, Н. В. Роговской за ценные замечания и советы при составлении и подготовке тома к изданию.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава I

**ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
И КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ЭКОНОМИКЕ**

Камчатско-Курильский регион расположен на крайнем северо-востоке страны между 43—62° с. ш. и 145—168° в. д. В него входят п-ов Камчатка, Курильские и Командорские о-ва. На северо-западе естественная граница региона проходит примерно по Рекинникской губе, а на юго-западе — по р. Рекинники и далее по р. Анапке на восток до зал. Уала. Проливы Кунаширский, Измены и Советский шириной 16—50 км отделяют Курильские острова от японского о. Хоккайдо. С северо-запада Камчатка и Курильские острова омываются Охотским морем, а на северо-востоке и юго-востоке — Тихим океаном и Беринговым морем.

Полуостров Камчатка вытянут в северо-восточном направлении (длина 1200 км, ширина от 250 до 470 км, площадь 270 тыс. км²). У северной части восточного побережья Камчатки расположен о-в Карагинский, имеющий площадь 1932 км². От полуострова он отделен прол. Литке шириной 30—75 км.

Командорские о-ва находятся к востоку от центральной части восточного побережья Камчатки и являются крайним западным звеном Алеутской островной дуги. Они состоят из о-вов Беринга, Медный и нескольких мелких скалистых безымянных островков. Остров Беринга имеет длину 90 км, среднюю ширину 13 км и площадь 1160 км². Он отделен от Камчатки проливом, минимальная ширина которого составляет 190 км. Остров Медный имеет длину 50 км, ширину 2—7 км, площадь 215 км². Минимальное расстояние между островами Беринга и Медный — 50 км.

Цепь островов Курильского архипелага расположена к югу от Камчатки и отделена от него Первым Курильским проливом шириной 12 км. В Курильский архипелаг входит около 30 сравнительно крупных островов и множество отдельных скал и отмелей, группирующихся в две гряды: Большую Курильскую и Малую Курильскую.

Большая Курильская гряда простирается в северо-восточном направлении на 1250 км. Наиболее крупными ее островами являются (с севера на юг): Шумшу (388 км²), Парамушир (2042 км²), Онекотан (425 км²), Симушир (340 км²), Уруп (1433 км²) Итуруп (3200 км²) и Кунашир (1498 км²).

Малая Курильская гряда, вытянутая на 100 км, расположена в 35—80 км к юго-востоку от о-ва Кунашир и отделена от него Южно-Курильским проливом.

Общая площадь островов Курильского архипелага составляет около 10 500 км². Длина наибольших из них достигает 100—200 км при ширине 20—30 км. Острова разделены 26 проливами шириной от 1,8 до 70 км.

Полуостров Камчатка вместе с Командорскими островами входит в состав Камчатской области. Северная часть полуострова относится

к Корякскому национальному округу. Курильские острова входят в состав Сахалинской области.

На площади региона проживает около 250 тыс. человек, из них около 230 тысяч — в Камчатской области. Население распределено по площади крайне неравномерно. Основное количество жителей (более 135 тыс. человек) сосредоточено в областном центре полуострова — г. Петропавловске-Камчатском. Сравнительно густо заселены приморские районы, а также долина р. Камчатки. Всего на Камчатке насчитывается около 200 населенных пунктов. Расстояние между ними доходит до нескольких десятков и даже сотен километров.

С материковой частью Советского Союза п-ов Камчатка и острова сообщаются морским и воздушным путями. Судосходна для малых судов на полуострове только р. Камчатка (на расстоянии до 500 км от устья).

По природным богатствам регион обладает всем необходимым для комплексного развития народного хозяйства. Экономика края базируется главным образом на богатствах окружающих морей. В общем балансе валовой продукции Камчатки около 75—80% приходится на долю рыбной промышленности.

В долине р. Камчатки и на южных Курильских островах развита тесная промышленность. Здесь расположено несколько леспромхозов и деревообрабатывающих комбинатов.

В Авачинской низменности, на западном побережье полуострова и на южных Курильских островах размещены основные сельскохозяйственные районы, в которых выращивают картофель и овощи. В этих же районах развивается животноводство, а в северной части Камчатки — оленеводство. Довольно широко распространен и пушной промысел.

Горнодобывающая промышленность ограничивается небольшими разработками строительного камня, песчано-гравийно-галечного материала и суглинков для производства кирпича (преимущественно в районе г. Петропавловска-Камчатского).

На Западном побережье Охотского моря обнаружены залежи угля и торфа. Из строительных материалов наибольший интерес представляет пемза, крупные залежи которой обнаружены на юге Камчатки и на о-ве Итуруп. Имеются также диатомиты, пиррофиллитовые породы, сырье для каменного литья, строительные камни, известняки, мергели, минеральные краски и т. д. Сырьем для химической промышленности может служить сера, имеющаяся как на Камчатке, так и на Курильских островах. Наиболее перспективными на нефть являются районы западного побережья Камчатки. Отдельные рудопроявления меди, ртути, золота, сурьмы, молибдена и других металлов установлены в Среднем хребте и в других районах.

Немаловажную роль в развитии многоотраслевого хозяйства Курило-Камчатского региона играют и подземные воды. В первую очередь это касается термальных и минеральных вод, выходы которых на поверхность в виде источников известны по всей Камчатке и на островах Большой Курильской гряды.

На о-ве Кунашир разведаны парогидротермы Горячего Пляжа, в 8 км от районного центра — г. Южно-Курильска. Кроме того, горячей водой в ряде районов полуострова отапливаются жилые помещения и теплично-парниковые хозяйства. На базе термальных и минеральных вод на Камчатке уже много лет функционируют бальнеологические санатории («Паратунка», «Начики») и небольшие водолечебницы.

Большое значение в условиях быстрого роста населения Камчатки и Курильских островов имеют также пресные подземные воды. В настоящее время наибольшие трудности в снабжении пресной водой испытывают рыбокомбинаты, расположенные на морских побережьях.

Таким образом, темпы и перспективы развития Камчатки — одного из главнейших районов рыбной промышленности страны в некоторой степени определяются и результативностью гидрогеологических исследований, так как они позволяют расширить запасы различных типов подземных вод, необходимых для всестороннего развития народного хозяйства области.

Глава 2

СОСТОЯНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В гидрогеологических исследованиях региона можно выделить четыре периода.

1. С XVIII в. по 1923 г. (для Камчатки) и по 1945 г. (для Курильских островов).

2. С 1923 по 1930 г. (для Камчатки).

3. С 1930 г. (для Камчатки) и с 1945 г. (для Курильских островов) по 1950 г.

4. С 1950 г. по настоящее время.

Первый период. В этот период все гидрогеологические исследования сводились к описанию термальных источников.

С 1737 по 1741 г. на Камчатке работал С. П. Крашенинников (1948), давший первую характеристику нескольких групп термальных вод. Некоторые сведения о минеральных источниках имеются в работах Г. Сарычева (1802).

В дальнейшем отдельные минеральные источники были кратко описаны участниками Охотско-Камчатской горной экспедиции (Богданович, 1899) и Комплексной экспедиции Русского географического общества (Комаров, 1912; Державин, 1915; Шмидт, 1916), а также Н. В. Слюниным (1906), В. Н. Тюшевым (1906), К. С. Моркотуном (1908), и некоторыми другими исследователями.

Первые сведения о наличии минеральных источников на Курильских островах сообщил А. С. Полонский (1871).

Второй период. После установления в 1923 г. на Камчатке Советской власти вышло несколько сводных работ по геологии и полезным ископаемым полуострова (Полевой, 1923; Гультен, 1925; Анерт, 1928). На картах, иллюстрирующих эти работы, показаны термоминеральные источники.

Большая работа по изучению минеральных вод полуострова была проделана выдающимся исследователем Камчатки П. Т. Новограбленовым (1927, 1929а, 1929б, 1931), который, начиная с 1920 г., систематически публиковал материалы о минеральных источниках. В работе «Горячие ключи Камчатки» П. Т. Новограбленов привел краткие сведения для 63 групп минеральных источников и классифицировал их по химическому составу воды.

Третий период. В 30-х годах началось более целеустремленное и комплексное изучение природных условий Камчатки. В 1931 г. были организованы Вулканологическая экспедиция под руководством А. Н. Заварицкого и экспедиция Нефтяного геологоразведочного ин-

ститута, возглавляемая Л. А. Гречишкиным. В том же году была создана Камчатская комплексная экспедиция АН СССР. Начиная с 1935 г. на Камчатке производилось нефтепоисковое структурно-картировочное бурение. В этом же году у подножья соп. Ключевская открылась Вулканологическая станция АН СССР, первым руководителем которой был В. И. Влодавец. В 1944 г. вулканологическими исследованиями на Камчатке начала заниматься созданная при ОГГН АН СССР Лаборатория вулканологии, возглавляемая А. Н. Заварицким.

Наряду с изучением геологического строения полуострова, явлений вулканизма и поисками полезных ископаемых, сотрудники перечисленных экспедиций обследовали и минеральные источники. В частности, отдельные из этих источников описали С. И. Кузнецов (1935), С. Ю. Липшиц (1936), А. И. Морозов (1937, 1938), Д. С. Харкевич (1940), М. В. Седельникова (1950), М. Ф. Двали (1957) и другие исследователи. Громадную работу по изучению минеральных вод Камчатки проделал Б. И. Пийп, выпустивший в 1937 г. монографию по горячим источникам полуострова. В ней дана общая характеристика минеральных вод по 64 группам источников. Сопоставив геологическую обстановку района выхода минеральных источников с их химическим составом, Б. И. Пийп впервые генетически классифицировал минеральные воды Камчатки. А. Н. Заварицкий высоко оценил эту работу, отметив, что: «Наиболее сложным является вопрос о соотношениях между составом источников, составом магмы, с которой они связаны, и их, так сказать «возрастом», сравнительно с «возрастом магматического очага» (Заварицкий, 1955). Постановка этого вопроса не потеряла своей актуальности до настоящего времени.

В 1941 г. Т. И. Устинова открыла мощные гейзеры в верховьях р. Шумной. В статьях (Устинова, 1946а, 1946б, 1949, 1955) дано их подробное описание.

В связи с выяснением условий формирования термальных вод вулканических областей большой интерес представляют сведения, опубликованные в Бюллетенях Вулканологической станции АН СССР и в Трудах Лаборатории вулканологии АН СССР о геохимии вулканических процессов, фумарольных газах, возгонах и т. п. (Иванов, 1937, 1938а, 1938б, 1940, 1941; Шаврова, 1937; Набоко, 1939, 1940, 1945, 1946, 1947).

Первую гидрогеологическую съемку в 1939 г. провел в районе г. Петропавловска-Камчатского К. А. Беляев.

Начиная с 1946 г. на Курильских островах проводили исследования комплексные экспедиции Дальневосточной базы АН СССР, Приморского филиала Всесоюзного географического общества и Дальневосточного геологического управления.

Четвертый период. Пятидесятые годы ознаменовались началом планомерных площадных геологических и гидрогеологических съемок на Камчатке и Курильских островах. Наряду с изучением общих гидрогеологических условий региона, проводились специальные гидрогеологические исследования. В более широких масштабах осуществлялось структурно-картировочное и разведочное бурение, связанное с поисками нефти, а в отдельных пунктах и разведочно-эксплуатационное бурение на воду.

В 1951—1960 гг. экспедициями Пятого и Камчатского геологических управлений были проведены комплексные геолого-гидрогеологические исследования, в процессе которых было описано большое количество пресных и минеральных источников, составлены мелкомасштабные гидрогеологические и гидрохимические карты, описана водонос-

ность основных стратиграфических комплексов пород, охарактеризован общий химический состав вод и изучены в общих чертах условия водоснабжения Камчатки и Курильских островов.

Некоторые результаты этих работ кратко охарактеризованы в статьях А. И. Садреева и др. (1964), В. С. Шеймовича (1964, 1966), В. Е. Диланяна и Ю. И. Харченко (1965) и др.

С 1960 г. гидрогеологические работы на Курильских островах проводит Сахалинское и Пятое геологические управления совместно с Институтом вулканологии СО АН СССР. В 1964 г. в результате геолого-гидрогеологической съемки и электроразведочных работ в окрестностях влк. Менделеева (о-в Кунашир) были получены новые данные по гидротермам этого района (Широков и Шуляков, 1965), а в 1964 г. составлена первая гидрогеологическая карта о-ва Шиадокотан (Чемурако, 1966; Стырикович, 1967).

В 1950—1952 гг. на Камчатке и в 1954—1955 гг. на Курильских островах работала экспедиция Центрального института курортологии и физиотерапии Министерства здравоохранения СССР и Всесоюзной конторы Союзгеокаптажминвод, возглавляемая В. В. Ивановым. В. В. Иванов (1954) проанализировал особенности формирования минеральных вод Камчатки и дал их генетическую классификацию, исходя из газового и ионного состава. Наряду с минеральными водами были выявлены и обследованы лечебные грязи. Материалы по гидротермам очагов современного вулканизма В. И. Иванов обобщил в работе «Парагидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны» (Иванов, 1961б).

Г. А. Гонсовская (1954, 1956, 1957), работая в составе этой же экспедиции, охарактеризовала закономерности распространения и условия формирования минеральных вод южной части Камчатки.

В 1957 г. в результате обследования минеральных источников Курильских островов и юга Камчатки О. Н. Толстухин (1958, 1961, б, 1962, а, б) охарактеризовал некоторые вопросы формирования подземных вод этих районов. В своих статьях он привел схему гидротермального районирования полуострова и наметил пути возможного использования минеральных вод в практических целях. Различные вопросы по гидрогеологии Камчатки и Курильских островов рассматривают и другие исследователи (Садовский, 1961; Воробьев и Голубовский, 1966; Гуменный и Неверов, 1961; Хоментовский, 1964; Ермаков, 1966).

А. Е. Святловский (1957а, 1961а, б, 1966) в ряде работ охарактеризовал строение артезианских систем подземных вод Камчатки и их связь с проявлениями современного вулканизма.

Большой вклад в дело изучения поствулканических процессов, помимо В. В. Иванова, сделан С. И. Набоко. В своих трудах (Набоко, 1954а, 1957а, 1958а, 1959а, 1961, 1962а, б, 1963, 1966а и др.) она обобщила интересные и важные для понимания гидротермальных процессов данные по вулканическим эксгаляциям и процессам их реакций с породами и водами. Изучению вулканических газов и газового состава посвящены исследования Л. А. Башариной (1953а, б, 1956, 1958а, б, в, г, 1960, 1961, 1963, 1964, 1966), К. П. Флоренского (1958а, б), И. И. Товаровой (1958, 1960), О. Г. Борисова (1960а, б, 1962, 1966), Л. В. Сурниной и Л. Г. Вороновой (1964) и других вулканологов и геохимиков.

Важное теоретическое и практическое значение имеют работы В. В. Аверьева, посвященные условиям возникновения и разгрузки гидротермальных систем Камчатки, связи гидротермального процесса

с магматической деятельностью, а также перспективам использования подземного тепла вулканических областей.

В работах В. В. Аверьева (1960а, б, 1961а, б, 1962, 1963б, 1965, 1966а) всесторонне рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся гидрогеологии, геотермии и гидрогеохимии областей современного вулканизма. В частности, большой интерес представляет его работа о природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности (Аверьев, 1960, а).

Классификацию минеральных (холодных и термальных) вод Камчатки предложил Г. М. Власов (Белова и др., 1961). В ее основу положены геологические и гидрогеохимические условия формирования минеральных вод.

В 1954 г. Камчатской геотермической экспедицией под руководством А. Е. Святловского проводилось обследование термальных источников южной Камчатки для обоснования строительства опытно-промышленной геотермической электростанции. С этой же целью в 1957—1964 гг. Камчатским геологическим управлением в содружестве с АН СССР на площади наиболее перспективных Паужетских источников проводились детальные геолого-гидрогеологические работы (съемка, электроразведка, магнитометрия, термометрическая съемка, бурение и режимные наблюдения). В результате в пределах Паужетской термальной площади на поверхность была выведена пароводяная смесь в количестве, достаточном для строительства геотермической электростанции.

В 1958—1960 гг. Камчатское и Пятое геологические управления проводили аналогичные работы и в районе Нижне-Паратунских источников. Всего здесь было пройдено восемь скважин глубиной до 498 м. В 1962—1965 гг. в районе Средне-Паратунских и Больших Банных термальных источников было также пробурено несколько скважин глубиной до 604 м. Целью работ являлось выявление ресурсов горячих вод для теплофикации г. Петропавловска-Камчатского, создания теплично-парникового комбината и расширения существующего в районе Нижней Паратунки санатория.

В 1960—1963 гг. в пределах юго-восточной Камчатки Геологическим институтом АН СССР совместно с Институтом вулканологии СО АН СССР проводились геотермические и гидрохимические исследования на предмет выяснения условий формирования термальных вод. Результаты работ изложены в статьях Б. Г. Поляка (1965а, б, в, 1966а, б, в, 1967), Е. А. Вакина (1966а, б, 1967а, б) и В. И. Кононова (1965, 1966).

В 1963—1964 гг. гидрогеологический отряд Сибирской партии конторы Геокаптажминвод осуществил под руководством В. В. Иванова работы по изысканию и разведке термоминеральных вод для перспективного развития санатория на базе Начикинских ключей на Камчатке.

С 1965 г. Сахалинское геологическое управление осуществляет бурение на парогидротермальном месторождении Горячий пляж, расположенном в 8 км на юг от пос. Южно-Курильска (о-в Кунашир). Детальное описание этого месторождения приводится в работах В. М. Дуничева и И. И. Ризнича (1968).

Вопросы освоения тепловых ресурсов термальных вод Камчатки и Курильских островов освещены также в статьях А. А. Гавронского (1953, 1965, 1966), Б. К. Козлова (1961, 1966), Б. М. Выморкова (1963, 1964а, б), В. Н. Николаева (1963а), Н. И. Плотнокова и др. (1963) и В. М. Сугрובה (1964, 1965, 1966а).

С 1954 г. Е. К. Мархинин изучал проявления современного вулканизма на Курильских островах (Мархинин, 1956а, б, 1957а, б, 1958;

1959а, б, 1964а, б, 1965а, 1966а, 1967) и пришел к выводу, что вода Мирового океана в значительной степени образовалась в результате вулканических процессов, действующих в течение геологической истории Земли

В 1957—1961 гг. на островах Большой Курильской гряды проводились исследования группой сотрудников Геологического института АН СССР (Ткаченко, 1964, 1965а, б, 1966) под руководством К. К. Зеленова (1958, 1959, 1960а, б, 1961а, б, 1962, 1963а, б, в, 1964) с целью выявления влияния процессов вулканизма на формирование осадочных пород и руд. Проведенные исследования показали, что продукты вулканических эксгаляций и их реакций с вмещающими породами концентрируются в многочисленных минеральных водотоках и поступают в больших количествах в морские бассейны.

В период с 1960 по 1963 г. сотрудники Сахалинского научно-исследовательского института СО АН СССР С. С. Сидоров (1962, 1964а, б, 1965а, б, 1966а, б, в, г, д, 1967) и Л. Г. Воронова (Воронова, Сидоров, 1965а, б, 1966а, б) изучали современную газогидротермальную деятельность вулканов о-вов Парамушир, Уруп, Итуруп и Кунашир. В результате этих исследований С. С. Сидоров поддержал гипотезу Д. Е. Уайта о генетическом единстве различных типов термальных вод областей современного вулканизма.

В 1965—1967 гг. Н. В. Альбинский (ВСЕГЕИ) обследовал некоторые термальные источники о-ва Кунашир.

С 1935 г. на Камчатке проводится глубокое (до 2,5 км) нефтепоисковое бурение. Первые сведения о газо-нефтеносности Камчатки приведены в статьях М. Ф. Двали (1957), А. С. Архипченко (1960), М. Б. Беловой и др. (1961), О. И. Супруненко и Л. М. Смирнова (1964), Г. Л. Берсон и Л. В. Демидович (1960), Г. Л. Берсон и С. К. Лопатиной (1961), Ю. Н. Григоренко и Л. З. Динкова (1961).

В целях водоснабжения г. Петропавловска-Камчатского и других населенных пунктов полуострова Камчатским и Пятым геологическим управлениями в 1962—1968 гг. произведена разведка и подсчет запасов пресных вод.

Гидрогеологическими съемками и бурением поисково-разведочных скважин на пресные воды руководили Ц. Э. Ахиезер, Ю. Ф. Манухин, М. М. Братов, Я. В. Неизвестнов, А. И. Зеленой и Е. А. Соломоновский. Для осуществления наблюдений за режимом пресных и минеральных вод в 1964 г. на Камчатке создана режимно-наблюдательная станция (в системе Камчатского геологического управления).

Приведенный обзор изученности подземных вод Камчатско-Курильской зоны показывает, что наиболее значительный по объему и разнообразию комплекс гидрогеологических исследований выполнен в последний период времени — с 1950 по 1968 г. При этом качество работ улучшалось с каждым годом. Однако, несмотря на огромный интерес к этому своеобразному и неповторимому в своем роде региону со стороны многих гидрогеологических организаций, его гидрогеологическая изученность до сих пор является весьма неравномерной. Обобщающие карты мелкого масштаба (менее 1 : 500 000) базируются в основном на материалах редкого профильного обследования подземных вод. Число глубоких поинтервально опробованных скважин весьма ограничено. Своеобразие же строения артезианских бассейнов и окаймляющих гидрогеологических массивов Камчатки вызывает большие трудности их гидрогеологического картирования общепринятыми методическими приемами. Учитывая все это, настоящая первая обобщающая монография по Камчатско-Курильскому региону составлена с уче-

том этих особенностей и заметно отличается от других подобных сводных работ по содержанию рассматриваемых гидрогеологических явлений.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Инженерно-геологические исследования в описываемом регионе проведены в очень небольшом объеме. За последние годы, главным образом в районе г. Петропавловска-Камчатского, силами таких организаций, как Союзморпроект, Дальморпроект, Гипрорыбпром, Главрыбстрой, Сибгеолнерудтрест, Геолстройтрест, Гипролестранс, Пятое и Камчатское геологические управления, осуществлены небольшие работы в целях изысканий площадок под строительство промышленных предприятий и жилых домов, разведки существующих и поисков новых месторождений строительных материалов.

Изыскания под строительство автодорог на различных участках Камчатки произведены Союздорпроектом, Желдорпроектом и некоторыми другими организациями.

Первые детальные инженерно-геологические исследования в районе Авачинской губы у г. Петропавловска-Камчатского осуществил в 1936—1938 гг. И. Г. Варжель. Им составлены первые крупномасштабные инженерно-геологические карты.

В 1952—1953 гг. отряд Гипролестранса под руководством А. А. Исаюк-Саевского произвел инженерно-геологические изыскания под различные строительные объекты в долине р. Камчатки и установил наличие линз многолетнемерзлых пород в районе пос. Козыревска.

В 1957—1959 гг. экспедиция Ленинградского филиала Гидропроекта под руководством Л. С. ШUTOVA проводила инженерно-геологическую съемку в целях выявления строительных материалов. В процессе съемки было пройдено несколько десятков скважин. В 1963—1969 гг. эта же экспедиция провела изыскания под сооружение гидроэлектростанции в пределах восточного побережья Камчатки на р. Кроночкoй.

Вопросам защиты людей и различных сооружений во время извержений вулканов посвящена одна из работ В. И. Влодавца (1959). Вулкано-географическое районирование Камчатки и Курильских островов проведено в 1962 г. Е. К. Мархининым, А. Н. Сириным, К. М. Тимербаевой и П. И. Токаревым. На схематической карте ими показаны зоны, в той или иной степени опасные при вулканических извержениях. Постоянные наблюдения над вулканами проводятся двумя вулкано-геологическими станциями Института вулканологии СО АН СССР, одна из которых находится в пос. Ключи, а другая — на склоне Авачинской Сопки.

Изучением землетрясений в регионе в основном занимаются Институт физики Земли АН СССР, Институт вулканологии СО АН СССР, Институт океанологии АН СССР и СахКНИИ СО АН СССР. Первый краткий очерк сейсмичности полуострова Камчатки составили в 1938 г. Г. П. Горшков и В. В. Попов. Результаты сейсмологических исследований, произведенных Институтом физики Земли АН СССР в период с 1957 г. по настоящее время как на Камчатке, так и на Курильских островах, опубликованы в статьях А. В. Горячева (1960, 1962, 1963), В. С. Христофорова и др. (1960), Г. П. Черемных (1960), В. Н. Аверьяновой (1961), Н. В. Кондорской и др. (1961, 1962), С. А. Федотова и др. (1961, 1962).

В 1961 г. Институтom физики Земли АН СССР проведены в районе г. Петропавловска-Камчатского крупномасштабные геоморфологи-

ческая и инженерно-геологическая съемки и составлена схема сейсмического районирования города.

В 1962 г. С. А. Федотов составил карту сейсмического районирования СССР, на которой нашли отражение и результаты исследований сейсмичности Камчатско-Курильского региона.

В настоящее время землетрясения на Камчатке регистрируют десять сейсмических станций; шесть — на Курильских островах и одна — на о-ве Беринга.

Сведения о другом редком природном явлении — цунами (гигантские волны, возникающие в океане при подводных землетрясениях или извержениях вулканов и обрушивающиеся на прибрежные участки суши) приведены в статьях А. А. Меняйлова (1946), А. Е. Святловского (1956, 1957б, 1959а), Е. Ф. Саваренского и др. (1958), В. Н. Аверьяновой и др. (1961), С. А. Федотова (1962). Одна из первых сводок по цунами составлена А. Е. Святловским (1957, б). Он же провел цунами-районирование побережья Камчатки и наметил меры борьбы с ними. Более детальное цунамирайонирование Камчатки и Курильских островов провели сотрудники Института океанологии АН СССР П. А. Каплан и А. С. Ионин (1961). В целях своевременного предупреждения о цунами в городах Петропавловске-Камчатском, Курильске (о-в Итуруп) и Южно-Сахалинске организована специальная служба.

На формирование грунтовых вод Камчатки большое влияние оказывают криогенные процессы.

Первые сообщения о наличии многолетнемерзлых пород на полуострове мы находим у С. П. Крашенинникова (1948), Н. В. Слюнина (1906). Е. Л. Любимова (1940) при полевых работах в 1936 г. отмечала торфяные многолетнемерзлые бугры на западном побережье у устьев рек Морошечной и Ичи. С. Л. Кушев (1950), обследуя долину р. Камчатки, обнаружил в ее пределах острова многолетнемерзлых пород между 55 и 56° с. ш. В 50-х годах на севере Камчатки и в соседнем Корякском нагорье мерзлотные исследования проводили сотрудники Института мерзлотоведения АН СССР Н. Г. Бобов, Н. А. Граве и Н. В. Новосельская. Ими отмечены, в частности, многолетнемерзлые породы значительной мощности в Паропольском доле. Н. Г. Бобов (1960) описал мерзлые бугры на Камчатке.

В 1960 г. А. А. Цвид отметил влияние климата и мерзлотных условий на строительство различных сооружений на Камчатке и составил схему распространения многолетнемерзлых пород полуострова.

Краткую характеристику распространения снежных лавин на Камчатке дал В. Н. Виноградов (1965).

На основании геологических и гидрогеологических съемок Б. В. Стрикович (1963) произвел мелкомасштабное инженерно-геологическое районирование территории Камчатки. Четыре области подразделены на районы с различными инженерно-геологическими условиями, которые нуждаются в уточнении и детализации.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД



Глава 3

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

РЕЛЬЕФ

Условия питания подземных вод, как известно, в большой степени определяются расчлененностью рельефа. В формировании последнего в пределах региона главную роль сыграли тектонические, вулканические и различные денудационные процессы, особенно интенсивно проявившиеся в плиоцен-четвертичное время.

Сводовые поднятия и глыбовые подвижки, ограниченные крупными разломами северо-восточного простирания, обусловили своеобразное зональное чередование главных орографических районов п-ова Камчатки (рис 1). На относительно опущенном западном блоке расположена Западно-Камчатская равнина. Соседний поднятый блок преобразован в Срединный хребет (рис 2). К расположенному еще восточнее опущенному блоку приурочены Центрально-Камчатская депрессия и впадина прол. Литке. На крайнем востоке полуострова выделяются две зоны поднятий — Восточный хребет и гористые полуострова восточного побережья. Между ними, маскируя прогиб, расположен Восточный вулканический район — грандиозная цепь возвышенных плато, действующих и потухших вулканов четвертичного возраста. Интенсивные извержения в четвертичное время происходили по линии современного водораздела — центральной части Срединного хребта, а также к западу и востоку от него в пределах отдельных участков Западно-Камчатской равнины и Центрально-Камчатской депрессии.

К югу от Камчатки на фоне опускания Центрально-Курильской океанической впадины оформились два крупных складчато-сводовых поднятия, осложненных системой продольных и поперечных разломов. К последним из них приурочены морские проливы. Поднятия, представляющие собой в подводном рельефе моноклинные горные хребты, несут на себе следы интенсивного четвертичного вулканизма. Особенно много вулканов разместилось в пределах западной зоны поднятий. Выступающие здесь из моря гребень хребта и вулканы образовали цепь островов — Ботшюу Курильскую гряду. Восточная зона поднятий на большей части своего протяжения находится под водой (хр. Витязь) и лишь на юге в пределах шельфа о-ва Хоккайдо на поверхность выступают низкие острова Малой Курильской гряды.

Командорские острова располагаются на западной оконечности Алеутской островной дуги, вблизи сочленения двух океанических впадин — Алеутской и Курило-Камчатской. Современным гористым обликом рельефа они обязаны новейшим тектоническим движениям по разломам северо-восточного простирания. Проявления вулканизма в четвертичное время здесь отсутствовали.

Неодинаковые амплитуды и скорости тектонических движений четвертичного времени обусловили в разных частях региона различную степень проявления главных рельефообразующих процессов.

В зонах наиболее интенсивных поднятий произошло разрушение неогеновой поверхности выравнивания. Здесь главными экзогенными

факторами, сформировавшими рельеф, являются речная эрозия, ледниковая деятельность и физическое выветривание пород. В зависимости от соотношения скорости поднятия и денудации выделяются участки высокогорного, среднегорного и низкогорного рельефа. К горным областям денудационно-тектонического происхождения относятся Срединный хребет (к югу от р. Ичи и к северу от р. Паланы), Восточный хребет, горы полуостровов восточного побережья и Командорских островов, хр. Докучаева на о-ве Кунашир.



Рис. 2. Срединный хребет (фото И. А. Клименко)

Наиболее возвышенные участки — основные области питания подземных вод, приурочены к водораздельным частям Срединного и Восточного хребтов Камчатки, где они достигают 800—1700 и даже 2000 м. Гребни хребтов здесь узкие, иногда пилообразной формы, изъедены карами, склоны рассечены широкими троговыми долинами, изобилуют обрывами. Средняя глубина эрозионного расчленения 400—800 м, а максимальная достигает 1500 м (рис. 3). Густота эрозионной сети 1,0—1,5 км/км² (рис. 4). Наиболее резко альпинотипные формы рельефа выражены в южных частях Восточного (Ганальский хребет) и Срединного (Малкинские горы) хребтов, сложенных устойчивыми к выветриванию древними метаморфическими и интрузивными породами.

В остальных районах развития денудационно-тектонического рельефа преобладают абсолютные отметки горных вершин 500—800 м, а на некоторых полуостровах восточного побережья Камчатки достигают 1200—1600 м. Вершины гор и гребни коротких хребтов острые, местами сглаженные и мягкие. Глубина эрозионного вреза 200—400, реже 600 м и более. В сторону моря горные массивы часто опускаются скалистыми уступами высотой до 100—500 и даже 1000 м. Густота эрозионной сети 0,5—1,5 км/км².

Поднятия в начале четвертичного времени сопровождались расколами земной коры и трещинными излияниями лав, которые частично бронировали неогеновую поверхность выравнивания, образуя вулканические плато на различных гипсометрических уровнях. Такие плато широко распространены в пределах Восточного вулканического района

Рис. 3. Схема глубины эрозивного расчленения (средняя) местности

1—50 м 2—20—30 м 3—10—20 м 4—20—40 м
5—40—100 м 6—200—300 м и более

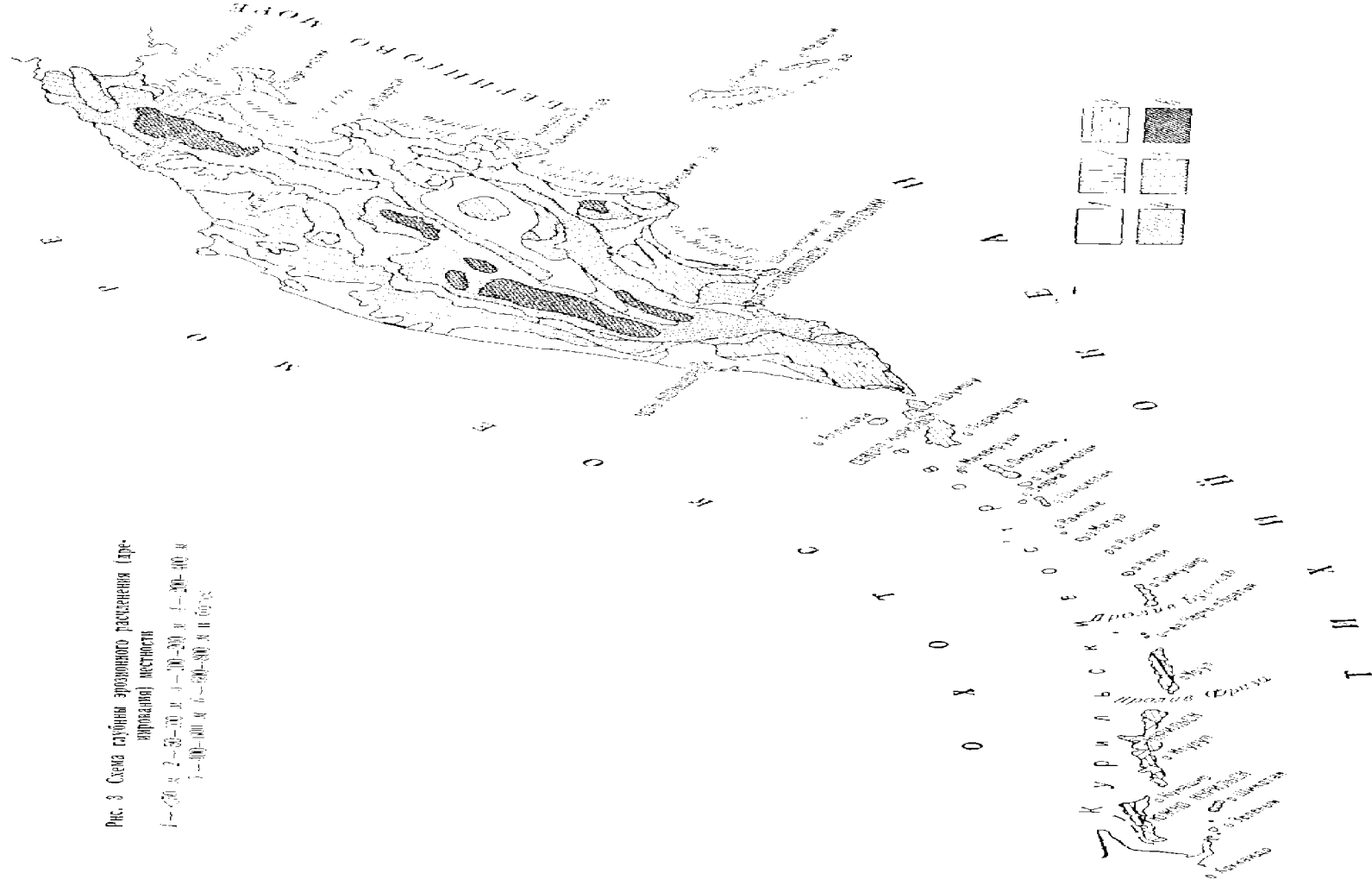


Рис. 4. Схема густоты аэрозимной сети:

1 — <0,2; 2 — 0,2—0,5; 3 — 0,5—1,0; 4 — 1,0—1,5, более



и центральной части Срединного хребта (Срединный вулканический район) и в виде небольших участков на островах Большой Курильской гряды. Средняя абсолютная высота плато здесь 400—800 м, а максимальная — 1700 м. Глубина расчленения плато речной и ледниковой эрозией — 100—600 м. Густота эрозионной сети не превышает 0,5—1,0 км/км². В центральных частях вулканические плато расчленены меньше, чем на окраинах, где они ограничены довольно четкими уступами. Наиболее интенсивно эндогенные процессы протекали в центральной части Срединного хребта. Вулканическая деятельность здесь локализовалась вдоль разломов. Ряд потухших четвертичных

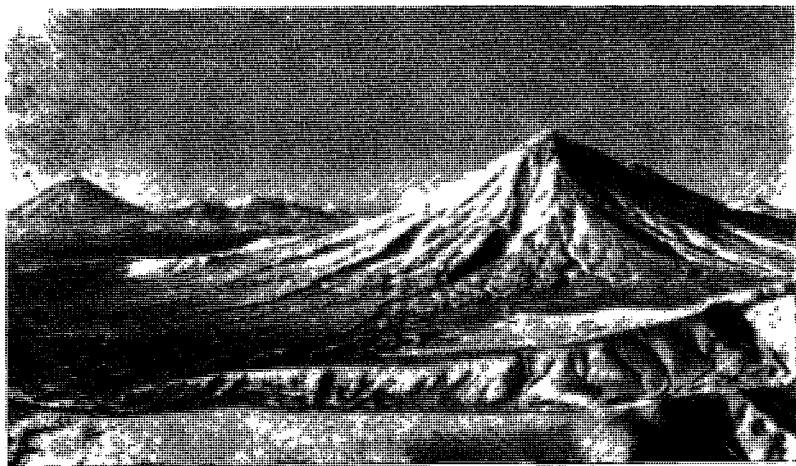


Рис. 5. Корякский вулкан (фото А. О. Евтухова)

вулканов, слившихся основаниями, разместился вдоль оси центральной части Срединного хребта на протяжении почти 300 км. Наиболее крупные вулканы возвышаются над плато на 800—1500 м. В южной части Срединного вулканического района расположен единственный действующий в его пределах вулкан Ичинская Сопка (3970 м), высота которого над плато достигает 2400 м. Склоны вулканов и волнистые поверхности плато часто усложнены шлаковыми и лавовыми конусами высотой до 50—300 м. У подножий склонов вулканов в троговых долинах рек отмечаются аккумулятивные холмисто-грядово-западинные формы рельефа, образовавшиеся в период горно-долинного, местами полупокровного оледенений, имевших место в средне(?)-верхнечетвертичное время. С запада к центральной части Срединного хребта прилегают сильноразрушенные щитовидные вулканы высотой 1300—1500 м.

В восточном вулканическом районе Камчатки насчитывается 93 крупных вулкана, из которых 27 являются действующими. Высота вулканов достигает 4750 м (Ключевская Сопка), чаще 1500—2000 м. Большинство из них располагается короткими рядами по двум направлениям, главному — северо-восточному и подчиненному — северо-западному, а иногда и отдельными группами (например, Ключевская группа). Большинство вулканов имеет конусовидную форму (рис. 5). Их крутые склоны сравнительно слабо расчленены речной эрозией, иногда разрушены взрывами. Некоторые вулканические постройки имеют кальдеры и большое количество мелких шлаковых и лавовых куполов

На Большой Курильской дуге, являющейся продолжением Восточного вулканического района Камчатки, насчитывается более 85 вулканов, из них 37 действующих. Высота вулканических построек достигает 1000—1800 м. Они имеют вид усеченных островерхих конусов или глубоких кальдер диаметром до 6 км и более. Дно кальдер часто занято озерами, а иногда представляет глубокие морские бухты (зал Львиная Пасть на о-ве Итуруп). Близко расположенные друг к другу вулканы сливаются своими основаниями и образуют короткие вулканические хребты (хр Карпинского на о-ве Парамушир). Мелкие островки Большой Курильской гряды представляют одиночные вулканы, как бы вырастающие прямо из моря. К ним, в частности, относится самый высокий влк Алаид (2339 м) на о-ве Атласова.

На участках с наименьшими амплитудами поднятий сохранилась неогеновая поверхность выравнивания. Такие денудационные равнины наиболее четко выражены в северной половине Западно-Камчатской равнины, на островах Шумш и Шикотан. Они характеризуются преимущественно сглаженным холмисто-увалистым рельефом с абсолютными высотами от 50 до 200—300 м. Относительные превышения холмов и увалов от 30 до 200 м. Среди Западно-Камчатской равнины встречаются отдельные останцовые возвышенности и экстрозивные купола с абсолютными отметками до 900 м. Густота эрозионной сети составляет 0,5—1,0 км/км², преобладающая глубина вреза рек и ручьев 20—60, реже 100 м.

Блоки, претерпевшие в четвертичное время незначительные по амплитуде перемещения разного знака, характеризуются равнинным рельефом, образованным процессами преимущественно континентальной аккумуляции водно-ледникового, моренного, аллювиального, пролювиального, озерного, пирокластического и органогенного материалов. К ним относится Западно-Камчатская равнина, Центральная Камчатская низменность и Паропольский дол на севере Камчатки.

Первая из них шириной до 50 км имеет плоскую, местами слабо-всхолмленную и заболоченную поверхность. Абсолютные высоты изменяются от нуля у берега моря до 200—300, реже 500 м у подножья Срединного хребта. Глубина эрозионной сети 10—60, реже 100—150 м. Густота ее изменяется от 0,2—0,6 до 1 км/км².

Центральная Камчатская низменность расположена в центральной и северо-восточной частях полуострова. Она протягивается почти на 700 км. Ширина низменности колеблется от 3—5 до 100, чаще 40—50 км. В южной половине она ограничена крутыми и высокими тектоническими уступами Срединного и Восточного хребтов, а на севере выходит к побережью Берингова моря. Поверхность ее плоскоувалистая, местами не террасированная или всхолмленная, с преобладающими абсолютными высотами 100—200 м (рис. 6). У подножий хребтов отмечаются хорошо выраженные конечноморенные образования с холмисто-котловинным рельефом. Глубина вреза рек от 10 до 80 м при густоте эрозионной сети от 0,1—0,5 до 1 км/км².

Паропольский дол имеет плоскую поверхность с абсолютной высотой 50—90 м. Он неглубоко (до 20—75 м) расчленен речной сетью, густота которой доходит до 1 км/км².

В узкой полосе Западно-Камчатской равнины, примыкающей к морю, на небольших участках восточного побережья Камчатки (преимущественно в устьях рек), местами вдоль берегов Курильских островов и в северной части о-ва Беринга сохранились плоские и террасированные равнины — следы абразионно-аккумулятивной деятельности моря. На крупных островах Большой Курильской гряды с морской аккумуляцией пирокластического материала связано образование рав-

нинных перешейков и отмелей, соединяющих отдельные вулканические массивы. Остатками морских террас являются и острова Зеленый, Юрий, Анучина, входящие в состав Малой Курильской гряды. Высота морских террас от 1—2 до 100—200 м, реже более. Собственно аккумулятивные террасы обычно не превышают 10—35 м. Ширина террас 7—15 км. Высокие террасы сильно расчленены эрозией. Некоторые из них несут на себе пологосклонный холмисто-котловинный ледниковый рельеф. Последний, в частности, хорошо выражен по восточному берегу Камчатки и на о-ве Парамушир.



Рис. 6. Сопочный рельеф в долине р. Малки (фото В. И. Кононова)

Итак, в разных частях описываемого региона образование рельефа происходило под влиянием различных факторов. Интенсивные поднятия в комплексе с вулканической деятельностью и наложившимися денудационными процессами привели к развитию горного, в разной степени расчлененного рельефа. Последний на Камчатке занимает около 65% площади, на Курильских островах — 75%, на Командорских островах — до 80%.

Высокие горные хребты и вулканические нагорья, протягивающиеся вдоль Камчатки на сотни километров, являются барьерами, регулирующими распределение атмосферных осадков по полуострову. Так, на восточных склонах Восточного и частично Среднего хребтов, на нагорьях Восточного вулканического района, преграждающих путь влажным тихоокеанским муссонам, выпадает почти в три раза больше осадков, нежели в защищенных от них хребтами центральной и западной частях Камчатки. Значительные абсолютные высоты многих горных сооружений региона определяют наличие в верхних частях их склонов и на вершинах снежников и ледниковых шапок, являющихся одним из важных источников питания поверхностных и подземных вод.

Различная степень расчлененности региона определила, кроме того, и различную глубину дренирования отдельных его частей, а также неравномерность развития зоны свободного водообмена. Так,

в наиболее расчлененной восточной части Камчатского полуострова мощность зоны свободного водообмена достигает своих максимальных значений, в то время как в равнинной Западной прибрежной зоне она снижается до минимума.

КЛИМАТ

Климат региона формируется под преимущественным влиянием Алеутского барического минимума (с сентября по июнь), по западной периферии которого развивается циклоническая деятельность с характерными для нее значительными атмосферными осадками, и в меньшей степени — под воздействием Азиатского максимума. Влияние последнего выражается в выносе холодных арктических масс воздуха с Чукотки и реже из Сибири. Азиатский максимум ослабевает в южном и восточном направлениях, где, в свою очередь (особенно в зимнее время), усиливается влияние циклонической деятельности Желтого и Восточно-Китайского морей. В летнее время ощущается в основном влияние Тихоокеанского максимума, заключающееся в привносе влажного морского воздуха с юго-востока.

На климат региона большое влияние оказывают рельеф и окружающие обширные водные пространства. Охлаждающее воздействие на побережья Камчатки оказывают Охотское и Берингово моря. Охотское море, благодаря длительному сохранению ледяного покрова (4—7 месяцев), мало смягчает суровость зимних северных и северо-восточных муссонов. Низкая летняя температура его водной поверхности (до 10—12°С) обуславливает в теплый период года вынос холодных масс воздуха на западное побережье Камчатки. Вдоль восточного побережья Камчатки проходит холодное Анадырское (Камчатское) течение, продолжением которого на юг вдоль побережья Курильских островов является Курильское течение, или Оясио, с температурой воды от 0—2°С в феврале до 8—13°С в августе. Отопляющее воздействие на климат южной части охотского побережья, острова Кунашир и Итуруп оказывает теплое Цусимское течение (Соя).

Горный рельеф региона (особенно в пределах Камчатки) способствует созданию зимой местных областей повышенного давления над центральными районами, которые искажают действие основных барических минимумов и максимумов. Меридиональное расположение горных хребтов препятствует проникновению морских масс воздуха во внутренние районы. Таким образом, в Центрально-Камчатской депрессии формируется более континентальный климат по сравнению с остальными районами региона.

В пределах региона можно выделить пять климатических районов, отличающихся по температурному режиму и условиям увлажнения: I — Северный, II — Западный, III — Юго-восточный, IV — Центральный, V — Командорские острова, VI — Курильские острова (рис. 7).

Климат региона в целом характеризуется умеренно суровой продолжительной зимой с почти повсеместными оттепелями, холодной весной, отличающейся непостоянством погоды, пасмурным летом и сравнительно теплой осенью. Для большей части Камчатки свойственен холодный, а для Центрально-Камчатской депрессии, Курильских и Командорских островов — умеренно теплый температурный режим. В течение всего года наблюдается большая облачность (вероятность пасмурного состояния неба 43—88%).

Средняя годовая (от минус 4,0 до плюс 5,5°С) и средние месячные температуры воздуха нарастают в юго-восточном и южном направлениях, а годовая и суточные амплитуды колебаний температур — к се-

веру и западу. Изолинии температур воздуха вытянуты меридионально, параллельно берегу и горным хребтам. Максимальные средние месячные температуры наблюдаются в июле и августе (до плюс $17,3^{\circ}\text{C}$), минимальные — в январе—феврале (до $-21,7^{\circ}\text{C}$). Абсолютный максимум температур достигает плюс 34°C ; абсолютный минимум изменяется от минус $24, 26^{\circ}\text{C}$ на островах до минус $49, 60^{\circ}\text{C}$ на севере и в центральной части Камчатки. Средний суточный температурный градиент, по краткосрочным наблюдениям М. Е. Ляхова (1963), для центральной части Камчатки в летнее время в среднем составляет $0,6^{\circ}\text{C}$ на 100 м. Такой же градиент был установлен В. С. Преображенским и Ю. М. Моделем (1965) для Кроноцкого п-ова. В зимний период в горах наблюдается инверсия температуры, т. е. на вершинах хребтов бывает теплее, чем в долинах.

Зимой на Камчатке, Курильских и Командорских островах преобладают ветры северных, а летом — южных румбов. Скорости ветра уменьшаются от побережья к внутренним частям региона. Средняя годовая скорость ветра $1,3—8,8$ м/сек; максимальная скорость ветра в холодный период года на юге Камчатки и островах достигает 40 м/сек. Большие скорости ветра способствуют увеличению испарения.

Отличительной чертой климата является обилие осадков (см. рис. 7), количество и распределение которых в течение года зависит от перемещения циклонов, а также от ориентировки горных хребтов относительно воздушных течений. Наибольшую повторяемость имеют циклоны, приходящие от берегов Японии к юго-восточному побережью Камчатки, где и отмечается максимум осадков (до $1100—2600$ мм/год). Главные хребты полуострова препятствуют переносу влажных масс воздуха с побережья в центральную часть, ограничивая район максимального распространения осадков наветренными склонами. В связи с этим минимальное годовое количество осадков наблюдается в среднем течении р. Камчатки и на северо-западе полуострова ($337—369$ мм). Широко ориентированные вулканические цепи могут создавать «теневые» зоны и ограждать отдельные межгорные понижения от проникновения влажных масс воздуха. Например, в районе оз. Кроноцкого выпадает всего 443 мм осадков в год, в то время как в прилегающих областях — $849—947$ мм (станции Сторож, Семлячки).

Распределение осадков в течение года также неравномерно. На севере, западе и в центральной Камчатке они резко преобладают в теплый период, а на юге и востоке полуострова, а также на островах разница между летними и зимними осадками значительно меньше.

Количество осадков обычно увеличивается с высотой местности. Так, по данным Паужетской метеостанции, количество осадков возрастает примерно на 15% на каждые 100 м высоты. Исходя из данных станций, расположенных в центральной части полуострова на отм. 26—470 м, вертикальные градиенты средних годовых количеств осадков составляют $90—120$ мм на 100 м. В прибрежных районах они возрастают до 2600 мм (абс. отм. 523 м).

Наиболее интенсивные осадки присущи южным Курильским островам, где отмечается 31 день в году с осадками 10 мм и более. Для всего региона характерны фронтальные обложные дожди и продолжительные снегопады, длящиеся несколько суток. Продолжительные обложные дожди способствуют тому, что значительная часть атмосферных осадков идет на пополнение запасов подземных вод.

Обильные зимние осадки обуславливают значительную высоту снежного покрова (до 1—3 м и более), которая увеличивается в пределах Камчатки от побережья к горной части и с севера на юг. На Восточном хребте увеличение высоты снежного покрова на сравнительно

пологих склонах прослеживается до высоты 800 м, где мощность снега может превышать 2 м. На более высоких участках залегание снега крайне неравномерное. На Срединном хребте высота снежного покрова обычно меньше, чем на Восточном. Склоны гор крутизной свыше 70° часто лишены снежного покрова. Высота снежного покрова зависит также от экспозиции склона и его конфигурации.

Продолжительность залегания снежного покрова от 112 дней на южных Курильских островах до 222 дней на севере Камчатки. Вертикальный градиент продолжительности залегания снежного покрова в среднем составляет 3—4 дня на 100 м. Например, в средней части и на юго-востоке Камчатки снег полностью исчезает на высотах около 100 м примерно к середине мая, а на высотах порядка 1000 м — в конце июня. Таяние снега начинается обычно в мае, затягиваясь в северной части региона и в горах до июня и даже августа. При прочих равных условиях, на склонах северной экспозиции снег сохраняется еще 15—20 дней после исчезновения его на склонах южной экспозиции.

Плотность снежного покрова к концу зимы составляет 0,3—0,4 г/см³. Наибольший запас воды в снеге (пост Паратунка — до 589 мм) отмечается в юго-восточной части полуострова. В отдельные годы запас воды в снеге здесь превышал 1000 мм.

Атмосферные воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевые*, от кислых до нейтральных. Общая минерализация их 20—60 мг/л. В пределах прибрежной полосы, где химический состав осадков формируется в значительной степени под влиянием морских брызг, среди анионов отмечается преобладание хлора (50 экв % и более). В районах, прилегающих к действующим вулканам, на состав осадков влияют эксплозивные извержения и газовые эманации. В воде снега, содержащего свежевыпавший пепел, количество сульфат-иона достигает 250—1891 мг/л, хлор-иона — 78—459 мг/л (при общей минерализации** 2175—3389 мг/л). В течение года с атмосферными осадками выпадает от 10 до 96 т солей на 1 км² (табл. 1). В. П. Зверев (1968) отмечает, что в подземные воды поступает пример-

Таблица 1
Количество химических компонентов, выпадающих с атмосферными осадками

Район	Количество анализов	Ионы, т/год на 1 км ²					
		общее количество	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Северо-западное побережье Камчатки . . .	3	13—37	1—7	1—4	3—6	0—2	6—20
Северо-восточное побережье Камчатки . . .	1	17	6	Не обн.	4	Не обн.	7
Западная Камчатская равнина	2	12—30	2	2—7	4—8	То же	3—14
Юго-восточное побережье Камчатки . . .	4	54—96	11—22	5—6	8,5	" 79"	29—58
Долина Гейзеров . . .	—	76,7	42	2	3,8	" 79"	10
Центральная Камчатская депрессия . . .	2	6—10	1—2	1—1,5	1,5	Не обн.	3—5
Курильские острова (о-в Шиашкотан) . . .	1	87	18	8	36	10	15

* Здесь и ниже в названиях вод по химическому составу на последнее место поставлены преобладающие анион и катион.

** Здесь и ниже при подсчете общей минерализации гидрокарбонат-ион учитывался полностью.

но одна треть солей с атмосферными осадками. Две трети солей находится в виде золотой пыли в постоянном круговороте — *поверхность суши — атмосфера — поверхность суши*. По расчетам В. И. Кононова (1965), в подземные воды Долины Гейзеров на площадь 40 км² поступает в год 998,8 т солей (табл. 2). На 1 км² выпадает (в т/год): фтора — 0,09; йода — 0,002; брома — 0,015; кремнекислоты — 2,3.

Таблица 2

**Поступление химических компонентов с атмосферными осадками
в подземные воды Долины Гейзеров**

Компоненты, т/год										
Na	K	Ca	Mg	Cl	F	J	Br	S	C	Si
537,3	18,6	13,3	10,6	50,6	1,2	0,03	0,2	353,3	2,7	10,7

Абсолютная влажность воздуха в регионе небольшая (средняя годовая от 4,9 до 8,4 мб) вследствие довольно низких температур. Ее амплитуда в течение года составляет 7—11 мб. Максимальная абсолютная влажность воздуха отмечается в июле — августе, минимальная — в январе. Относительная влажность воздуха высокая (средняя годовая от 74 до 89%) и мало изменяется в течение года. По наблюдениям М. Е. Ляхова (1961) на высотах 800—1200 м увеличение относительной влажности воздуха достигает 15—45% по отношению к прибрежным равнинным участкам. Таким образом, в течение почти всего года воздух на большей части территории близок к состоянию насыщения водяными парами.

Признаком высокой конденсации влаги в летний период могут служить обильные росы, наблюдаемые в утренние часы в горных районах Камчатки и Курильских островов. В Центрально-Камчатской депрессии конденсация влаги из воздуха под пологом леса практически отсутствует (Взнуздаев и Карпачевский, 1961).

Годовая сумма испаряемости в регионе колеблется от 156 до 401 мм.

Коэффициенты увлажнения в пределах региона изменяются от 1,0—1,3 (в Центрально-Камчатской депрессии) до 6,0—8,6 (на юго-востоке полуострова, Курильских и Командорских островах). С учетом градаций Н. Н. Иванова (1941), к зоне избыточного увлажнения ($k=1,5$) относится преобладающая часть региона, а к зоне достаточного увлажнения ($k=1,0—1,49$) — Центрально-Камчатская депрессия.

Итак, на основании краткого рассмотрения климатических особенностей региона можно прийти к выводу о благоприятных условиях формирования запасов его подземных вод за счет большого количества выпадающих атмосферных осадков и длительного таяния снегового покрова.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

По характеру растительного покрова северная Камчатка и верхние части склонов ее горных хребтов входят в состав Беренгийской лесотундровой геоботанической области; вся остальная площадь полуострова, Командорские, северные и центральные Курильские острова относятся к Северо-Тихоокеанской (Камчатской) лугово-лиственно-лес-

ной области; южные Курильские острова (частично Итуруп, Кунашир и Малая Курильская гряда) — к Восточно-Азиатской хвойно-широколиственной области.

Лесные массивы на Камчатке занимают 36%, кустарники — 31%, болота — 13%, горные тундры и альпийские луга — 11%, разреженная растительность высокогорья — 7%, пойменные и лесные луга — 2%. В распределении растительности на полуострове сказываются как его местные климатические, так и орографические особенности.

Наиболее характерной древесной породой камчатского ландшафта является каменная береза. Она занимает преимущественно предгорную зону и нижние части склонов горных хребтов и отдельных возвышенностей до высоты 300—550, реже 700—1000 м.

Значительно менее распространена японская белая береза, которая приурочена главным образом к террасам р. Камчатки и долине ее притока — р. Еловке.

Хвойный «остров» расположен в средней части Центральной Камчатской депрессии (между селами Мильково и Еловкой). У юго-западной части заболоченной дельты р. Семлячик, впадающей в Кроноцкий залив, сохранилась единственная на Камчатке и земном шаре небольшая (около 22 га) роща камчатской пихты (грациозной) — реликт древних доледниковых лесов*.

На пойменных террасах речных долин узкими полосами произрастают пойменные леса, представленные ивой, тополем, ольхой и чозенией. Под их покровом часто развиваются исполинские травы (шелмайник, крапива, барапник и др.), достигающие высоты 3—4 м.

К верхнему поясу каменноберезняков примыкают кустарниковые заросли из кедрового и ольхового стлаников. На большей части полуострова они занимают склоны гор от 700—800 до 1100—1300 м, а на севере и восточном гористом побережье стланики снижаются до уровня моря.

Выше пояса стлаников следуют альпийские луга, состоящие из разнотравия и злаков, и бугристые горные тундры.

С высоты 1400—1500 м, а местами, особенно на севере Камчатки, и со значительно более низких абсолютных высот (800—900 м) распространены голые скалы и каменные россыпи.

Характерной деталью ландшафта полуострова являются безлесные осоково-сфагновые болота.

Командорские острова покрыты тундровой и травянистой растительностью с низкорослыми кустарниками.

Древесная и кустарниковая растительность на Камчатке, Курильских и Командорских островах может в отдельных случаях служить индикатором гидрогеологических, а иногда и мерзлотных условий территории. Так, отмечено, что каменная береза не встречается на участках с весьма близким залеганием грунтовых вод и тем более на заболоченных пространствах. Кроме того, как правило, она избегает не только почв с многолетней, но и с длительной сезонной мерзлотой. Наличие островов многолетней или длительной сезонной мерзлоты в пределах Камчатки свойственно, например, районам распространения хвойных лесов, особенно еловых. Характерно, в частности, что присутствие небольшого участка хвойного леса у оз. Кроноцкого совпадает с распространением в этом же районе многолетнемерзлых пород.

Отмечено также, что кедровый стланик произрастает обычно на менее увлажненных почво-грунтах, чем ольховый. Курильский бамбук

* Е. П. Метельцева, на основании пылецевого исследования почв под пихтарниками, ставит под сомнение реликтовость пихтовой рощи (Нейштадт и Троицкий, 1965).

не обитает на участках с близким залеганием грунтовых вод, а осина, ива, тополь, ольха — наоборот, растут лучше. Различен и расход влаги растениями, что в той или иной мере сказывается на водном балансе отдельных участков территории. Данные наблюдений в Центрально-Камчатской депрессии в 1960—1961 гг. показали, что различные типы лиственничников за вегетационный период (июнь—сентябрь) расходуют на эвапотранспирацию 160—180 мм воды с 1 га, ельники — 90—120 мм, осинники — 80—90 мм, каменная береза около 100 мм, белая береза 70—80 мм. Наибольший расход влаги растениями приходится на август (Зонн и др., 1963).

Интересен также вопрос влияния растительности на формирование химического состава почвенной влаги и, тем самым, подземных вод. Роль растительности сказывается в потреблении из водного почвенного раствора и обратном возврате в почву различных химических элементов. С. В. Зонн, Л. О. Карпачевский и В. В. Стефин (1963) провели в лесном массиве Центрально-Камчатской депрессии в 1959—1962 гг. исследования по изучению круговорота зольных элементов в системе почва — растительность. Полученные данные могут представить некоторый интерес и для выяснения условий формирования химического состава подземных вод. Изучение зольного состава хвои и листьев показало, что разные породы деревьев поглощают из почвы те или иные химические элементы в различных количествах. Наиболее значительно потребление растениями калия, кальция, магния, фосфора, железа и кремния. Причем первые пять элементов в большом количестве поглощаются лиственными породами по сравнению с хвойными. Возврат зольных элементов в почву происходит через опад хвои и листьев, а также с атмосферными осадками. В частности, было установлено, что минерализация дождевых вод, прошедших сквозь полог крупной древесной растительности, значительно выше, чем атмосферных осадков, выпавших вне площади развития лесов. Кроме того, сопоставление привноса-выноса различных элементов крупной древесной растительностью показало, что они используют для своей жизнедеятельности в основном такие элементы, как калий, фосфор, серу и магний. В результате поступления в почву растительных остатков в ней накапливается большое количество органических веществ, которые, реагируя с минеральной частью почв, образуют органо-минеральные соединения. Отмечено, что некоторые органические вещества переводят окисное железо в закисное, которое, являясь более подвижным, легко переносится в глубокие слои и может поступать в подземные воды. Другие же элементы под воздействием органических веществ могут переводиться в труднорастворимые соединения и накапливаться в почве. В целом же вынос различных элементов из почв в подземные воды под пологом древесной растительности несколько меньший, чем на открытых участках.

Древесная, кустарниковая и даже травянистая растительность на Камчатке и островах имеет большое водорегулирующее и почвозащитное значение. Она благоприятствует равномерному таянию снега, резко уменьшает поверхностный сток талых и дождевых вод, переводя его в грунтовый, пополняя, тем самым, запасы подземных вод и способствуя высокой естественной зарегулированности рек. Весенние и летние паводки на реках не бывают благодаря этому чрезмерно высокими, что предохраняет от размыва берега рек. Заросли каменной березы и стлаников на горных склонах часто предотвращают образование селевых потоков летом и снежных лавин зимой.

Известны случаи, когда беспорядочная и интенсивная вырубка лесов и кустарников приводила к понижению уровня подземных вод и

уменьшению их запасов (города Петропавловск-Камчатский, Северо-Курильск, пос Южно-Курильск и др.) В результате вырубок каменно-березников и стлаников в районе г Петропавловска-Камчатского склоны сопок оказались подверженными водной и ветровой эрозии, а в зимний период участились случаи схода снежных лавин. Только в последние годы на Камчатке началось проведение лесозащитных мероприятий. В частности, отнесены к категориям не подлежащих вырубке каменноберезовые леса в 3—4-километровой полосе вдоль морского побережья. Одновременно начато возобновление лесов.

ПОЧВА

Наиболее полную и отвечающую современным взглядам систематизацию почв Камчатки приводят С. В. Зонн, Л. О. Карпачевский, В. В. Стефин (1963), материалы которых существенно использованы в настоящем описании.

Они выделяют почвы Камчатки в особый подкласс интразональных вулканических почв. Тем самым эти исследования акцентируют внимание на большое участие в их формировании вулканических факторов.

Выделяются следующие основные типы и подтипы вулканических почв Камчатки: 1) лесные, длительно сезонно-мерзлотные как грубогумусные и остаточно-грубогумусные, так и торфянистые и сухоторфянистые, 2) лугово-лесные коричнево-охристые, дерновые или лугово-перегнойные и торфянистые, иногда оподзоленные, 3) лесотундровые, глеевые или торфянисто-грубогумусные, 4) тундровые, тундрово-глеевые или тундрово-альпийские, 5) дерново-луговые, лугово-перегнойные или луговые и 6) болотные. К ним следует добавить еще тундровые, мерзлотные, глееватые или торфянисто-глеевые почвы Парапольского дола.

Почвенный профиль полностью входит в так называемую зону аэрации, которая тесно связана с атмосферной влагой и является первым «звеном» формирования подземных вод вследствие инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод (Распопов, 1962).

Вулканическим почвам свойственны резко выраженная слоистость и прерывистость профиля. Местами на 2—3-метровый слой почвы приходится до 3—10 и даже 23—26 прослоев пепла, вулканических песков и лапиллей мощностью от нескольких миллиметров до 50—70 см. Они чередуются с гумусированными прослоями мощностью от 2 до 50 см. Отличительными чертами почв в связи с этим являются слабая дифференциация почвенных горизонтов, их бесструктурность и пылеватость. В большинстве случаев механический состав почв вниз по разрезу становится более легким.

Водопроницаемость лесных почв, по данным полевых наблюдений, составляет 2,4 мм/мин в четвертый час опыта. Со снеготалыми водами и жидкими осадками в почву поступает большое количество влаги. Например, в лесных массивах центральной части Камчатки во время снеготаяния при отсутствии значительного поверхностного стока в почву проникает 170—200 мм воды, или 2500—3000 м³ воды на 1 га. Водный баланс почв повсеместно положительный. Хорошая водопроницаемость почв обеспечивает отток значительного количества влаги в подземные воды. В частности, в залесенных районах Центрально-Камчатской депрессии в грунтовый поток из почвы в теплый период года поступает не менее 100 мм воды. Значительно большее ее количество проникает в грунтовые воды на юго-восточной Камчатке, Командорских и Курильских островах, что вызвано увеличением в этих районах

атмосферных осадков. Влага, проникающая на глубину 1,5—3,0 м, практически не возвращается в почвенный слой.

Инфильтрация воды в глубокие слои почвы ослабляется сезонной мерзлотой, особенно долго сохраняющейся в северной половине Камчатки и в Центрально-Камчатской депрессии. Незначительная водонепроницаемость мерзлого горизонта обуславливает в указанных районах задержку талых вод в слое 10—80 см до июля. Но частичное проникновение их на глубину сквозь талики происходит уже через 17—20 дней после снеготаяния. На южных Курильских островах снег местами ложится на талую почву, что способствует хорошей инфильтрации в нее воды в период снеготаяния.

Обратное поступление влаги в почву из грунтовых вод, как правило, не отмечается, что объясняется легким механическим составом почв и слоистостью их профиля, затрудняющими капиллярный подток вод из нижних слоев в верхние. В целом водный режим почв относится к промывному типу с капиллярно-подвешенной влагой (Зонин и др., 1963). Местами в почвах ельников и каменноберезняков Центрально-Камчатской депрессии на глубинах 1,5—2,5 м отмечается верховодка.

Химические свойства почв Камчатки и островов более или менее однородны (табл. 3).

Таблица 3

Усредненные показатели химического состава почв

Гумус (по Тю- рингу), %	Обменные катионы, мг экв на 100 г почвы				Подвижные окислы, мг на 100 г почвы		Подвижные (по Тамму), мг на 100 г почвы		Азот (вадо- вый), ‰	pH
	H ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Al ³⁺	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe	SiO ₂		
5—15	0,1—1,2	1—6	4—10	0,3—2,5	4—9	3—12	200—1000	300—1200	0,1—1,0	4,5—5,5

Большую роль в формировании химического состава почв играют пеплопады. Разлагаясь, вулканический пепел снабжает почву щелочно-земельными основаниями, окислами, силикатами и алюмосиликатами, а в первые дни после выпадов — кислыми продуктами, преимущественно адсорбированными пепловыми частицами, газообразными сернистыми, хлористыми и другими соединениями.

Как видно из табл. 3, почвы характеризуются содержанием гумуса до 15%. Наиболее богаты гумусом лугово-лесные почвы. Гумус обладает высокой подвижностью, в связи с чем его достаточно много и в глубоких горизонтах почвы. В его составе преобладают фульвокислоты. Реакция почв кислая; иногда pH снижается до 3,1, реже повышается до 7,5. С глубиной кислотность почв уменьшается. Почвы обладают сравнительно низкой емкостью обмена. Наибольшая емкость обмена (до 20, реже 40 мг экв на 100 г почвы) свойственна почвам, развитым на участках, удаленных от действующих вулканов, так как они содержат больше ила и коллоидов. Для почв характерно значительное количество железа и алюминия. Повышенное содержание в водах кремнекислоты говорит о том, что в почвах идет интенсивное разложение алюмосиликатов органическими кислотами. Фульвокислоты разлагают алюмосиликаты в 10 раз быстрее, чем дистиллированная вода. Усиление агрессивного воздействия на породы воды, фильтрующейся через почву, происходит также при повышенной концентрации

в ней углекислоты, выделяющейся в результате дыхания живых почвенных организмов и биохимического распада органических остатков

Анализы водных вытяжек из почв показывают, что для почв приморских районов характерно наличие хлор-иона в количестве до 1000 мг/л. В районах, непосредственно примыкающих к действующим вулканам, содержание в почвах сульфат-иона возрастает до 50 мг/л.

Промывной водный режим почв способствует выносу некоторых подвижных химических элементов за пределы почвенного слоя в подземные воды. Можно предположить, что почти полное отсутствие натрия в обменном комплексе почв связано с обменом его на кальций, присутствующий в водах атмосферных осадков. Об этом свидетельствует и преобладание натрия среди других катионов в грунтовых водах. Высокое содержание в грунтовых водах кремния несомненно частично объясняется поступлением его из почвы. Как сообщают И. А. Соколов и З. С. Караева (1965), из почв наиболее интенсивно выносятся натрий, значительно меньше калий. Вынос кальция и магния слабее, чем калия и натрия. Миграция этих элементов осуществляется преимущественно в ионной форме. Железо выносятся за пределы почвенного профиля главным образом в форме жетезогумусовых соединений.

ГИДРОГРАФИЯ

Реки

Общая характеристика. Реки региона относятся к бассейнам Охотского, Берингова морей и Тихого океана. Хребты Срединный и Восточный, простирающиеся почти меридионально вдоль полуострова, обусловили ориентировку рек с внешних склонов в широтном направлении. Исключение составляют главные водные артерии — реки Камчатка и Быстрая, которые берут начало с внутренних склонов этих хребтов и текут по Центрально-Камчатской депрессии, впадая соответственно в Тихий океан и Охотское море.

Всего в регионе насчитывается более 15 000 рек и ручьев, из них 14 000 на Камчатке. Подавляющее большинство рек имеет протяженность до 10—20 км и только длина 45 рек Камчатки составляет свыше 100 км. Площадь водосборов крупных рек Камчатки составляют 1000—5000 км². Только несколько рек имеют площадь бассейна свыше 5000 км² (р. Камчатка — 55 700 км², р. Тигиль — 17 800 км², р. Быстрая — 10 100 км², р. Озерная — 7300 км², р. Еловка — 8200 км²).

Большинство рек Камчатки начинается вблизи водоразделов. В хребтах реки протекают в узких каньонообразных либо в широких троговых долинах. Русла их изобилуют перекатами и водопадами. Ширина рек обычно не превышает нескольких десятков метров, глубина до 0,5—1,0 м, скорость течения 2,5—3,5 м/сек. Продольные уклоны крупных горных рек достигают 2%, а малых — 5—6%.

Значительная часть рек Камчатки в среднем и нижнем течении выходит на равнины. Здесь они протекают в ящикообразных, асимметричных или троговых долинах шириной до 4—10 км, в которых насчитывается до 4—6, реже более прерывистых надпойменных террас высотой от 2 до 30 м и шириной до 1—2 км. Реки сильно меандрируют, образуя многочисленные старицы и острова. Ширина русла рек увеличивается на равнинах до 100—300 м и более, глубина в межень достигает 1,5—3,0 м, иногда 4 м, а скорость течения не превышает 0,2—1,5 м/сек, продольные уклоны составляют десятки и даже сотые доли процента.

Средние годовые расходы крупных рек Камчатки обычно не превышают 20—100, реже 138—217 м³/сек (реки Тигиль, Хайрюзова, Ава-ча). И только р. Камчатка имеет расход 961 м³/сек. Средние месячные

расходы рек в половодье превышают меженные обычно в 4—10 раз.

Для Восточного вулканического района Камчатки и частично для Курильских островов характерны так называемые *сухие* реки, которые зарождаются на склонах вулканов и стекают вниз к подножьям, прорезая тело вулканов на глубину 60—80 м. *Сухими* они названы из-за эпизодичности их стока. Последний отмечается в основном весной и в начале лета, во время снеготаяния. Кроме того, сток наблюдается в период ливневых дождей. Мощность водного потока меняется даже в течение суток, увеличиваясь во второй половине дня. Многие из этих рек прекращают свое течение благодаря фильтрации воды в рыхлые пирокластические образования. Поперечный профиль долин *сухих* рек изменяется от истоков к устьям. В верховьях долины имеют V-образную форму, ниже по течению приобретают ящикообразную форму.

Исчезновение поверхностного стока иногда отмечается также в руслах рек на площади развития сильноотрециноватых эффузивных образований четвертичного возраста.

Реки Курильских и Командорских островов расходятся радиально от вершин вулканов или текут преимущественно в V-образных долинах параллельно друг другу со склонов хребтов. Площадь их водосборов 13—160 км². Расход рек в межень не превышает 0,7—5,0 м³/сек.

Сток и водный режим. В питании рек принимают участие подземные воды, высокогорные снеговые и дождевые воды, в меньшей степени — талые воды равнинных участков.

Подземное питание рек на гидрографе разделяется на основное и сезонное. Основной подземный сток хотя и отличается стабильностью, но имеет в годовом цикле наименьшее значение, приуроченное к концу зимнего периода, а наивысшее — чаще в октябре. В период половодья подземный сток не прекращается и значительные колебания воды в главных руслах рек на нем не отражаются, так как основная часть подземного стока выносится сетью боковых притоков. Сезонное подземное питание происходит только в теплый период и достигает максимума преимущественно в октябре. Сезонный подземный сток образуется за счет инфильтрации талых вод, жидких осадков и разливающихся при паводках речных вод. Он резко уменьшается с переходом температуры воздуха через нулевое значение, когда начинается промерзание почвы грунтов. Другими словами, величина сезонного стока характеризует увеличение общего подземного стока в летнее время. Доля сезонного питания незначительна по сравнению с основным подземным питанием.

Характерной особенностью региона является наличие больших запасов воды (снег) к концу зимы (см табл. 3). В течение 1—2 месяцев реки непрерывно питаются талыми водами с гор. Доля снегового питания в общем питании рек составляет, по М. Г. Васьковскому, в среднем от 10 до 40%, а для некоторых рек до 50 и даже 70%. Наибольшего значения сток талых вод достигает в конце июня — начале июля, но в отдельные годы, при сохранении снега в горах до августа, талые воды поступают в реки на протяжении всего лета. Далее в период осенней межени доля снежников в общем питании некоторых рек Камчатки составляет примерно 10—15%.

Дождевое питание имеет существенное значение в основном для рек западного побережья Камчатки, где его доля в отдельные годы составляет 20—30%. В вулканических районах Камчатки и на Курильских островах, где распространены водопроницаемые вулканогенные образования, дождевой сток в значительной своей степени переходит в верхний подземный сток. Доля дождевого питания здесь не превышает 2—5%.

Все эти особенности приводят к высокой естественной зарегулированности рек. Характер колебания годового стока показывает, что происходит смена многоводных и маловодных периодов через 3—5 лет. Коэффициент вариации годового стока, по данным М. Г. Васьковского (1959), не превышает 0,09—0,23, тогда как коэффициент вариации осадков колеблется в пределах 0,6—0,7. Основное влияние на величину коэффициента вариации оказывает устойчивое подземное питание рек. Там, где оно преобладает, коэффициент вариации уменьшается. Наибольшее значение коэффициента вариации отмечено для р. Воровской, где доля подземного питания составляет 32%. Наименьшим коэффициентом вариации отличается сток р. Тигель, где доля подземного питания — 69%.

Вертикальная зональность элементов климата, в частности возрастание количества осадков с высотой, дает основание предположить увеличение стока с подъемом в горы. Максимум среднего годового стока приходится на интервал высот 400—600 м. Такая же зависимость характерна и для изменения коэффициента вариации годового стока с высотой бассейна. Это связано, вероятно, с наиболее интенсивной разгрузкой подземных вод в этом интервале высот. Вертикальный градиент средних модулей стока, по расчетам М. Г. Васьковского (1959), до высоты 400—500 м составляет 3,0—3,5 л/сек с 1 км², а выше уменьшается до 1,5—2,0 л/сек с 1 км² на каждые 100 м.

Разнообразные природные условия региона обуславливают различие внутригодового режима стока рек. Реки, истоки которых расположены в пределах равнинной части региона (реки Утхолок, Долиновка), характеризуются весенним половодьем, что связано, вероятно, с таянием снега на равнине в основном в мае. Более крупные реки, истоки которых расположены в горной части района, где таяние снега запаздывает, составляют основную группу рек с летним половодьем, происходящим в июне—июле (реки Авача, Плотникова и др.). И, наконец, третью группу составляют реки с паводочным режимом в течение всего теплого периода, причем часто осенние паводки превышают летние. Высота подъема уровня воды в паводки до 4, чаще 1,5—2,5 м. Следует отметить, что на режим рек в отдельные годы оказывают влияние извержения вулканов, вызывающие бурное таяние снега на их склонах и повышение уровня воды в реках. Так, например, с извержением вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. связано повышение уровня воды в р. Камчатке более чем на 0,3 м. Дополнительный объем воды, поступившей в реку, составил, по подсчетам, И. И. Куренкова (1957), около 15 млн. м³. В устьевой части рек колебания уровня воды связаны также с приливо-отливными явлениями. Высота подъема воды, особенно на крупных реках северо-западного побережья Камчатки, может достигать нескольких метров. Во время приливов образуется нередко обратное течение, имеющее скорость до 2 м/сек, которое отмечается на расстоянии до 3—7 км выше устья*.

Замерзают реки в ноябре—декабре, а на юге Курильских островов — в середине января. Продолжительность ледостава от 100 дней на крайнем юге Камчатки, Курильских и Командорских островах до 180—200 дней на севере региона.

Для региона характерны высокие модули общего стока, достигающие на юге Камчатки и Курильских островов 50—65 л/сек с 1 км². Распределение стока на территории полуострова охарактеризовано

* Высота морских приливов в Охотском море от 2—3 м в южной части и до 7—11 м в северной; в Беринговом море и Тихом океане — 2—3 м.

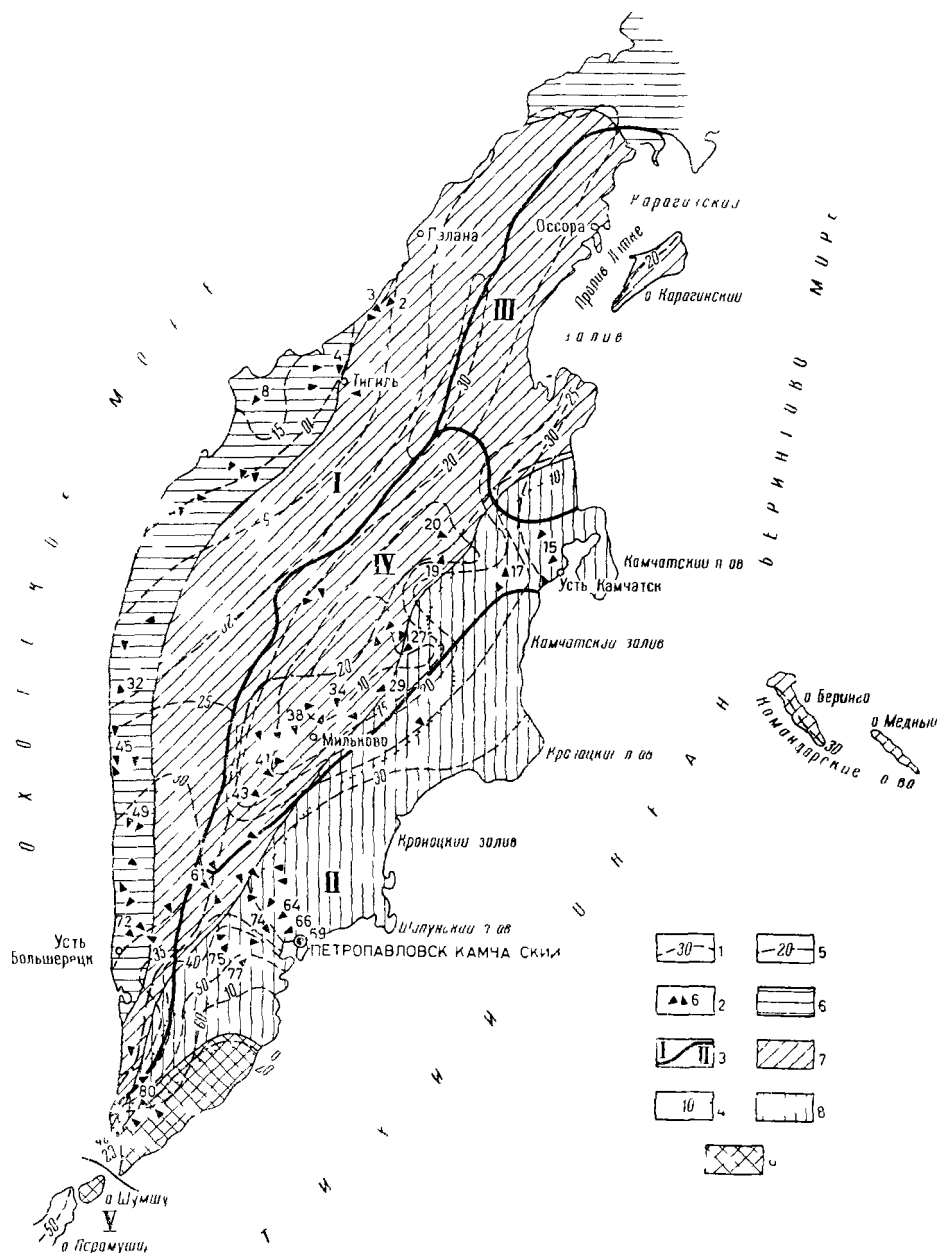


Рис. 8. Схематическая карта среднего годового стока рек и модулей ливневого стока рек
 1 — изолинии модуля общего стока, л/сек с 1 км², 2 — гидропосты и их номера; 3 — границы основных бассейнов и их номера; 4 — Охотского моря, 11 — Тихого океана, 111 — Берингова моря, IV — р. Камчатка. Изолинии стока ионов 4 — HCO₃; 5 — SO₄; Сумма ионов, сток с 1 км². 6 — <20; 7 — 20—60, 8 — 60—100, 9 — >100.

картой среднего годового стока рек (рис. 8), в которой использованы данные наблюдений за период 1931—1955 гг.

Высокий сток в отдельных бассейнах может быть дополнительно вызван следующими причинами: оттоком подземных вод из одного бассейна в другой при несовпадении подземного и поверхностного стока; процессами конденсации, которые имеют место в горной части терри-

тории; интенсивным таянием ледников (бассейны рек Воямполки, Тигиля и др.); подтоком вод из глубоких водоносных горизонтов по тектоническим разломам.

Общий сток с территории Камчатки ориентировочно составляет 220 км³/год, т. е. около 5% от общего стока рек Советского Союза. Общий сток с территории Курильских и Командорских островов, исходя из среднего общего модуля стока, составляет 30 л/сек с 1 км², или около 11 км³/год.

Химический состав воды и ионный сток рек. Химический состав речных вод Камчатки довольно однообразен (табл. 4) *.

Таблица 4

Средний многолетний ионный состав рек Камчатки
(по К. Г. Агафоновой, 1964)

Номер гидропосты (по рис. 8)	Река, пункт	Годы наблюдений	Количество анализов	Ионы, мг/л						
				Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Сумма
Бассейн Охотского моря										
4	Тигиль, с. Тигиль . .	1959—1962	27	7,4	2,9	5,6	2,1	11,5	31,3	60,8
45	Воровская, с. Собо- лево	1958—1962	31	5,6	1,6	5,6	2,9	6,6	24,9	47,2
61	Быстрая, с. Малка . .	1958—1962	29	2,8	2,3	8,0	2,0	10,0	26,1	51,3
72	Начилова, с. Начито- во	1952, 1955—1962	31	6,1	3,4	5,7	5,7	7,8	31,0	59,9
79	Озерная, с. Ферма . .	1960—1962	15	12,8	3,3	8,7	11,6	17,1	32,5	86,0
Бассейн Тихого океана										
64	Авача, пос. Елизово .	1952—1961	77	7,7	3,3	8,8	4,4	18,6	31,0	73,8
74	Паратунка, с. Нико- лаевка	1953—1962	60	5,1	2,7	10,0	2,9	20,0	26,5	67,2
Река Камчатка										
19	Камчатка, пос. Ключи	1952—1962	62	11,9	7,5	9,9	5,5	21,4	56,6	112,8
41	Камчатка, с. Верхне- камчатск	1952—1962	50	4,3	3,2	8,3	2,4	11,2	34,0	63,4

Их общая минерализация обычно составляет 50—120, реже 150—200 мг/л и более. Повышенная минерализация более свойственна водам рек Курильских островов. Высокая минерализация (до 250—400 мг/л) отмечается, например, в реках, дренирующих склоны действующих вулканов (реки Толбачик, Студеная и др.) или расположенных в области интенсивной разгрузки минеральных вод (р. Паужетка и др.). Повышение минерализации наблюдается также в устьевых частях рек во время приливов. Так, минерализация воды в устье р. Хайрюзовой во время отлива составляет 111 мг/л, а во время прилива — 389 мг/л. Его влияние сказывается на расстоянии до 2—3, реже 7—10 км (рис. 9).

* Гидрохимическая характеристика речных вод приводится на основании более 1000 анализов, отобранных как на гидропостах, так и в процессе гидрогеологических съемок.

Внутригодовое изменение минерализации вод — 40—70 мг/л. Минимум отмечается во время весенне-летнего половодья, а максимум — в зимнюю межень перед вскрытием рек. В период летней межени минерализация остается невысокой.

Среди анионов в составе речных вод чаще преобладает гидрокарбонат-ион, относительное количество которого достигает 50, а в отдельных случаях 70—80 экв %. Наиболее резкое преобладание гидрокарбонат-иона отмечается в водах большинства горных ручьев и в реках зоны прерывистого развития многолетней мерзлоты, где подземные воды почти не участвуют в общем питании рек.

Содержание сульфат-иона колеблется от 8 до 65, чаще 20—50 экв %. Внутригодовое изменение содержания сульфат-иона повторяет ход изменения минерализации, т. е. максимум приходится на зимнюю межень. Особенно это характерно для рек с преимущественно подземным питанием. Так, например, в воде р. Паратунки содержание сульфат-иона в зимнюю межень увеличивается с 24 до 46 экв %. Это повышение количества сульфатов, вероятно, связано с выщелачиванием свежих продуктов эксплозивных извержений (р. Камчатка у с. Верхнекамчатска). Высокое содержание сульфат-иона в реках может быть также вызвано подтоком минеральных вод (р. Лопуховая на о-ве Уруп, р. Лесная на о-ве Кунашир и многие др.).

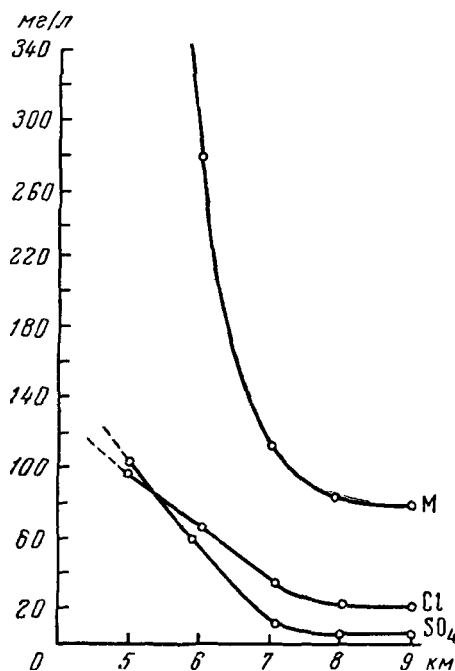


Рис. 9. Изменения химического состава и минерализации речных вод в прилив с удалением от берега моря (р. Пустая, 1960 г.)

хлора отмечается либо в реках прибрежной части региона, либо на участках разгрузки минеральных вод хлоридного натриевого состава (реки Паужетка, Озерная).

Состав катионов в поверхностных водах непостоянный; так, например, повышение содержания магния происходит нередко в период извержений, а также на участках выщелачивания ультраосновных пород.

Содержание общего железа колеблется от сотых долей до 2,0—7,2 мг/л. Его количество, по сведениям И. И. Гущенко (1965), в среднем пересчете на годовой сток рек почти повсеместно на Камчатке выше 1 мг/л, что примерно в 10 раз выше среднего содержания железа в водах рек Советского Союза. Наибольшее количество железа обнаружено в реках района, прилегающего к Ключевской группе вулканов. И. И. Гущенко считает, что в основном оно поступает в поверхностные водотоки вследствие разрушения железистой пленки, образующейся на частицах пепла, выброшенного действующими вулканами. Для рек Камчатки характерно также повышенное содержание кремнекислоты (до 43 мг/л). Содержание некоторых микроэлементов в водах р. Кам-

чатки (проба отобрана около г. Усть-Камчатска), мг/л бор — 0,005, йод — 0,0092, фтор — 0,08, марганец — 0,005, медь — 0,005, цинк — 0,01

Воды рек Камчатки характеризуются небольшой общей жесткостью 2—6 мг·экв (более высокая жесткость выявляется в водах рек Курильских овов). Реакция воды близка к нейтральной ($\text{pH}=6,2\text{—}8,2$, обычно до 7). Окисляемость составляет 1—10 $\text{мг O}_2/\text{л}$. Содержание нитритов — от тысячных долей до 2 мг/л с повышением до 5 мг/л во время нереста рыбы. Содержание фосфора во время нереста рыбы в р. Плотниковой около 0,12 мг/л .

Температура речной воды в теплый период года обычно изменяется от 2—6 (октябрь и апрель) до 10—15°C (август). Зимой температура воды подо льдом обычно не превышает +0,2—1,0°C. Более высокие температуры фиксируются только на участках выходов подземных вод.

В районах расположения минеральных источников и фумарольных полей реки и ручьи имеют преимущественно хлоридно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный состав. Минерализация вод повышается до 1 г/л . Во время крупных извержений вулканов минерализация воды в окружающих пресных потоках также увеличивается. Например, в р. Сухой Хапице после извержения влк. Безымянного минерализация воды повысилась до 2,5 г/л , а спустя год уменьшилась до 1,1 г/л .

Одним из количественных показателей геохимического и биохимического процессов, происходящих на том или ином участке земной поверхности, является вынос реками растворенных веществ.

Карта-схема общего ионного стока рек^{*}, совмещенная со стоком гидрокарбонат-иона и сульфат-иона, дана на рис. 8. Судя по этой карте, показатель ионного стока составляет преимущественно 40—90 т/год с 1 км^2 (табл. 5).

Минимальные величины ионного стока характерны для северных районов Камчатки с низкими температурами воздуха, меньшим количеством осадков и развитыми многолетнемерзлыми породами. Максимальный ионный сток отмечается в южных районах региона, характеризующихся высоким водным стоком и широким распространением молодых эффузивных и пирокластических пород. Распределение стока отдельных ионов в общих чертах сходно с закономерностями, наблюдаемыми для общего ионного стока. Показатель стока для хлор-иона в пределах региона обычно не превышает 10 т/год с 1 км^2 . Наибольший ионный сток происходит, видимо, в паводковый период. Несмотря на то, что повышение расхода рек за счет талых вод вызывает, как правило, уменьшение минерализации воды, увеличение водного стока настолько усиливает химическую эрозию, что компенсирует падение концентрации ионов.

Реки региона, наряду с химической эрозией, производят и большую механическую эрозию. Средний годовой расход взвешенных наносов для крупных рек изменяется в пределах от 0,7 до 7,0 кг/сек , а для р. Камчатки достигает в нижнем течении 135 кг/сек . Минимальные средние месячные расходы приходятся на январь—февраль (от 0,03 до 1,5 кг/сек), максимальные — на июнь—июль (от 6,4 до 30,7 кг/сек), для р. Камчатки соответственно 14,1 и 427,6 кг/сек .

Озера

На Камчатке, Командорских и Курильских островах имеется около 30 460 небольших озер, из них 340 на Курильских и 120 на Командорских островах. Общая площадь зеркала водной поверхности озер

* Ион угольной кислоты выражен в форме HCO_3^- .

Средняя годовая величина ионного стока рек

Номер гидропосты (по рис. 8)	Рекa, пункт	Площадь бассейна, км ²	Модуль общего стока, мм/с с 1 км ²	Ионный сток, мм/год (в числителе), количество ионного стока, мм/год с 1 км ² (в знаменателе)						
				Na ⁺ K ⁺ Mg ²⁺ + Ca ²⁺	Fe ²⁺ - Fe ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ SiO ₃	Общее количество

Бассейн Охотского моря

4	Тигиль, с. Тигиль	9 620	17,0	37 518	44 252	3848	10 582	58 082	102 568	142 857	490 318
				3,9	4,6	0,4	1,1	6,1	16,9	14,8	47,5
45	Воровская, с. Соболево	3 640	26,9	17 472	22 204	2492	6 552	20 384	77 696	42 200	180 680
				4,8	6,1	0,08	1,8	5,6	21,4	11,6	44,9
61	Быстрая, с. Милка	2 800	26,8	7 000	2 436	1080	4 700	23 800	6 100	37 044	82 880
				2,5	8,7	0,06	1,7	8,5	22,0	13,2	50,5
72	Началова, с. Началово	280	14,7	837	1 285	209	807,9	1 166	425	1 463	945
				2,8	4,4	0,1	2,7	3,9	14,3	4,8	32,0
79	Озерная, с. Ферма	870	65,1	22 620	21 750	322	20 880	30 450	58 200	37 584	192 040
				36,0	25,0	0,0	24,0	35,0	67,0	43,2	220,0

Бассейн Тихого океана

64	Авача, пос. Елизово	4 750	20,1	33 725	52 250	1 425	19 000	81 235	133 475	76 050	398 050
				7,1	11,0	0,3	4,0	17,1	28,1	18,2	86,8

74	Парсушка, с. Николаевка	120	28,4	5612	11894	244	3172	21350	28792	29864	79688
				46	99	0,2	26	175	236	243	825

Бассейн р. Камышки

19	Камышка, пос. Камыш	45000	16,4	271000	465840	13680	127680	501600	127680	407850	1907966
				6,0	89	0,3	28	11,0	280	102	672
41	Камышка, с. Верхнекамская	3670	24,3	12111	32206	2389	6606	29727	55420	45418	224447
				3,3	88	0,7	18	8,1	280	124	611
	Балка, среднее течение	8120	18,8	29232	40800	-	75080	14616	117740	-	275288
				3,6	50	-	30	18	145	-	340
	Киратки, с. Киратки	1430	16,2	2145	17160	-	5065	8723	44330	-	77363
				1,5	120	-	35	6,1	310	-	540

Курьские острова

	Лесное, о-в Кушнар	50	40,0	300	2290	-	1750	3450	2950	510	10860
				6,0	-	-	350	630	590	162	2272

составляет 2604 км², в том числе 2500 км² на Камчатке, 64 км² — на Курильских и 40 км² — на Командорских островах.

Происхождение озер крайне разнообразно. Наиболее распространены озера, приуроченные к различным вулканическим сооружениям или связанные с аккумулятивной деятельностью морей и рек.

Озера вулканического происхождения размещены в кальдерах или кратерах вулканов Ксудач, Желтовская сопка, Хангар, Узон и др. (рис. 10).

Группа лавоподпрудных озер находится в Срединном хребте в верховьях рек Тигиль и Озерной (озера Глубокое, Междусопочное, Боль-



Рис. 10. Курильское озеро кальдерного типа (фото Е. А. Вакина)

шое), а также в районе влк. Бакенина. Отмечены они и на Курильских островах (оз. Славное). Площадь их, как правило, не более 10—15 км², глубина 3—15 м.

Некоторые, обычно небольшие, но глубокие озера приурочены к впадинам тектонического происхождения. Таковы, например, озера Ближнее и Дальнее, расположение около г. Петропавловска-Камчатского. Глубина их достигает 37—60 м.

Широкое распространение в регионе имеют лагунные и лиманные озера, образованные совместной деятельностью рек и моря. Чаще всего они представляют собой расширенные устья рек или опресненные лагуны, оставшиеся на месте морских заливов. Площадь их чаще всего от 1—4 до 10—20 км², но может иногда достигать 100 км² и даже более. Глубина лагунных озер, как правило, не превышает 10, реже достигает 25 м. Часто они связаны с морем протоками.

В Центральной Камчатской депрессии, севернее пос. Ключи, распространены озера, которые, видимо, являются реликтами существовавшего здесь крупного озерного бассейна. Площадь некоторых из них достигает 15—28 км², глубина до 3—6 м. С деятельностью крупных рек связаны небольшие озера-старицы, особенно часто встречающиеся в долине р. Камчатки.

В пределах моренного ландшафта отмечены мореннокотловинные озера. Озера подобного типа развиты, в частности, на северо-востоке

Камчатки, на о-ве Парамушир и в других местах. В троговых долинах крупных рек Срединного хребта встречаются моренноподпрудные озера (Двухюрточное, Кенужен и др.) На дне ледниковых цирков и каров иногда расположены мелкие каровые озера.

На равнинных заболоченных участках западного и восточного побережий Камчатки имеется бесчисленное количество мелких тундровых озер, образовавшихся в связи с замедленным стоком поверхностных вод. Их площадь не превышает $0,5-1,0 \text{ км}^2$, глубина до $2-4 \text{ м}$.

Около 250 небольших термокарстовых озер, появление которых связано с деградацией многолетнемерзлых пород, концентрируется в пределах Парампольского дола.

Имеются в регионе небольшие ключевые озера, приуроченные к местам выклинивания подземных вод. В частности, они отмечены у западного подножья Ключевской группы вулканов.

Питание озер происходит за счет атмосферных осадков, а также поверхностных, талых и подземных вод. Последние два вида питания характерны в основном для озер вулканических районов.

Влияние озер на речной сток ограничивается регулированием внутригодового стока для рек, берущих начало из озер (реки Озерная, Кроноцкая и др.). Еще меньшее влияние оказывают озера на подземный сток. В этом отношении заслуживают внимания озера, встречаемые у юго-западного склона горы Мал. Семлячик и на некоторых других участках Восточного вулканического района Камчатки. Наполнение этих озер водой происходит в первую половину лета во время таяния снегов, позже вода фильтруется в рыхлые породы, пополняя запасы подземных вод, а озера пересыхают. Интересны также некоторые горные озера (Сево, Зеркальное, Большое, Глубокое и Междусопочное на Камчатке), имеющие подземный сток. Вода из них фильтруется в породы, слагающие дно и берега, и появляется затем на поверхности на более низких абсолютных отметках, иногда в $3-10 \text{ км}$ от озера, в виде мощных источников с дебитами в несколько сотен литров в секунду.

Воды озер преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным составом катионов, из которых преобладает натрий, реже кальций. Их общая минерализация до $0,2 \text{ г/л}$, чаще $0,05-0,09 \text{ г/л}$. Аномалии в химическом составе воды отмечаются в озерах, расположенных вблизи выходов фумарол (оз. Узонское) и минеральных источников, а также в озерах лагунного типа (оз. Казачье) благодаря влиянию моря.

Температура воды озер в летний период в литорали и на поверхности достигает $12-16^\circ \text{C}$, но сравнительно быстро падает с глубиной. Вода в некоторых мелких озерах прогревается летом до $20-25^\circ \text{C}$. В ключевых озерах температура воды обычно постоянна и не превышает $4-6^\circ \text{C}$. В минеральных кратерных озерах она достигает $30-90^\circ \text{C}$.

Болота

Болота широко распространены на Камчатке и незначительно развиты на Командорских и Курильских островах. Площадь болот на Камчатке составляет $34\,000 \text{ км}^2$, или 13% от всей площади полуострова. Болота обычно приурочены к прибрежным равнинам, межгорным понижениям или поймам рек. Наибольшей заболоченностью отличается Западно-Камчатская равнина, где площадь болот составляет 76% от их общей площади в пределах Камчатки. Имеются болота в Центрально-Камчатской депрессии, на восточном побережье полуострова и в Парампольском доле.

По характеру питания и растительного покрова большая часть болот описываемого региона (около 68%) относится к низинному типу. В их питании принимают участие грунтовые, а также атмосферные, озерные или речные воды

Сравнительно большие болотные массивы часто образуются у подножий вулканов в результате площадного выклинивания подземных вод. В период таяния снега и интенсивных дождей вода почти всюду, особенно на болотах западного побережья Камчатки залегает с поверхности. Многолетнемерзлые торфяники обводнены только летом в слое сезонного протаивания, мощность которого в Паропольском доте составляет 0,3—0,6 м

Из 39 зарегистрированных на Камчатке источников, * приуроченных к болотным отложениям, около 74% имели дебиты менее 0,5 л/сек. Среди них преобладают источники с дебитами 0,01—0,20 л/сек. Источники с дебитами более 1 л/сек отмечаются обычно на дне или в бортах промоин, в обрывистых берегах ручьев и тманов, чаще всего на расстоянии 1—3 км от подножья склонов возвышенностей к которым примыкают болотные массивы. Очевидно, подземные воды, приуроченные к породам, слагающим склоны, попадая в примыкающие к ним болотные отложения, вымывают минеральные частицы из торфяных масс и образуют подземные «каналы», по которым происходит сток. Нередко наблюдаются просадки торфа — явление так называемого суффозионного торфяного карста. Иногда ручьи, текущие по болотам, исчезают в торфе и поверхностный сток, таким образом, переходит в подземный.

Разгрузка подземных вод, приуроченных непосредственно к торфяной залежи, происходит в виде рассеянных выходов в долинах рек и ручьев. Часто водопроявления на болоте представляют собой обширные мочажины и «окна» с открытой водой, из которых иногда вытекают ручейки с расходом 1,0—0,2 л/сек. Коэффициенты фильтрации торфяников обычно составляют 1,3 см/сутки.

Зимой торфяники промерзают на глубину до 1,8, чаще 0,4—1,0 м. К северу от 57° с ш многие мелкие болота полностью проморожены.

Воды торфяников пресные, преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные, в отдельных случаях (в прибрежной полосе моря) гидро-

Таблица 6

Химический состав вод болотных отложений
(по данным 32 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	2,0	63,4	2,0—22,0
NH ₄ ⁺	0,1	4,5	1,0—2,0
Mg ²⁺	0,2	79,0	2,0—10,0
Ca ²⁺	0,4	68,0	3,5—19,6
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	сл.	6,0	0,3—1,0
Cl ⁻	2,8	30,2	7,0—21,0
SO ₄ ²⁻	сл.	50,0	3,0—25,0
HCO ₃ ⁻	3,0	420,0	12,2—103,7
pH	4,7	7,4	5,4—6,4
Общая минерализация	21,0	379,0	30,0—140,0

* Здесь и ниже при описании водоносных горизонтов и комплексов в общее количество источников включены те выходы подземных вод, которые были зафиксированы при комплексной съемке всего региона в масштабе 1 : 500 000 или 1 : 1 000 000.

карбонатно-хлоридные (табл. 6). Состав катионов смешанный. Общая жесткость не превышает $7,48 \text{ мг} \cdot \text{экв}$, а минерализация $0,5 \text{ г/л}$. Характерной особенностью торфяных вод является повышенное содержание в них ионов аммония и железа. Вода в большинстве случаев имеет неприятный вкус и запах.

Процесс заблачивания на большей части территории в настоящее время, вероятно, прекратился, о чем свидетельствуют резкие границы болотных массивов. Осушению болот способствует повсеместное поднятие региона (понижение базиса эрозии).

МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ

Снеговая линия на Камчатке проходит на высоте около 1300—2500 м. На склонах северной экспозиции снеговая линия ниже, чем на южных. Таяние снежников прекращается при снижении температуры воздуха до $+3\text{—}4^\circ \text{C}$, что обычно наблюдается в конце сентября—начале октября.

На Курильских островах многолетние снежники обычно приурочены к наиболее высоким вершинам гор. Отдельные снежники-перелетки встречаются в межгорных долинах на высотах более 600—700 м, а иногда и 400 м (о-в Парамушир).

Современное оледенение в регионе развито незначительно. Общая площадь оледенения в горах Камчатки, по данным М. Г. Васковского (1959), составляет 900 км^2 .

Формы и условия залегания ледников весьма разнообразны. На участках горных хребтов с альпийским рельефом размещаются каровые, долинные, висячие и переметные ледники. На современных и древних вулканах отмечаются звездообразные с узкими и длинными ледниковыми языками — кратерные ледники (рис. 11).

Самый мощный центр современного оледенения расположен в центральной части Срединного хребта на участке горных вершин Острая—Алней.

На территории Восточного вулканического района ледники встречаются на 20 вулканах. Наиболее значительные из них, общей площадью 193 км^2 , размещаются на вулканах Ключевской группы, где насчитывается свыше 20 ледников различного типа.

На Курильской гряде современное оледенение обнаружено только на северных островах.

Большая часть ледников отступает, так как современные морены располагаются значительно ниже края ледников. Значительные осложнения в динамику ледников вносят извержения вулканов, во время которых стайвает часть ледяного покрова и образуются грязевые потоки, протягивающиеся иногда на несколько десятков километров.

Ледники, как и снежники, являются дополнительными источниками питания поверхностных потоков и подземных вод. Высота слоя воды в теплый период года при оттаивании одного из них, по данным В. С. Преображенского и Ю. М. Моделя (1965), равна 7700 мм. Ледники, размещенные в вулканических районах, залегают, как правило, на рыхлых или трещиноватых вулканогенных породах, хорошо поглощающих поверхностный сток. Ручьи, питающиеся за счет таяния этих ледников, доносят свой сток до приемных бассейнов только в первую половину лета, т. е. в период интенсивного таяния ледников. Позже русла ручьев пересыхают, вода фильтруется в рыхлые породы и весь сток идет на пополнение запасов подземных вод. Большая часть региона входит в зону сезонного промерзания пород. Мощность слоя сезонного промерзания колеблется в широких пределах и зависит от ряда

факторов, главными из которых являются географическая широта и абсолютная высота местности, мощность снежного покрова, экспозиция склона, механический состав и влажность почво-грунтов, характер растительности и вулканическая деятельность Средний максимум глубин проникновения температуры (0°C) в почво-грунты, определенный по типовым локальным коррелятивным зависимостям А В Стоценко (1952), показан на рис. 12

Промерзание почво-грунтов начинается обычно в конце октября—ноябре Оттаивание происходит с третьей декады марта и заканчивается в апреле—мае на юго-востоке Камчатки, в июне—июле и даже



Рис 11 Ледник на вулкане Кошелева (фото В. М. Сугробова)

августе на севере и в Центрально-Камчатской депрессии Но в слое 0,0—0,5 м отрицательные и нулевые температуры повсеместно исчезают уже в апреле—мае

Мощность слоя сезонного промерзания в целом по региону изменяется от 0,2—0,5 до 3,5 м Наименьшей глубиной проникновения отрицательных температур в почво-грунты характеризуются Командорские и южные Курильские острова, а также юго-восток Камчатки Наибольшие глубины промерзания отмечаются в Центрально-Камчатской депрессии и на севере полуострова Отсутствуют данные о глубине промерзания в горной части

Исходя из имеющихся фактических данных, на Камчатке выделяется четыре зоны с несколько различным распределением и характером многолетней мерзлоты (рис 12)

1. Зона прерывистого распространения многолетней мерзлоты. Эта зона занимает небольшую площадь севернее 60° с ш Наибольшей мощности многолетнемерзлые породы достигают в Паропольском доле По направлению к югу мощность многолетнемерзлых пород уменьшается и в верховьях р. Пустой и в нижнем течении р. Анапки составляет 10—30 м Многолетнемерзлые породы на равнинных участках прерываются в долинах рек и ручьев, где отмечаются сквозные талики под руслом, поймой, а иногда и под первой надпой-

Рис. 12. Схематическая карта распространения многолетней мерзлоты;

[illegible]

менной террасой. Выявлены они также на морских песчаных косах. Ширина таликов достигает сотен метров. Замкнутые талики приурочены к котловинам не перемерзающих полностью озер. Более прерывистый характер многолетнемерзлые породы имеют в горах, где сквозные талики наблюдаются как в долинах рек, так и в местах разломов. Замкнутые талики можно встретить на южных склонах гор.

Минимальная глубина сезонного протаивания отмечается на заболоченных участках и составляет 0,3—0,6 м. Для тонкодисперсных разностей мощность слоя сезонного протаивания составляет 0,4—0,9 м, для песчано-галечных — 1,2—2,5 м, в обломочных осыпях и россыпях достигает 4 м.

В зоне прерывистого распространения многолетнемерзлых пород широко развиты мерзлотно-геологические процессы, которые находят отражение в виде мезо- и микроформ рельефа: торфяных и минеральных бугров, солифлюкционных террас, потоков и оплывин, термокарстовых воронок и озер, структурных грунтов, нагорных террас, сезонных наледей и т. п.

На склонах гор крутизной не более 15°, преимущественно в их средней части, наблюдаются солифлюкционные террасы, обычно трех- и четырехступенчатые с высотой уступов 0,4—1,2 м, и солифлюкционные потоки и покровы протяженностью от 30 до 300 м. Скорость перемещения последних вниз по склону составляет несколько сантиметров за каждую весну. Вдоль побережья Охотского моря севернее 60° с. ш. отмечаются оползневые процессы, которые захватывают полосу берега шириной до 0,6 км. Их образование связано, вероятно, со скольжением протаявших пород по мерзлому основанию.

В предгорной и горной частях района, а также на периферийных участках плоской равнины широко развиты структурные грунты: полигоны, каменные кольца и полосы.

Термокарстовые формы рельефа представлены небольшими озерами провального типа, расположенными часто между буграми. Их диаметр обычно не превышает 15 м, а глубина 1,5—2,0 м. Более крупные озера имеют глубину до 4 м и площадь 0,2—4,0 км². Берега озер обрывистые и характеризуются фестоночатыми очертаниями. Некоторые из озер образовались, вероятно, на месте крупных бугров типа гидролакколитов.

II. Зона спорадического распространения многолетней мерзлоты преимущественно в рыхлых породах высокогорных районов. Эта зона охватывает водораздельные пространства хребтов и вулканических сооружений. Обычно многолетнемерзлые породы встречаются на абсолютных высотах более 1000 м, главным образом в Срединном хребте. Многолетняя мерзлота фиксируется здесь только на отдельных преимущественно выровненных или заболоченных участках.

Размеры островов многолетнемерзлых пород в горах Камчатки небольшие. Лишены многолетней мерзлоты, как правило, склоны гор южной экспозиции, участки тектонического дробления пород, русла и поймы рек.

III. Зона спорадического распространения многолетней мерзлоты преимущественно в торфяных, реже торфяно-минеральных и минеральных буграх на равнинах. Эта зона узкой полосой тянется вдоль значительной части восточного и в северной части западного побережья Камчатки. Она выделяется также на небольшой площади в Центрально-Камчатской депрессии и на восточном побережье о-ва Карагинский.

Обычно многолетнемерзлые породы на Западно-Камчатской равнине встречаются в ядрах торфяных бугров, развитых к северу от р. Ичи (55° с. ш.) и торфяно-минеральных бугров.

На восточном побережье небольшие торфяные бугры с многолетнемерзлым ядром были встречены на побережье прол. Литке. Высота бугров 1,0—1,5, реже до 5 м, диаметр от 5 до 50 м. Между буграми многолетняя мерзлота не зафиксирована. На участках предгорий отмечаются полигоны морозного растрескивания в виде трещин, замыкающихся в форме неправильных пяти-восьмиугольников. Размеры их в поперечнике достигают 10—25 и даже 30—50 м. Термокарст проявляется в виде большого количества озер в пределах плоской морской террасы.

IV. Зона с одиночными проявлениями многолетней мерзлоты типа перелетков. Зона занимает всю остальную часть п-ова Камчатка, о-ва Шумшу и северную часть о-ва Парамушир. Мерзлые образования в этой зоне зафиксированы, например, на западном побережье Камчатки в районе пос. Кировского. На о-ве Парамушир мерзлые элювиально-делювиальные и пирокластические отложения зафиксированы на затененных участках склонов хр. Вернадского, у вершины влк. Билибина и в истоках р. Правой Левашовой на высотах более 700—900 м. Они встречены здесь на глубине 0,5—0,7 м.

Многолетняя мерзлота в регионе является, по всей вероятности, сравнительно недавним образованием, появившимся в результате изменений климата, которые привели к нарушению тепло- и влагообмена литосферы с атмосферой. Не исключено, что многолетнемерзлые породы много раз возникали и исчезали на протяжении послеледникового периода. Свидетельством этому может служить, видимо, наличие прослоев многолетнемерзлых пород между тальмы породами на глубинах до 10 м. Представление некоторых исследователей, рассматривающих многолетнемерзлые породы на Камчатке как реликт последнего оледенения, имевшего место в верхнечетвертичное время, недостаточно обосновано. С некоторой долей условности подобное представление можно отнести к Паралольскому долу, где мощность многолетнемерзлых пород достигает 80 м и который не был покрыт ледниками в эпоху сурового климата, сопутствовавшего оледенению.

Большинство исследователей (Граве, 1957; Бобов, 1960; Любимова, 1961, б) единодушно сходятся во мнении об общей деградации многолетней мерзлоты на Камчатке в настоящее время. Об этом, в частности, свидетельствует повсеместное проявление термокарста (Качурин, 1961). Характерно, что реликты термокарстовых форм встречаются также на участках, где многолетнемерзлые породы в настоящее время отсутствуют. По мнению Л. Н. Тюлиной (Любимова, 1961, б), некоторые озера в южной части Западно-Камчатской равнины, имеющие чечеточное строение, связаны по своему происхождению с явлениями термокарста и возникли при исчезновении остаточной мерзлоты.

Образование большинства торфяных бугров Н. Г. Бобов (1960) объясняет морозобойным растрескиванием некогда полностью примороженных торфяников с последующим вытаиванием жильного льда в трещинах. Оказываясь выпуклыми, внутриполигональные участки торфяников, интенсивно охлаждаясь зимой, подтягивали к себе воду из окружающих уже талых отложений и превращались в небольшие бугры.

Глава 4

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

СТРАТИГРАФИЯ

Камчатка, Курильские и Командорские острова входят в современную геосинклинальную систему Восточной Азии. Они представляют собой молодые складчатые области, сложенные преимущественно кайнозойскими породами. Однако по строению кайнозойского чехла названные области существенно отличаются друг от друга. На Камчатке он имеет сложное полосчатое строение: зоны осадочных и осадочно-туфогенных пород палеоген-неогенового возраста, вытянутые вдоль полуострова, чередуются с зонами палеоген-неогенового вулканизма и вместе с последними частично перекрыты четвертичными осадочными и вулканогенными породами. На Курильских островах преимущественно развиты четвертичные, реже палеоген(?)—неогеновые вулканогенные породы, основную роль в разрезе которых играют эффузивы и их туфы. Командорские острова сложены главным образом палеоген-неогеновыми туфогенно-осадочными образованиями.

Верхнемеловые терригенные и вулканогенно-кремнистые породы встречены в относительно небольших блоках на Камчатке и на островах Малой Курильской гряды. Доверхнемеловые мезозойские, палеозойские и протерозойские образования, выделенные с некоторой долей условности, встречены только на Камчатке.

Общая стратиграфическая схема для региона не разработана. Ниже приводится краткое описание геологических комплексов пород. Более подробные сведения по стратиграфии описываемой территории приведены в XXXI томе монографии «Геология СССР» (1964).

Протерозой. Древнейшие образования региона представлены метаморфическими породами, развитыми в южных частях Восточного (Ганальский хребет) и Срединного хребтов. Их формирование происходило в обширном глубоком морском бассейне, где отлагались сравнительно однообразные глинистые, алевритовые и песчаные осадки, впоследствии преобразованные в гнейсы и кристаллические сланцы. В подводной обстановке происходили вулканические извержения, обусловившие появление в разрезе метаморфических толщ зеленокаменных рассланцованных пород.

Нижняя часть толщи, сложенная преимущественно гнейсами и подчиненными им кристаллическими сланцами и амфиболитами, объединяется в колпаковскую серию. Последняя распространена только в южной части Срединного хребта от широты влк. Хангар до бассейна р. Киччик. По-видимому, с угловым несогласием на колпаковской серии залегают породы камчаткой серии, представленные в низах разреза кристаллическими сланцами, а в верхней его части преимущественно зеленокаменными породами и кварцитами. В Ганальском хребте также выделяется свита, аналогичная по составу верхней части камчатской серии.

Видимая мощность колпаковской серии составляет 3000—4000 м, камчатской — 2500—3200 м.

Палеозой (?). К этому возрасту условно отнесена так называемая малкинская серия, характеризующаяся чередованием в разрезе морских осадочных и вулканогенных метаморфизованных пород.

В Ганальском хребте в состав серии входят измененные эффузивы и их туфы, превращенные в зеленокаменные породы. Среди них в подчиненном количестве залегают терригенные образования. С этими

отложениями параллелизуются зеленокаменные породы, слагающие Хавывенскую возвышенность на северо-востоке Камчатки. В восточной части Ганальского хребта зеленокаменные породы перекрываются филлитами, филлитизированными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

В Срединном хребте эти отложения составляют основную часть разреза малкинской серии. По составу филлиты представлены преимущественно кварц-серпичитовыми сланцами с примесью биотита и графита. На разобренных небольших участках, преимущественно в Срединном хребте, филлиты перекрываются пащой метаморфизованных эффузивов и туфов.

Суммарная мощность малкинской серии в Срединном хребте достигает 2900 м, из них около 1500—2000 м приходится на филлиты и филлитовидные породы. В Ганальском хребте мощность вулканогенных пород 2000—2200 м, а на терригенные образования падает не менее 500 м. Метаморфизованные породы Хавывенской возвышенности слагают разрез мощностью 1000—1500 м.

Мезозой. В течение почти всего мезозоя Камчатка была сушей, и лишь в меловое время она начала испытывать погружение. Большая часть полуострова к позднемеловому времени была занята относительно глубоким морем, в котором накапливались мощные толщн терригенных отложений, сменившиеся в сеноне вулканогенно-кремнистыми породами. Последние обязаны своим происхождением вулканическим извержениям, особенно сильно проявившимся в нескольких вулканических зонах.

В крайней западной части полуострова, характеризовавшейся в позднемеловое время прибрежными условиями, накапливались мелководные морские и континентальные осадки без участия вулканогенных пород.

Таким образом, среди верхнемеловых пород в разрезе и по площади отчетливо выделяются две толщн.

Нижняя — сеноман-туронская толща представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами. На крайнем западе полуострова в отложениях этого возраста присутствуют маломощные пласты и линзы гравелитов, конгломератов и каменных углей.

Согласно, с постепенным переходом, на нижней толще терригенных пород залегает *верхняя* — сенонская вулканогенно-кремнистая толща, объединяемая в ирунейскую серию. Породы этой серии слагают небольшие хребты на Западно-Камчатской равнине и отдельные участки охотского побережья в районе р. Патаны, широко развиты в северной части Срединного хребта, где обнажаются в бассейнах рек Лесной, Караги, Тымлата, и в южной части его, где окаймляют с северо-востока и востока Срединный Камчатский массив древних пород. Породы ирунейской серии участвуют также в строении Восточного хребта, горной части о-ва Карагинский и полуостровов восточного побережья Камчатки. Серия почти нацело состоит из спилитов, базальтовых и андезитовых порфириров, их туфов, туфогенно-кремнистых и кремнистых пород. В подчиненном количестве присутствуют песчаники, аргиллиты, алевролиты, содержание которых несколько увеличивается в нижней части толщн.

К этой же толще могут быть отнесены и терригенные образования, развитые к северо-востоку от Малкинских гор. Они сформировались в более мелководных условиях, чем ирунейская серия, и содержат кроме вулканогенных пород мощные пласты туфоконогломератов.

Мощность терригенной толщн мезозоя составляет 3000—4000 м, вулканогенно-кремнистой — 2500—5000 м.

Верхнемеловые породы на Курильских островах известны только в пределах Малой Курильской гряды. При крайне неустойчивом положении береговой линии и интенсивной вулканической деятельности здесь формируется толща переслаивания туфоконгломератов, туфобрекчий и эффузивов, которая прослеживается вдоль северо-западных берегов островов Шикотан, Зеленый и других, имея мощность не менее 400 м. Согласно, а местами с небольшим угловым несогласием, на этой толще залегает свита, сформировавшаяся (конец верхнего мела) в ус-

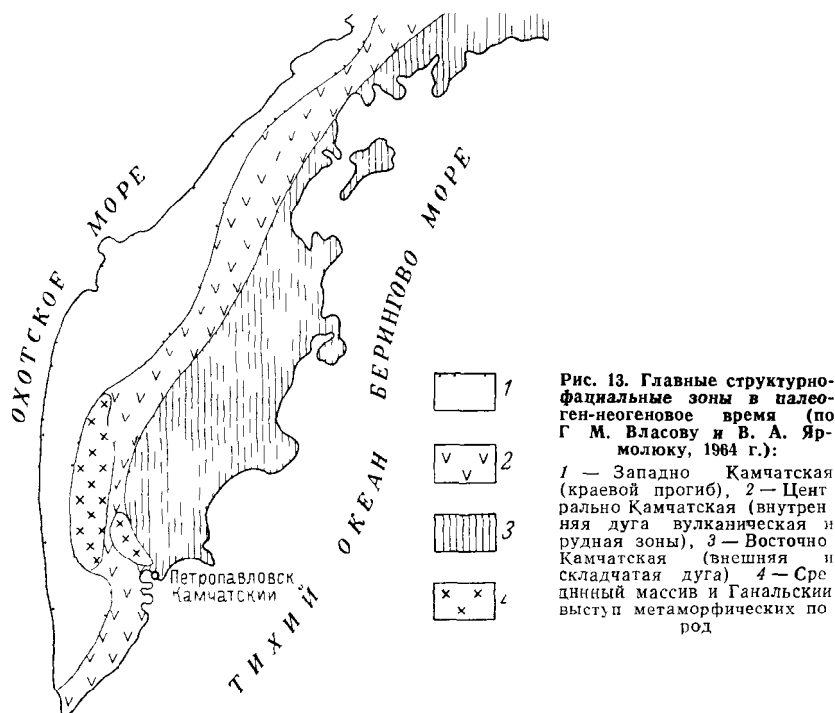


Рис. 13. Главные структурно-фациальные зоны в палеоген-неогеновое время (по Г. М. Власову и В. А. Ярмолуку, 1964 г.):

1 — Западно Камчатская (краевой прогиб), 2 — Центрально Камчатская (внутренняя дуга вулканическая и рудная зоны), 3 — Восточно Камчатская (внешняя и складчатая дуга) 4 — Средний массив и Ганальский выступ метаморфических пород

ловиях углубления моря и ослабления вулканической активности. Она представлена преимущественно песчаниками, переслаивающимися в верхних горизонтах с алевролитами и аргиллитами. Видимая мощность свиты — около 200—300 м.

Кайнозой. В палеоген-неогеновое время на площади Камчатки отчетливо проявились три структурно-фациальные зоны (рис. 13).

Западно-Камчатская зона характеризуется накоплением мощных толщ осадочных и туфогенно-осадочных пород.

Палеогеновые отложения в этой зоне объединены в тигильскую (палеоцен — нижний олигоцен) и ковачинскую (верхний — средний олигоцен) серии. Состав этой серии отображает палеогеографическую обстановку западной Камчатки в палеогене. В низах разреза палеогена наблюдается чередование конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, каменных углей, в верхней части разреза преобладают аргиллиты. Общая мощность палеогеновых толщ — до 6000 м.

Терригенные отложения неогенового возраста в западной зоне расчленяются на две серии воямпольскую (нижний — средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен — плиоцен). Формирование отложений обеих серий происходило как в глубоководных, так и в мелководных морских условиях. В среднем миоцене и особенно в плиоцене на

прибрежных равнинах происходило накопление угленосных фаций. Отличительной особенностью воямпольской серии является большая примесь пирокластического материала к морским осадкам. Серия представлена туфогенными, сильно выбеливающимися породами: аргиллитами, алевролитами, опоками, песчаниками, туффитами, туфами, среди которых встречаются пласты каменного угля. Низы кавранской серии сложены преимущественно морскими осадками (туфопесчаники, алевролиты, туффиты, туфы, гравелиты, опоки, прослои и линзы мергелей и ракушников, редкие пласты углей), верхние части содержат туфогенно-диатомовые светлые глины и грубозернистые косослоистые пески, среди которых встречаются пласты и линзы вулканических туфов, лигнитов и галечников. Мощность воямпольской серии 1000—3000 м, кавранской — от 1200 (на севере зоны) до 2500—3500 м (на юге).

В раннем и среднем миоцене в северной части Западно-Камчатской зоны проявилась вулканическая деятельность. Здесь сформировалась мощная (1000—2500 м) толща кислых и средних эффузивов, туфов, туфопесчаников. Вулканогенные аналоги воямпольской и кавранской серий распространены также в южной части зоны, между р. Озерной и м. Лопатка, где они представлены чередованием горизонтов андезитов, туфов, туфобрекчий с туфогенными песчаниками и алевролитами. Мощность осадочно-вулканогенных пород — 750—1700 м.

В Центрально-Камчатской структурно-фацальной зоне начиная с палеогена и в течение всего неогена происходят массовые вулканические извержения преимущественно в субэвральных условиях (см. рис 13). Здесь накапливаются мощные толщи вулканогенных образований, предположительно разделенных угловым несогласием на две серии — анавгайскую (палеоген — средний миоцен) и алнейскую (верхний миоцен — плиоцен). Обе серии сложены средними и основными, реже кислыми эффузивами и их туфами, туфолавами, туфобрекчиями, игнимбритами, грубо перемежающимися между собой. Среди эффузивов встречаются прослои туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов. Соотношение между эффузивной и туфогенно-осадочной частями разреза закономерно изменяется по площади. В среднем содержание лавового материала составляет 60%. Общая мощность вулканогенных образований Центрально-Камчатской зоны до 2000 м и более.

Восточно-Камчатская структурно-фацальная зона характеризуется более сложной историей геологического развития в палеоген-неогене. В конце олигоцена зона вовлекается в нисходящее движение, из которого выпадали участки территории, соответствующие территории Восточному хребту и современным полуостровам восточного побережья (см. рис 13). На полуостровах с конца олигоцена и вплоть до плиоцена включительно происходят вспышки вулканизма. Здесь, преимущественно в субэвральных условиях, накапливаются существенно вулканогенные толщи.

Между Центрально-Камчатской вулканической зоной и поднятием Восточного хребта, а также между последним и вулканической зоной полуостровов формируются крупные прогибы: Центральный Камчатский и Восточный Камчатский (см. рис. 13). В глубоководных частях этих прогибов в течение олигоцена и нижнего миоцена накапливаются тонкие черные илы, обогащенные битумами, а в мелководных — более крупные туфогенные осадки. В Центральном Камчатском прогибе формируется туфогенная толща, развитая в бассейне рек Еловки и Озерной, которая представляет собой чередование потоков андезитов и базальтов с туфами, туфогенными песчаниками и конгломератами. Мощность толщи около 7000 м. В северной части Центрального Камчатско-

го прогиба, в полосе шириной 20—30 км, примыкающей к прол Литке, накапливается мощная (до 3000—5000 м) толща осадков, сопоставляемая с ковачинской серией западной Камчатки. В Восточном Камчатском прогибе выделяется мощная (5000—7000 м) толща осадочных пород (богачевская серия), представленная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами, гравелитами, туфами, порфиритами. Аналогами богачевской серии в Восточном Камчатском прогибе являются также отложения, развитые севернее п-ова Кроноцкий, на о-ве Карагинский, а также наиболее удаленные от центров вулканических извержений морские отложения на полуостровах Кроноцкий и Шипунский.

В среднемиоценовое время происходит обмеление морей в прогибах и формирование осадков, обогащенных пеллом и диатомовым материалом, близких по составу к воямпольской серии западной Камчатки. В Центральном Камчатском прогибе к северу от влк Шивелуч распространена толща мощностью до 4500 м, также являющаяся аналогом воямпольской серии. Севернее, на побережье прол Литке, мощность сходных по облику пород достигает 600 м. На окраине Восточного Камчатского прогиба, в небольшом наложенном прогибе в среднем миоцене происходит накопление мелководных туфогенно-морских осадков тышевской серии (см рис 13). Мощность их — 2500—3000 м.

В позднемиоценовое время на площади прогибов происходит чередование мелководных и континентальных условий, которые в плиоцене почти повсеместно сменились континентальными (см рис 13). Широко развитые в северной части Центрального Камчатского прогиба верхнемиоцен-плиоценовые отложения близки по составу к кавранской серии западной Камчатки. Мощность их здесь — 500—600 м. В пределах Восточного Камчатского прогиба, большая часть которого в плиоцене превратилась в сушу и испытывала дальнейшее интенсивное поднятие, отложения кавранской серии сохранились в отдельных межгорных впадинах.

На островах Малой Курильской гряды в начале палеогена по расколам верхнемеловых толщ происходят лавовые излияния. Образуются условно относимая к палеогену эффузивно-пирокластическая толща мощностью не менее 500 м, сложенная потоками андезитов, андезитов-базальтов, базальтов, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами, туфонесчаниками.

На площади Большой Курильской гряды морской режим установился, по-видимому, только в конце олигоцена. В нижнем миоцене интенсивно проявляется вулканическая деятельность. В это время формируются мощные эффузивно-туфогенные толщи. На островах Парамушир и Шумшу нижняя часть такой толщи мощностью более 1500 м сложена аргиллитами и алевролитами, а верхняя мощностью более 1000 м — чередующимися туфами и потоками эффузивов. К олигоцен-нижнемиоценовому возрасту отнесены также образования, слагающие хр Докучаева на о-ве Кунашир и участвующие в строении тихоокеанского побережья и южной оконечности о-ва Уруп. Они также характеризуются чередованием потоков эффузивов с грубыми туфогенно-морскими осадками. Мощность их — не менее 1000—1200 м.

Накопление среднемиоценовых осадков происходит в морских условиях при значительных колебаниях глубин и продолжающихся интенсивных извержениях вулканов, располагающихся на прилегающей к морю суше. Формируются осадочно-туфогенные белесоватые породы итурупской серии. Последняя представлена туфобрекчиями, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами, часто встречаются туфодиа-

томиты и туффиты. Серия развита на перешейках о-ва Итуруп, в средней части восточного побережья о-ва Кунашир, на южном и тихоокеанском побережье о-ва Парамушир. Мощность серии — 700—1100 м.

В верхнем миоцене и плиоцене происходит дифференцированное поднятие гряды. В понижениях рельефа накапливаются морские, лагунные и континентальные осадки, продолжается вулканическая деятельность. Нерасчлененной толще верхнемиоцен-плиоценового возраста, получившей название утесной серии, свойственна резкая фациальная изменчивость, а также преобладание в ее составе эффузивно-пирокластических пород. Серия представлена туфобрекчиями, туфоконгломератами, лавобрекчиями, туфами, песчаниками, диатомитами. Встречаются прослои туфодиатомитов, глинистых сланцев, туффитов, пепловых туфов, во всех частях разреза присутствуют потоки базальтов, андезитов и порфиритов мощностью до 40—50 м. Утесная серия широко развита на тихоокеанском побережье островов Парамушир, Шумшу и Итуруп, а также встречена на островах Кунашир и Уруп. Мощность серии — от 200 до 1000 м и более.

На Командорских островах палеоген-неогеновые образования представлены эффузивно-терригенной командорской серией.

Низы серии (верхний олигоцен) сформировались в условиях, когда на фоне интенсивного вулканизма происходило прогибание территории, компенсировавшееся поступлением огромного количества пирокластического и обломочного, в меньшей степени лавового материала. Накопление осадков имело место в сравнительно мелководном морском бассейне и сопровождалось, по-видимому, неоднократными местными размывами. В нижней части разреза преобладают псаммитовые и псафитовые туфы (мощность до 1500 м) с потоками андезитов мощностью от нескольких до десятков метров. Лишь на севере о-ва Беринга эффузивы почти полностью вытесняют из разреза туфогенно-осадочные породы, чередуясь с туфобрекчиями, лавобрекчиями и туфоконгломератами. Верхняя часть разреза олигоценовых пород (800—1300 м) представлена тонкопереслаивающимися туфами с линзообразными прослоями и конкрециями известняка.

В нижнем миоцене, в связи с общим поднятием островов и региональным размывом, формируется пачка конгломератов и псаммитовых туфов мощностью 200—400 м. Затем при новом погружении в среднем миоцене в мелководных условиях откладываются более тонкие осадки, представленные алевропелитовыми, реже псаммитовыми туфами, выше преобладают диатомиты и туфодиатомиты. Общая мощность этих отложений не менее 1000—1100 м.

На о-ве Медный в плиоцене происходит вспышка вулканизма, приводящая к образованию в его южной части существенно эффузивной толщи. Перемежающиеся с лавобрекчиями и андезитами пласты лапиллево-кристаллических туфов обычно значительно уступают первым в мощности. Общая мощность толщи на отдельных участках достигает 500 м.

Четвертичная система. Начиная с нижнечетвертичного времени и вплоть до настоящего на Камчатке и Курильских островах проявляется интенсивная вулканическая деятельность. В нижнечетвертичное время на обширной площади в восточной половине Камчатки, в северной части Срединного хребта, а также на крупных островах Большой Курильской гряды происходят массовые излияния лав основного состава. Лавовые покровы, излившиеся на выровненную в плиоцене поверхность, а затем приподнятые и разрушенные речной и ледниковой эрозией, слагают в рельефе сильнорасчлененные возвышенные плато и столовые

горы. Представлены эти «плато-эффузивы» андезитами и базальтами, реже их туфами и туфобрекчиями. Мощность покровов на Камчатке 200—300 м и более, на Курильских островах чаще не превышает 20—50 м. Происходившие в последующее время излияния вулканов центрального типа сформировали вулканические хребты, многочисленные одиночные крупные и мелкие вулканические конусы и купола в разных местах Камчатки и на островах Курильского архипелага. Главными районами накопления четвертичных вулканогенных образований на полуострове являются северная часть Срединного хребта (Срединный вулканический пояс), а также северная часть Центрально-Камчатской депрессии и юго-восточная часть Камчатки (Восточный вулканический пояс). В составе продуктов извержений, наряду с основными и средними лавами, встречаются кислые разности эффузивов. Потоки лав перемежаются с туфами, туфобрекчиями, туфоагломератами, игнибридами. Общая мощность вулканогенных пород измеряется сотнями метров, достигая первых тысяч метров в центральных частях вулканических построек. Сейчас интенсивная вулканическая деятельность продолжается только в пределах Восточного вулканического пояса и на островах Большой Курильской гряды. У подножий крупных действующих вулканов широко развиты рыхлые или слабосцементированные пирокластические отложения, состоящие из вулканических песков, супесей, пеплов, лапиллей и бомб. Общая мощность этих отложений на Камчатке измеряется десятками метров, достигая на отдельных участках 100—150 м и более.

Своеобразные туфогенно-морские образования сформировались в средне-верхнечетвертичное время у подножий действующих вулканов островов Итуруп и Кунашир. Продукты разрушения вулканов вместе с выброшенным пирокластическим материалом переоткладывались в прибрежно-морских условиях, образуя толщу, состоящую из слоев пелитовых песков, пеплов, обломков пемзы, чередующихся с пластами разнотернистых песков с гравием и галькой эффузивов. Мощность этих образований достигает 50—100 м.

Рыхлые четвертичные отложения наиболее широко развиты в унаследованных в плиоцене прогибах и межгорных впадинах Камчатки. В южной части Западного Камчатского прогиба и в районе Паратунского дола в нижне-среднечетвертичное время откладывались озерные и озерно-аллювиальные пески, галечники, суглинки, глины общей мощностью до 50—100 м. Сложный комплекс отложений разнообразного генезиса (озерные, аллювиальные, флювиогляциальные, аллювиально-пролювиальные и др.) сформировался в нижне-верхнечетвертичное время в южной части Центрального Камчатского прогиба. Комплекс представлен песками, гравийно-галечными и валунно-галечно-песчаными отложениями, пылеватыми или иловатыми супесями, суглинками и глинами. Общая мощность комплекса измеряется десятками метров, достигая 120 м и более. Значительной мощности (до 100—200 м) достигают отложения различного генезиса, заполняющие в горных районах Камчатки древние тектонические долины или межгорные впадины (долины рек Авачи, Налычевой, Богачевки, Паратунки, Большой и др.).

По обоим побережьям полуострова, на Курильских островах и в северной части о-ва Беринга развиты верхнечетвертичные и современные морские отложения, слагающие абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы с преобладающей высотой до 20—35 м, а также береговые валы, пляжи, косы. В составе отложений преобладают

* Обычно удается установить центры излияний. Очевидно, нижне-среднеплиоценовые лавовые покровы являются остатками крупных щитовых вулканов. — *Прим. ред.*

пески, галечники, валунники. На незначительных по площади участках морские отложения встречаются на поверхности цокольных террас, высота которых у бровки от 45—70 до 120 м, реже более. Эти террасы сформировались в верхне (?) - или среднечетвертичное время. Мощность морских отложений на этих террасах чаще не превышает 2—8 м, изредка достигает 20—30 м. Представлены они галечно-гравийными отложениями и песками с линзами суглинков мощностью до 3 м.

Значительные участки в пределах равнинных районов полуострова, а также в предгорьях главных хребтов занимают флювиогляциальные и ледниковые средне (?) - верхнечетвертичные отложения. Хорошо они выражены и на о-ве Парамушир. Современные отложения этого же генезиса встречаются на небольших площадях вблизи ледников. Представлены ледниковые отложения валунными супесями и суглинками, реже песками, мощность их местами достигает 40—70 м. Флювиогляциальные отложения состоят из галечников и песков, иногда галечно-во-гравелистых отложений, и имеют мощность до 25—40 м.

Следует также отметить элювиально-делювиальные отложения, развитые прерывистым маломощным покровом в горах и на денудационных равнинах; современные аллювиальные отложения, слагающие русло, пойму и низкие террасы всех речных долин; лагунные, сформировавшиеся в небольших заливах, отшнурованных от моря береговыми валами; эоловые, слагающие дюны на крупных Курильских островах; озерные, озерно-аллювиальные и болотные образования.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивная деятельность наиболее полно проявилась в Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне, где выделяется пять разновозрастных интрузивных комплексов: допалеозойский (?), палеозойский (?); верхнемеловой, неогеновый (нижне- и среднемиоценовый), плиоценовый. В Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах из перечисленных комплексов встречаются только верхнемеловые и более молодые. На Курильских островах выделяются два комплекса интрузий: верхнемеловой — палеогеновый и неогеновый. На Командорских островах известны интрузивы только неогеновой фазы магматизма.

Допалеозойский (?) комплекс представлен гнейсо-гранитами и пегматитами, которые прорывают протерозойские (?) толщи гнейсов и кристаллических сланцев в южной части Срединного хребта. Большинство интрузивов гнейсо-гранитов образуют массивы площадью до 20 км² и многочисленные дайки. В бассейнах рек Коль, Пымта, к северу от влк. Хангар и в бассейне р. Колпаковой размеры интрузий достигают 100—200 км². Вблизи контактов вмещающие породы часто мигматизированы.

Палеозойский (?) комплекс включает наиболее крупные гранитоидные интрузии, прорывающие метаморфические породы протерозоя (?) и палеозоя в южной части Срединного Камчатского массива и в Ганальском выступе. Представлены они преимущественно гранитами, гранит-порфирами и жильными образованиями — пегматитами и гранит-аплитами. В этот же комплекс входят интрузии основного и ультраосновного состава (гипербазиты, амфиболиты, дуниты и др.). Интрузивные образования имеют как массивную, так и сланцеватую текстуру. На контакте с вмещающими породами обычно наблюдаются зоны огнейсования мощностью до 600—700 м. Иногда краевые части интрузий интенсивно катаклазированы, нередко к крутопадающим контактам приурочены долины рек. Размеры интрузий палеозойского (?) возраста редко достигают 25—100 км².

Верхнемеловой комплекс представлен проявлениями двух фаз магматической деятельности: первой (сенонской), характеризующейся интрузиями преимущественно основного и ультраосновного состава, и второй (ларамийской), в которой выделяются главным образом кислые и средние интрузивные породы. Комплекс распространен во всех структурно-фациальных зонах Камчатки, а также на Малой Курильской гряде.

Основные и ультраосновные интрузии позднемелового времени на Камчатке представлены габбро, диабазами, перидотитами, гарцбургитами, горнблендитами, дунитами. Они прорывают вулканогенно-кремнистые и туфогенно-осадочные толщи верхнемелового возраста, образуя в них многочисленные мелкие тела различной формы как пластовые, так и секущие. Площадь отдельных массивов 1—2, реже 35—100 км². Интрузивы часто брекчированы, контактовые зоны массивов иногда характеризуются рассланцеванием, появлением кварц-карбонатных пород с железисто-охристыми глиноподобными новообразованиями. Мощность таких зон до 150 м. На Курильских островах к верхнемеловому-палеогеновому комплексу отнесены интрузивы о-ва Шикотан, прорывающие отложения верхнего мела. Площадь интрузий — 20 и 25 км². Массивы сложены габбро-норитами и габбро. Близ контакта с интрузиями вмещающие осадочные отложения превращены в роговики.

Интрузивы кислого и среднего состава представлены преимущественно гранодиоритами и диоритами, встречаются граниты аплиты, порфириты, а в Восточно-Камчатской зоне и габбро-диориты. В Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах интрузии обычно образуют небольшие штокообразные тела, пластовые залежи, дайки, размеры которых измеряются от десятков и первых сотен метров до 1,0—1,5 км². В Срединном хребте площадь массивов достигает 14—25 и даже 160 км². Верхнемеловые гранитоиды отличаются крайне незначительным распространением зон мигматизации и послойных инъекций во вмещающие породы. На контактах крупных интрузивных массивов с песчаниками и глинистыми породами наблюдается образование слюдяных сланцев и ороговикование в полосе шириной от 0,2 до 1,5 км.

Неогеновый комплекс, представленный ниже- и среднемиоценовыми интрузивами, характеризуется чрезвычайной пестротой петрографического состава.

Интрузивы кислого и среднего (отчасти основного) состава широко развиты в центральной и южной частях Центрально-Камчатской зоны, причем большинство из них здесь приурочено к Срединному Камчатскому массиву и его периферии. Представлены они преимущественно диоритами, сиенито-диоритами, гранитами, гранодиоритами, габбро-диоритами. Кроме древних гранитов и метаморфических толщ интрузии прорывают разнообразные вулканогенные породы. Форма интрузивных тел чаще штокообразная, реже вытянутая. Размеры обнаженных частей штоков колеблются от 1—2 до 100 км². Отмечается огромное количество даек протяженностью до 3—4 км. В Восточно-Камчатской зоне крупные интрузии диоритов площадью до 130 км² встречены на Шипунском п-ове. Несколько мелких штоков диоритов прорывают ниже- и среднемиоценовые породы в хр. Кумроч на п-овах Озерной и Кроноцкий, о-ве Карагинский.

Неогеновые интрузии встречены также на всех крупных островах Большой Курильской гряды. Представлены они диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами, иногда в краевых частях диоритовых интрузий о-ва Парамушир отмечаются габбро. Тела интрузий секут палеоген-нижнемиоценовые породы парамуширской серии. Размеры интрузивов

зий от 1 до 30, реже до 100 км². На Командорских о-вах к неогеновому комплексу можно отнести единственный на островах интрузивный массив площадью около 1 км², находящийся на м. Черный (о-в Медный). Центральная часть массива сложена кварцевыми диоритами, сменяющимися к периферии диоритовыми порфиритами.

Основные и ультраосновные интрузивные породы неогенового комплекса довольно широко развиты в Восточно-Камчатской зоне, где слагают мелкие штоки и дайки дунитов, габбро, габбро-диоритов, гипербазитов в пределах п-ова Озерной. Площадь выходов их не более 1,0—1,5 км². В западной Камчатке габбро и диабазами сложены небольшие куполообразные массивы в бассейнах рек Утхолок и Напаны. Поперечные размеры этих массивов измеряются первыми единицами километров.

Вмещающие породы вокруг неогеновых интрузий подверглись гидротермальному изменению. Во многих районах Камчатки происходит образование осветленных вторичных кварцитов разного типа, обогащенных рудной минерализацией. На контакте с гранитами и гранодиоритами иногда наблюдается ороговикование вмещающих пород. На контактах основных пород с андезитами и туфобрекчиями отмечается ороговикование, эпидотизация и серицитизация последних, кроме того, они пронизаны сетью кальцито-цеолитовых и карбонатных жилок мощностью 1—30 см. В контактово-ослабленных зонах иногда наблюдаются серии мелких трещин, зеркала и борозды скольжения. Мощность зон ороговикования измеряется первыми единицами метров, а мощность зон гидротермального изменения пород может достигать 300—400 м.

Плиоценовый комплекс интрузий развит в Западно-Камчатской структурно-фациальной зоне, где преимущественно в Тигильском районе отмечается многочисленные малые интрузии, пластовые и секущие дайки, купола, сложенные щелочными изверженными породами. Размеры массивов до 0,5—1,0 км в поперечнике. Выявляется линейное их расположение вдоль крупных разломов. Интрузиями часто сложены небольшие конические или куполовидные возвышенности, выделяющиеся среди денудационной равнины. Контактные изменения выражены ороговикованием, иногда каолинизацией вмещающих пород, часто наблюдается брекчирование. Мощность контактовых зон редко превышает 3—5 м.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Регион располагается в пределах двух крупных Тихоокеанских островных дуг: Камчатско-Курильской (двойной) и Алеутской, что определяет четкую приуроченность основных структур к главным тектоническим элементам этих дуг. К краевому прогибу, развившемуся на границе Охотского платформенного массива с Камчатской складчатой областью, приурочена Западно-Камчатская структурно-фациальная зона. Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона представляет собой внутреннюю вулканическую дугу Камчатско-Курильской двойной островной дуги. К внешней складчатой зоне относится Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона. На юго-западном продолжении внешней и внутренней дуг располагаются соответственно Малая и Большая Курильские гряды. Командорские острова размещаются на западной оконечности Алеутской островной дуги.

В пределах п-ова Камчатка три главные структурно-фациальные зоны подразделяются на шесть тектонических районов первого порядка, отличающихся друг от друга дислоцированностью и характером взаимоотношений основных структурных ярусов, а также интенсив-

ностью проявлений магматической деятельности. Эти районы, вместе с тектоническими структурами второго порядка и наложенными в четвертичное время вулканическими поясами, показаны на рис. 14.

Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона

Выше уже указывалось, что к олигоцену в результате дифференцированных движений наметилось подразделение Восточно-Камчатской зоны на два крупных прогиба (Центральный и Восточный Камчатские) и две зоны поднятий (Восточный Камчатский антиклинорий и полуострова восточного побережья). Выровненная к концу плиоцена поверхность Восточно-Камчатской зоны в четвертичное время в общем также испытывала подъем. Наиболее интенсивное поднятие (до 1000—1500 м) характерно для Восточного Камчатского антиклинория, ныне представляющего высокий Восточный хребет. В восходящее движение были вовлечены также вулканические полуострова восточного побережья и большая часть Восточного Камчатского прогиба. Здесь при подъеме за четвертичное время на 500—1000 м образовался горный сильнорасчлененный рельеф. Значительно отстают в восходящем движении или опускаются Центральный Камчатский прогиб и молодые наложенные межгорные впадины Восточного Камчатского прогиба. И в новейшее время Восточно-Камчатская зона испытывает сложную динамику движения. Берега о-ва Камчатский, участки берега от с. Горбуша до м. Крюгера и к югу от Авачинской губы воздымаются. В отдельных бухтах скорость выдвигания берега до 0,4—0,8 м в год. Опускается, по-видимому, побережье прол. Литке, а также район г. Усть-Камчатска. О сложности смены участков с вертикальными движениями различных знаков свидетельствует п-ов Шипунский. В его пределах восточный берег сильно абрадируется и отступает со скоростью до 5—8 м в год при высоте береговых обрывов до 150—200 м. Юго-западное побережье полуострова активно поднимается и происходит интенсивная абразия выступающего подводного берегового склона.

С нижнечетвертичного и по настоящее время на территории Восточного и Центрального Камчатских прогибов, а также в пределах Восточного Камчатского антиклинория (район г. Тумрок) проявляется активная вулканическая деятельность. Формируется Восточный вулканический пояс, образование которого связывается с развитием примыкающего к Восточной Камчатке молодого геосинклинального прогиба — Курило-Камчатской океанической впадины. Последняя является главным сейсмическим поясом района и характеризуется землетрясениями силой в 9 баллов.

Ниже приводится краткое описание тектонических районов первого порядка, расположенных в Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне.

Восточный Камчатский антиклинорий занимает осевое положение в Восточно-Камчатской зоне. Он протягивается в северо-восточном направлении от широты г. Петропавловска-Камчатского до п-ова Озерной. Его продолжением к северо-востоку являются горные сооружения о-ва Карагинский. Сложен антиклинорий преимущественно верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми и осадочными породами, смятыми в крутые линейные, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания, осложненные надвигами и сбросами. С ними контактируют, по-видимому, по надвигам, сильнодислоцированные палеоген-нижнемиоценовые отложения. Более молодые неогеновые отложения выпол-

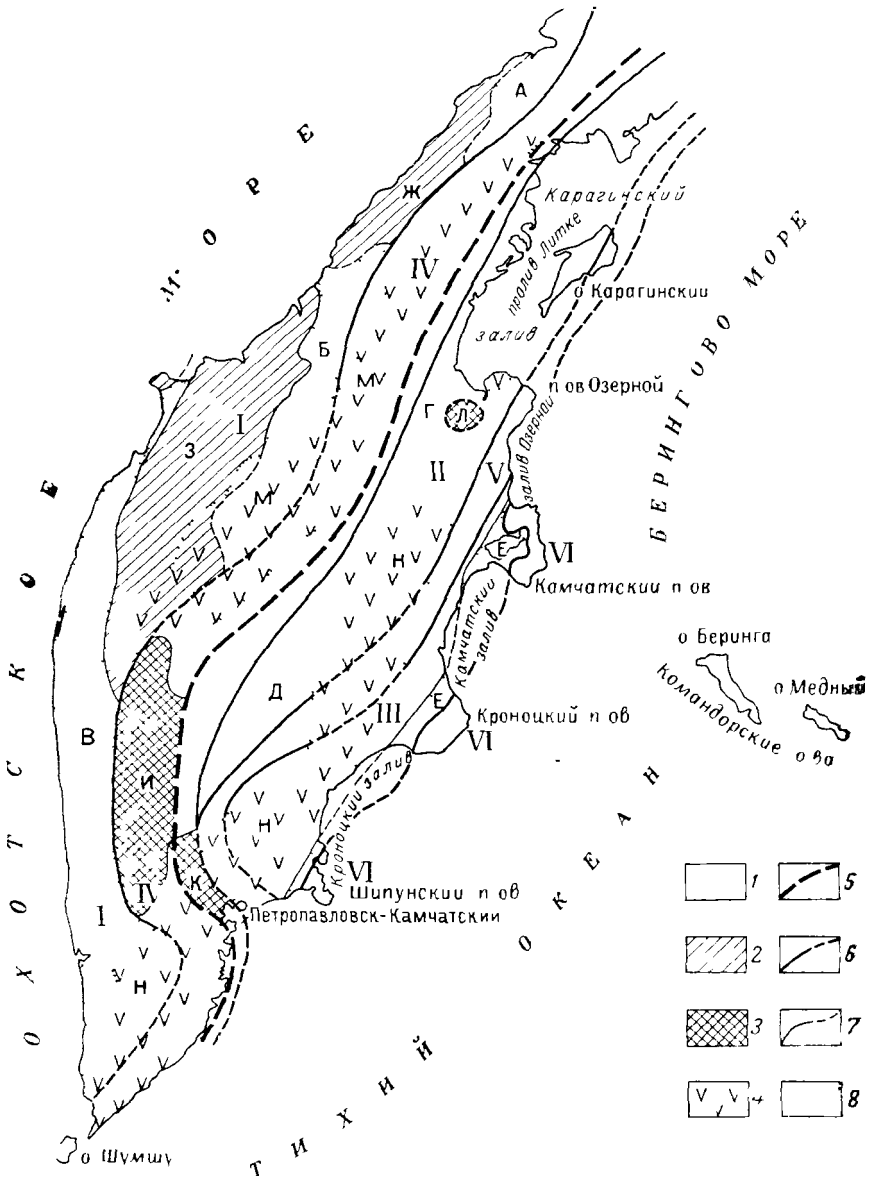


Рис. 14. Схема тектонического районирования Камчатки (по Г. М. Власову, В. Г. Васильеву и др.)
Структуры первого порядка Прогибы I — Западный Камчатский, II — Центральный Камчатский, III — Восточный Камчатский. Зоны поднятий IV — Камчатско-Корякский, V — Восточный Камчатский, VI — вулканических полуостровов восточного побережья. **Структуры второго порядка и наложенные вулканические пояса** 1 — впадины (А — Парапольская, Б — Паланская, В — Большерецкая, Г — Озерновская, Д — Козыревская, Е — Тюшевская), 2 — поднятия (Ж — Княжильское, З — Тигильское), 3 — выступы древних пород (И — Срединный Камчатский, К — Ганальский, Л — Хавыевский), 4 — наложенные вулканические пояса (М — Срединный, Н — Восточный), 5 — предполагаемый Центрально-Камчатский глубинный разлом. Границы 6 — структур первого порядка, 7 — структур второго порядка, 8 — наложенных вулканических поясов.

няют межгорные впадины типа грабенов. С северо-запада антиклинорий на значительном протяжении ограничен крутопадающим разломом, на юго-востоке верхнемеловые породы антиклинория надвинуты на неогеновые.

Зона поднятий вулканических п-овов Шипунский, Кроноцкий, Камчатский имеет четкое северо-восточное простираие и ограничивает с востока Восточный Камчатский прогиб, местами непосредственно контактируя с его породами, местами отделена от него узкими наложенными прогибами, выполненными осадочными образованиями неогена Структура полуостровов очень сложная Простираие верхнемеловых и олигоцен-нижнемиоценовых пород меняется от северо-восточного до северо-западного, они разбиты массой разломов различного направления Слоистые туфогенные породы смяты в крутые, часто опрокинутые складки Для вулканогенных толщ, преобладающих в разрезе, а также для позднеогеновых пород, выполняющих наложенные прогибы и межгорные впадины, более характерны пологие складки

Центральный Камчатский прогиб располагается к западу от Восточного Камчатского антиклинория и представляет собой крупную унаследованную синклинальную структуру, сложенную палеогеновыми и неогеновыми породами На большей части площади прогиб прикрыт мощными четвертичными образованиями, поэтому его глубинное строение не выяснено Верхнемеловые отложения, слагающие его фундамент, смяты в крутые складки, а палеогеновые и неогеновые образуют крупные пологие складки К северу от влк Шивелуч структура прогиба прерывается поднятием верхнемеловых и палеоген-нижнемиоценовых пород Южная часть прогиба, территориально совпадающая с Центрально-Камчатской депрессией, носит название Козыревской впадины; к северу от поднятия располагается Озерновская впадина Последняя еще далее к северо-востоку переходит в синклинальную депрессию прол Литке В восточной части Озерновской впадины размещается Хавывенский массив метаморфических пород — выступ древнейших структур Камчатки

Восточный Камчатский прогиб располагается между Восточным Камчатским антиклинорием и зоной поднятий вулканических полуостровов Он заложен одновременно с Центральным Камчатским прогибом, однако отличается от него исключительно сильной дислоцированностью пород основного структурного яруса (олигоцен — нижний миоцен), имеющего мощность до 6000—7000 м Узкие, крутые, очень протяженные складки богачевской серии имеют северо-восточное простираие, часто опрокинуты на юго-восток и разбиты многочисленными крутопадающими надвигами С верхнемеловыми породами отложения богачевской серии контактируют по надвигу Второй структурный ярус прогиба представлен пологоскладчатыми отложениями среднего миоцена (тюшевская серия), сильнонарушенными лишь у тектонического контакта с породами богачевской серии Эти породы слагают Тюшевский наложенный прогиб второго порядка Свойственные богачевской серии сильная трещиноватость пород, многочисленные внутрипластовые подвижки, зоны перетирания и брекчирования обычно отсутствуют в тюшевской серии К третьему структурному ярусу относятся почти горизонтально залегающие отложения верхнемиоцен-плиоценового возраста, слагающие центральную часть Тюшевского прогиба и некоторые межгорные впадины В последних плиоценовые слабосцементированные и несцементированные осадки постепенно переходят в четвертичные рыхлые отложения Для палеоген-неогеновых отложений характерно резкое возрастание содержания вулканического материала по мере приближения к полуостровам восточного побережья

Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона

На большей части своего протяжения зона представляет собой пологий антиклинорий, по форме приближающийся к сводовому поднятию, осложненный горстово-глыбовыми движениями. На тектонических схемах он именуется Камчатско-Корякским антиклинорием. Последний включает Центрально-Камчатскую вулканическую зону, сложенную нацело вулканогенными породами верхнего мела и кайнозоя, и два выступа древнейших структур Камчатки — Срединного Камчатского и Ганальского массивов метаморфических пород (см. рис. 14).

Срединный Камчатский массив расположен в южной части Срединного хребта и представляет глыбу сильнодислоцированных метаморфических пород, ограниченную разломами и облекаемую более молодыми образованиями, что обуславливает общий антиклинальный характер структуры. Метаморфические породы в северной части массива слагают две протяженные антиклинальные складки, в ядрах которых располагаются гнейсы колпаковской серии. Синклиналь, разделяющая эти антиклинали, имеет северо-западное простирание и сложена палеозойскими (?) образованиями. В южной части массива имеется еще одна антиклинальная складка. Вдоль осей антиклиналей распространены довольно крупные гранитоидные интрузии. К западу и востоку от массива развиты верхнемеловые породы, которые смяты в мелкие, крутые, иногда опрокинутые складки, имеющие общее простирание, параллельное границам массива. Контакты древних пород с верхнемеловыми в большинстве случаев сопровождаются зонами смятия и цепью выходов верхнемеловых и палеоген-неогеновых гранитоидов. Ганальский массив отходит от южной части Срединного Камчатского массива в юго-восточном направлении и структурно представляет собой продолжение одной из его антиклинальных складок, имеющей северо-западное простирание. Породы, слагающие Ганальский массив, местами образуют простые складки северо-западного простирания с углами падения крыльев $30-45^\circ$, участками смяты в крутые и опрокинутые складки, осложненные сбросами и надвигами. Массив ограничен разломами, по которым древние породы соприкасаются с верхнемеловыми и палеоген-неогеновыми образованиями. Ось антиклинальной складки контролируется цепью гранитоидных интрузий и выходов наиболее древних пород протерозоя (?) и погружается в юго-восточном направлении.

В пределах Центрально-Камчатской вулканической зоны можно выделить пять участков, несколько отличающихся по тектоническим условиям. Для наиболее северного участка (от р. Анапки до р. Хайлюли) характерно «мозаичное» строение. Блоки верхнемеловых сильнодислоцированных пород по разломам контактируют с блоками потогодислоцированных вулканогенных неогеновых образований, а простирание вулканической зоны здесь фиксируется цепью выходов интрузий. Антиклинальная структура центрального участка антиклинория, примыкающего с севера к Срединному Камчатскому выступу древних пород, проявляется пологим падением вулканогенных неогеновых образований на юго-восток и северо-запад от водораздела Срединного хребта. Ось антиклинория несколько сдвинута к юго-востоку от этого водораздела, она фиксируется выходами олигоцен-нижнемiocеновых пород в глубоких долинах рек на восточном склоне хребта, а также в горстовых поднятиях Быстринского и Козыревского хребтов. Эти же породы, следуя подъему шарнира структуры, широко обнажаются на юге участка. Все палеоген-неогеновые образования смяты в складки северо-восточного простирания с углами падения $10-30^\circ$, реже (у разломов) до

40—60°. На центральном участке хорошо прослеживается глубинный разлом (см. рис. 14), который сопровождается мелкими оперяющими разломами. Вдоль нарушений располагаются гидротермально измененные образования, многочисленные интрузивные тела, наблюдается смещение пород и зоны брекчирования. На участке антиклинория, прилегающем к восточной границе Срединного Камчатского массива, простираются верхнемеловых и палеоген-неогеновых пород, а также глубинного разлома следует простиранию массива. Здесь особенно сильно дислоцированы верхнемеловые породы, углы падения крыльев складок в которых обычно превышают 45—60°. Цепь молодых интрузивов и гидротермально измененные породы сосредоточены у границы Срединного Камчатского массива, однако они встречаются и в самом массиве. Далее, к юго-востоку, на Малко-Петропавловском участке, простираются складок наиболее крупных разломов и связанных с ними цепочек интрузивных тел меняется с меридионального на юго-восточное. Такую же ориентировку принимают и геоморфологические элементы района — хребет Южно-Быстринский, тектоническая депрессия р. Авачи, подводные хребты и желобообразные углубления в прилегающей части Тихого океана. Характерными структурными образованиями являются грабены крупных долин рек Прав. Быстрой, Паратунки, Плотниковой, заложенные в древнечетвертичное время и выполненные рыхлым обломочным материалом. Южный участок представляет собой отчетливо выраженную антиклинальную структуру (Южно-Камчатский антиклинорий), разбитую крупными разломами северо-восточного, широтного и северо-западного направлений. Ось антиклинория примерно совпадает с берегом Тихого океана.

В четвертичное время Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона испытывала сводово-глыбовые поднятия и оформилась на всем протяжении в сильно расчлененную горную страну. На 1000—1500 м поднялась северная часть современного Срединного хребта, а некоторые блоки (Козыревский хребет, Лесновское поднятие) воздвинулись на 1500—1800 м. На 500—1000 м поднялись Срединный Камчатский и Ганальский массивы, а также южная часть зоны, прилегающая к Тихому океану.

На площади антиклинория в четвертичное время оформились две вулканические зоны. К северу от Срединного Камчатского массива располагается Срединный наложенный вулканический пояс. Здесь выросли крупные щитовые и стратовулканы, еще далее к северо-востоку сформировался грандиозный вулканический хребет — современный водораздел Срединного хребта. На южной, прилегающей к Тихому океану части Камчатско-Корякского антиклинория, разместилась активная вулканическая зона Восточного вулканического пояса. В Срединном вулканическом поясе извержения лав прекратились в голоценовое время и лишь на влк. Ичинская Сопка сохранилась слабая фумарольная деятельность. Формирование Восточного вулканического пояса продолжается и в настоящее время. Близостью активно развивающейся Курило-Камчатской впадины определяется повышенная сейсмичность южной части Камчатско-Корякского антиклинория, где возможны землетрясения силой 8—9 баллов. Остальная часть антиклинория относится к зоне с землетрясениями силой 6—7 баллов.

Западно-Камчатская структурно-фациальная зона

Зона представляет собой крупный прогиб, выполненный кайнозойскими образованиями. Последние делятся на четыре структурных яруса. Первый ярус включает верхнемеловые интенсивно дислоцирован-

ные породы, собранные в складки северо-восточного простирания с углами падения на крыльях от 30 до 70—80°, которые, в свою очередь, осложнены мелкой складчатостью и крупными продольными сбросами и надвигами. Второй структурный ярус сложен вулканогенными и осадочными породами палеогенового и ниже-среднемиоценового возраста. Наиболее нарушены отложения этого яруса в Тигильском районе, где развиты асимметричные складки, иногда опрокинутые, разбитые надвигами. Местами между палеогеновыми и миоценовыми отложениями отмечается несогласие; последние более умеренно дислоцированы. Третий ярус представлен пологодислоцированными верхнемиоцен-плиоценовыми отложениями. Для этих отложений разрывные нарушения не характерны. Четвертый структурный ярус составляет четвертичные морские и континентальные отложения, в северной и южной частях прогиба формируются горизонтально залегающие вулканогенные толщи Срединного и Восточного наложенных вулканических поясов.

В пределах Западного Камчатского прогиба выделяется пять тектонических структур второго порядка (см. рис. 14): Тигильское поднятие в структурном отношении представляет серию кулисообразно расположенных узких антиклинальных зон меридионального и северо-восточного простирания, сложенных палеогеновыми и ниже-среднемиоценовыми породами, соприкасающихся по разломам или разделенных узкими синклиналиями, выполненными породами неогена. В ядрах антиклинальных структур располагаются горсты верхнемеловых пород. Кинкильское поднятие находится на продолжении восточной антиклинальной ветви Тигильского поднятия. Здесь, на выходах палеогеновых и верхнемеловых пород, приуроченных к тектоническим блокам и сводам антиклинальных складок, несогласно залегает мощная (до 2500 м) толща вулканогенных образований ниже-среднемиоценового возраста. Паланская и Паропольская впадины сложены верхнемиоценовыми отложениями, смятыми в пологие складки северо-восточного простирания. Большерецкая впадина, протягивающаяся к югу от Тигильского поднятия вдоль берега Охотского моря, характеризуется преимущественно моноклинальным падением мощной толщи неогеновых отложений на юго-запад под углами от 3—5 до 10—15°.

В четвертичное время территория Западно-Камчатской структурно-фациальной зоны испытывала незначительные в целом колебательные движения. Восходящие движения преобладали над нисходящими в северной части прогиба, где сформировались денудационные всхолмленные равнины, а местами (Кинкильское поднятие) и низкорослый расчлененный рельеф. В настоящее время скорость воздымания в районе Кинкильского поднятия достигает 4 см в год. В южной части прогиба, на площади Большерецкой впадины, преобладали нисходящие движения. Здесь накопились континентальные отложения мощностью до 160 м и более. Медленное опускание западного побережья полуострова происходит и сейчас, причем на некоторых его участках отступление берега достигает 0,5 и даже 2 м в год. Сейсмичность Западно-Камчатской зоны оценивается силой землетрясений в 6—7 баллов.

Большая Курильская гряда

Находясь на продолжении Камчатско-Корякского антиклинория, Большая Курильская гряда сохраняет некоторые особенности его строения. Входя в состав внутренней островной дуги, гряда представляет антиклинальное поднятие, оформленное в виде горного хребта северо-восточного простирания. Палеоген-неогеновые вулканогенные и

вулканогенно-осадочные породы северных островов гряды имеют сходство с вулканогенными толщами юго-восточной Камчатки. Нижний структурный ярус палеоген-неогеновых пород представлен олигоцен-нижнемиоценовой эффузивно-туфогенной толщей. Породы смяты в складки преимущественно северо-восточного простирания с углами падения крыльев до $35-70^\circ$, разбиты многочисленными разломами, к которым приурочены интрузии гранитоидов и зоны гидротермально измененных пород. Более спокойными условиями залегания и отсутствием региональных проявлений гидротермального метаморфизма отличаются среднемиоценовые туфогенно-осадочные отложения Итурупской серии. Вулканогенные породы плиоценового возраста, при общей пологой складчатости, местами смяты в складки второго порядка с углами падения крыльев до $15-25^\circ$ и нарушены разломами.

В конце плиоцена ослабление вулканической деятельности и отсутствие резких тектонических движений способствовали, как и на Камчатке, выравниванию рельефа, и к началу четвертичного времени от о-ва Хоккайдо до Камчатки, вероятно, протягивалась более или менее ровная поверхность суши, разделенная несколькими проливами. В последующем произошло поднятие дуги, наиболее интенсивное в ее северной и южной частях. Поднятие сопровождалось расколами и трещинными излияниями лав основного и среднего состава. В четвертичное время на Большую Курильскую гряду наложился молодые вулканические процессы. Образование цепи активных вулканов происходило одновременно с формированием Восточного вулканического пояса Камчатки и связывается с развитием Курило-Камчатской глубоководной океанической впадины. Дальнейшие поднятия и опускания образовавшейся гряды островов в четвертичное время были более или менее одинаковыми на всем протяжении гряды. На Большой Курильской гряде отмечаются проявления четвертичной вулканической тектоники в виде кольцевых и радиальных разломов, которые привели к образованию кальдер и секторных грабенов. По сейсмичности Курильские острова относятся к зоне с 9-балльной силой землетрясений.

Малая Курильская гряда

Эта гряда островов является продолжением Восточного Камчатского антиклинория и вместе с ним и подводным хр. Витязь составляет внешнюю островную дугу. Юго-западным окончанием служит п-ов Немто на о-ве Хоккайдо. Малая Курильская гряда существенно отличается по своему строению от Большой Курильской гряды. В частности, здесь развиты верхнемеловые породы, отсутствуют неогеновые осадочные породы и действующие вулканы. Структура Малой Курильской гряды представляет часть антиклинальной складки северо-восточного простирания, в ядре которой выходят верхнемеловые породы, а на юго-восточном крыле — палеогеновые. Северо-западное крыло структуры, по-видимому, опущено и абрадировано.

Нижний структурный ярус, представленный верхнемеловыми породами матакотанской и малокурильской свит, характеризуется местным несогласием между этими свитами. При общем их одинаковом северо-восточном простирании нижняя падает на юго-восток под углом $20-22^\circ$, верхняя — под углом $8-10^\circ$. В начале палеогена по расколу происходило внедрение и излияние андезитовой магмы. Образовавшаяся в палеогене эффузивно-пирокластическая толща была собрана в складки того же северо-восточного простирания, что и верхнемеловые породы, но несколько более пологие. Толща обильно инъецирована по

расколам дайками андезитов и базальтов, от подстилающих пород отличается меньшим распространением гидротермально измененных образований. В дальнейшем происходило поднятие, и, начиная с неогена, острова Малой Курильской гряды становятся областью денудации и сноса. Возможно, в нижнечетвертичное время происходило излияние лав в юго-восточной части о-ва Шикотан (горы Наторе и Томари). Новейшая тектоника проявляется в опускании юго-восточной и поднятии северо-западной частей о-ва Шикотан. Малая Курильская дуга относится к зоне с 9-балльными землетрясениями.

Командорские острова

Оба острова, Беринга и Медный, представляют собой крупные антиклинальные складки северо-западного простирания и принадлежат к единой тектогической структуре Алеутской островной дуги. На о-ве Медный от разрушения сохранилась только присводовая часть складки и ее юго-западное крыло, сложенные породами верхнего олигоцен-миоцена (командорская серия). На большей части острова наблюдается юго-восточное погружение структуры. Углы падения пластов на крыльях структуры составляют $35-40^\circ$, в присводовой части структуры они уменьшаются до $10-20^\circ$. Крыло и свод складки нарушены рядом разломов субширотного и северо-восточного простирания. Породы командорской серии имеют тектонический контакт с плиоценовыми вулканогенными образованиями. Потоки и покровы эффузивов и туфов, залегающие горизонтально и пологонаклонно, перекрывают южную часть антиклинальной структуры о-ва Медный. Северную часть острова занимает крупная экстружия липаритов.

Складчатая структура о-ва Беринга вырисовывается менее отчетливо. Южная и центральная части острова также представляют собой периклинали крупноантиклинальной структуры северо-западного простирания, в которой сохранились от разрушения присводовая часть и одно из крыльев. В отличие от о-ва Медный, антиклиналь погружается в северо-западном направлении. Сложена структура в основном туфогенными породами верхнего олигоцен-миоцена. Присводовая часть антиклинальной структуры располагается, видимо, вдоль юго-западного побережья острова. Преобладающее падение пород здесь северо-западное, реже север-северо-западное, углы падения обычно невелики ($8-10^\circ$), более крутое падение пород отмечается в локальных зонах смятий. В водораздельной части острова падение постепенно меняется на северное и северо-восточное, а на северо-восточном побережье отмечается устойчивый наклон пластов к северо-востоку. На погружении структуры в центральной части острова расположен крупный синклинальный прогиб, представляющий собой широкую корытообразную впадину, ось которой, по-видимому, имеет простирание, близкое к широтному. Впадина сложена миоценовыми отложениями. Углы падения на крыльях прогиба невелики и лишь в редких случаях достигают $15-20^\circ$, обычно же не превышают $8-10^\circ$, а в центральной части прогиба породы залегают практически горизонтально. Общую спокойную структуру прогиба нарушают разломы субширотного простирания. Самую северную часть острова опять слагают верхнеолигоценные эффузивы, падающие в общем к юго-востоку, реже к югу, т. е. под туфогенные породы миоцена, слагающие прогиб. С позднемиоценовыми складчатыми движениями следует связывать образование разломов общего северо-западного простирания. К ним, вероятно, приурочены внедрения и излияния лав андезитов и андезито-дацитов. Эта вспышка вулканизма в плиоцене проявилась только на о-ве Медный. Излияние лав сопро-

вождалось внедрением небольших интрузивов диоритового состава, обнажающихся на м. Черный. Поствулканической гидротермальной деятельностью обусловлено образование довольно обширных зон гидротермально измененных пород, также пространственно связанных с разломами северо-западного простираания. Глыбовыми движениями по этим разломам определяется в значительной степени современная конфигурация островов.

В четвертичное время складчатые структуры Командорских островов были разбиты крупными разломами субширотного и северо-восточного простираания, которые оказали большое влияние на формирование очертаний береговой линии рельефа островов. В начале четвертичного времени вся площадь Командорских островов вышла из-под моря. Отдельные этапы поднятий отразились в современном рельефе высокими (до 200 м) морскими террасами. В настоящее время остров испытывает новое поднятие, сопровождающееся интенсивной эрозией и абразией берегов. Командорские острова относятся к зоне с 9-балльными землетрясениями.

Глава 5

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

На Камчатском полуострове 28 действующих вулканов. Все, кроме одного, сосредоточены в Восточном вулканическом поясе. На Курильских островах, по последним данным 37 действующих вулканов (Горшков, 1967). Однако это лишь небольшая часть общего количества вулканических построек региона. Наиболее многочисленную группу (более 400) составляют потухшие вулканы. Если же учитывать и все мелкие одноактные вулканы (шлаковые и лавовые конусы районов аркального вулканизма и подобные конусы на склонах крупных вулканов), то общее количество вулканических сооружений составит несколько тысяч. Отложения вулканогенных пород четвертичного возраста (лавы, игнимбриты, туфы различного состава, вулканический песок, переотложенные пирокластические образования) перекрывают 45% Камчатского п-ова.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

По классификации В. И. Влодавца (1959), вулканические сооружения разделяются на слагающие положительные формы рельефа («положительные») и слагающие отрицательные формы рельефа («отрицательные»). К группе *положительных* вулканических структур относятся лавовые нагорья (плато), щитовые вулканы, стратовулканы, шлаковые конусы, экструзии; к *отрицательным* — вулcano-тектонические депрессии и кальдеры.

Различают три вида лавовых нагорий.

1. Древнечетвертичные лавовые плато образовались в результате трещинных излияний или являются фрагментами крупных щитовых вулканов. Плато расчленены глубокими эрозионными врезами на блоки в несколько километров в поперечнике и представляют собой «столовые» горы или изрезанные каньонами нагорья с крутыми склонами и горизонтальной или слабонаклонной (5—7°) поверхностью, обычно покрытой почвенным слоем и элювием. После таяния снега поверхность лавовых плато становится совершенно безводной.

2 Игнимбритовые покровы занимают огромные площади вокруг кальдер и кольцевых структур. По условиям обводненности сходны с древнечетвертичными плато, но их расчлененность, мощность и водопроницаемость несколько меньше. Водопроявления в игнимбритовых покровах чаще всего связаны с прослоями неспекшегося туфового материала и зонами тектонической трещиноватости. В пределах игнимбритовых покровов почти нет поверхностных водотоков.

3 Лавовые равнины районов современного или верхнеплейстоценового ареального вулканизма отличаются наибольшим своеобразием геологического строения. Мощность лавовых покровов относительно невелика. Покровы представляют собой слабонаклонные нерасчлененные врезам равнины с очень неровной глыбовой поверхностью, над которой возвышаются многочисленные шлаковые конусы.

Равнины сложены отдельными, примыкающими друг к другу глыбовыми потоками базальтовой и андезито-базальтовой лавы. Поверхность свежих потоков представляет собой беспорядочное нагромождение лавовых обломков и шлаков. На более древних потоках поверхность выровнена, и из-под почвенно-пирокластического чехла торчат лишь отдельные глыбы причудливой формы. Лавовые потоки обычно берут начало у подножий шлаковых конусов и стекают по понижениям в рельефе (долины рек, ручьев, овраги, желоба более древних потоков и т. д.). Длина отдельных потоков достигает 19 км (в долине р. Опала), ширина до 2 км. Для потоков глыбовой лавы характерна желобообразная форма — высокие боковые валы поднимаются над просевшей средней частью и над подстилающей поверхностью.

Поток глыбовой лавы движется своей средней частью, а по бокам скатываются охладившиеся с поверхности глыбы, перемолотый материал, иногда отваливается застывшая стенка потока. Так образуется бортовой вал из отдельных глыб, сваренных на некоторой глубине в сплошную массу. При уменьшении притока свежих порций лавы внутренняя часть потока продолжает вытекать, одновременно врезаясь в подстилающий субстрат. Так образуется лавовое русло в берегах боковых глыбовых валов. В дальнейшем подвижной остается лишь самая внутренняя часть потока, в его теле образуются каверны, тоннели и другие пустоты, кровля потока трескается и оседает. При движении расплава в подошве потока и на его внутренних бортах образуется монолитная корка переплавленной заглаженной породы. По-видимому, такие корки становятся водонепроницаемыми. Напротив, внешние части боковых валов, растрескавшаяся кровля потока и заполненные обрушившимися глыбами тоннели и пустоты характеризуются очень высоким водопроницаемостью.

Глыбовые лавовые потоки характерны для многих современных извержений. Механизм образования раннечетвертичных лавовых плато и щитообразных вулканов был, видимо, иной — изливались более жидкие лавы.

Щитовые вулканы. Эти вулканы являются самыми древними из сохранившихся в рельефе вулканических образований центрального типа. Они возникли предположительно в раннем или среднем плейстоцене и представляют собой распластанные базальтовые или андезито-базальтовые конусы диаметром до 20—30 км и высотой над подножием 1—1,5 км, крутизна склонов — от 5° у подножья до 19° у вершины (Мелекесцев, 1965).

Наибольшее распространение щитовые вулканы получили в Среднем хребте (рис. 15). Там они являются преобладающим типом вулканических построек (Огородов, Кожемяка, 1967).

Многие щитовые вулканы сильно разрушены. От них остались лишь острые звездообразно расходящиеся гребни, разделенные широкими долинами, обработанными ледниками. К ним относятся, например, вулканы Ипелька, Шмидта, Жупановская Сопка. Центральные

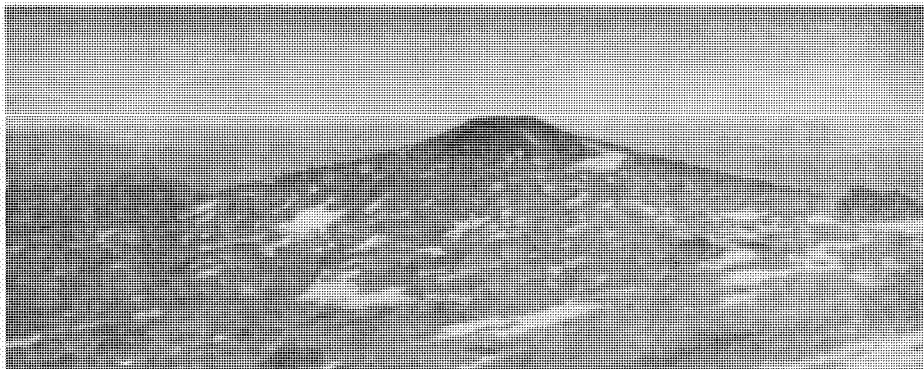


Рис. 15. Щитовой влк. Междусопочный в Срединном хребте (фото Н. В. Огородова).

части вулканов сохранили следы мощной фумарольной деятельности. Такие постройки благоприятны для формирования интенсивного поверхностного стока.

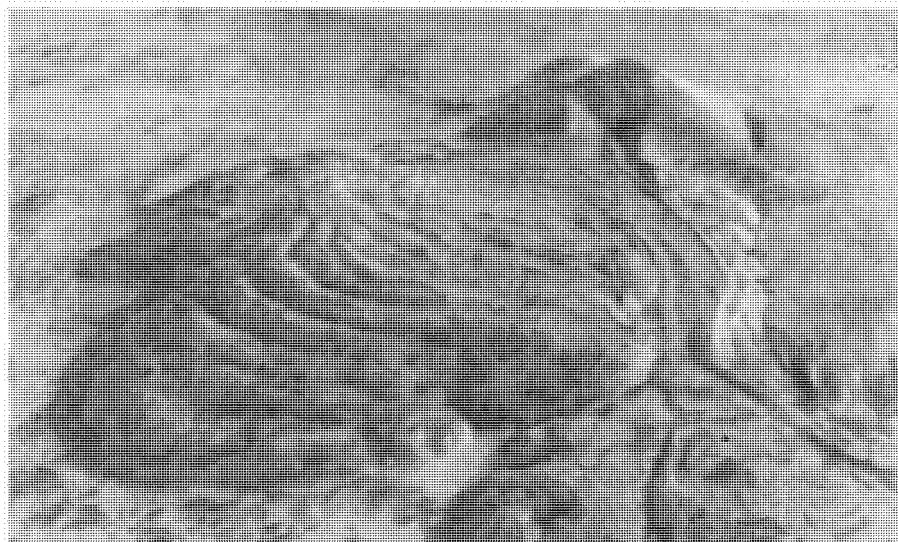


Рис. 16. Отдельный лавовый поток на склоне Явинского вулкана (фото В. М. Сугрובה).

Шлаковые конусы. Это, как правило, небольшие вулканические аппараты, возникшие в результате одноактных эксплозивных извержений базальтового или андезито-базальтового материала. Многие шлаковые конусы сопровождаются лавовыми потоками (рис. 16), вытекающими чаще всего у их подножий. При этом часть конуса разрушается и постройка приобретает форму подковы. Типичные для шлаковых конусов потоки описаны выше.

Шлаковые конусы бывают связаны либо с ареальной вулканической деятельностью, либо с эксцентрическими извержениями стратовулканов. Часто они расположены линейно, иногда сливаются основаниями, трассируя тектонические трещины (рис. 17). Максимальная высота шлаковых конусов около 300 м, диаметр до 1,5 км, объем до 1 км³ (Мелекесцев, 1965).

Экструзии. Экструзивные купола разной формы и состава — довольно частое явление в Восточной вулканической зоне. Состав экструзий — от андезитового до липаритового, возраст — от миоценового до современного. Наиболее крупные экструзии достигают размеров 5—7 км в поперечнике. Небольшие экструзивные тела, обычно андезитового состава (рис. 18), осложняют строение крупных стратовулканов, располагаясь на кольцевых или радиальных разломах, экструзии часто наблюдаются и на вершине (андезитовый обелиск влк. Корякская Сопка, растущий дацитовый купол влк. Безымянного).

Стратовулканы. Стратовулканы — «собирательное» понятие, охватывающее все полигенные вулканы, построенные из лавовых потоков и накоплений рыхлого материала» (Риттман, 1967, стр. 190).

Большинство стратовулканов андезитовые или андезито-базальтовые. Многие, но далеко не все, имеют классическую форму слабо-вогнутого конуса (крутизна склонов у вершины 30—35°, в средней части около 20°, у основания до 10°). Относительная высота их колеблется от 500 до 3500 м; диаметр — от 2 до 16 км; объем конуса — от 2 до 100 км³ (Ключевская Сопка).

Нередко крупные вулканические массивы состоят из слившихся, расположенных рядом разновозрастных конусов, которые отличаются не только по возрасту и размерам; в них могут быть разные соотношения между лавовым и пирокластическим материалом и разный состав пород — от базальтов до липаритов (рис. 19). Примером таких сложных вулканических массивов служат вулканы Бол. Семлячин, Жупановская Сопка, Горелая Сопка, Эбеко.

Важной индивидуальной особенностью стратовулканов является количественное соотношение лавового и пирокластического материала, слагающего постройку, характеризующееся коэффициентом эксплозив-



Рис. 17. Цепочка шлаковых конусов на вулканическом плато в р-не влк. Крашенинникова (фото В. В. Подтабачного)

ности (E) — процентным отношением рыхлого материала ко всему изверженному (Риттман, 1967). Для шлакового конуса влк Авачинская Сопка, например, $E=60-70$ (Штейнберг, Зубин, 1963). Высокий коэф-



Рис 18 Дацитовый экструзивный массив голоценового возраста «Дикий Гребень» (На заднем плане влк. Камбальный)

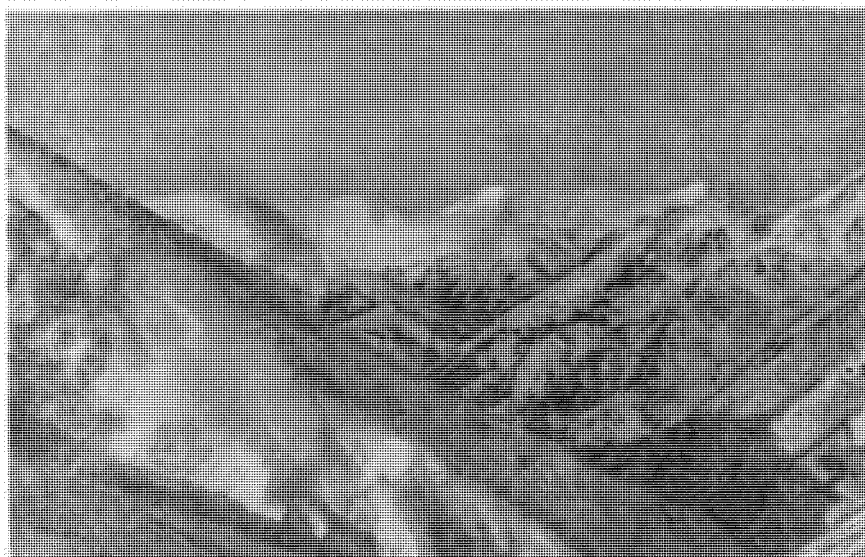


Рис 19 Вулканы Срединного хребта (фото Е. Муравьева)

фициент эксплозивности характерен для большинства голоценовых вулканов. Известно довольно много вулканов с $E=50\%$. Все они доголоценовые, сильноразрушенные ледниками. В сохранившихся гребнях между карами видны мощные потоки лавы.

Весьма существенный отпечаток на морфологию вулканической постройки накладывает возраст. Голоценовые вулканы, и особенно действующие, слабо изменены денудацией, т. е. преобладает вулканическая аккумуляция. Интенсивное разрушение постройки начинается при ослаблении вулканической деятельности. Примерами таких незеродированных построек могут служить вулканы Мал. Семлячик, Горелая Сопка, Карымская Сопка, молодой конус Авачинской Сопки. На вершинах этих вулканов находятся хорошо выраженные кратеры. Конусы более древних вулканов имеют ребристую поверхность — они прорезаны барранкосами на глубину до 200 м. Типичными представителями таких вулканов являются Кроноцкая Сопка, Корякская Сопка, Опала. Наконец, от вулканов средне-верхнего плейстоцена сохранились лишь сильноразрушенные постройки, состоящие из острых скалистых гребней (Ааг, Арнк, Зубчатка), расчлененные долинами, заканчивающимися в верховьях ледниковыми карами.

Отрицательные вулканические структуры (кальдеры, соммы, вулкано-тектонические депрессии и грабены) образуются при проседании блоков земной коры, обусловленном вулканическими и вулкано-плутоническими явлениями и в результате взрывов. Принято считать, что кальдеры возникают в результате сильных эксплозивных извержений, сопровождающихся выбросами больших масс эндогенного материала (в основном пемз и игнимбритов), во время которых происходит частичное опустошение магматической камеры, находящейся под вулканом. При этом центральная часть вулканической постройки теряет опору, расчленяется на блоки системой кольцевых и радиальных разломов и проседает. Если цоколь вулкана разделен сбросами на глыбы и сектора, то опускание может произойти по этим сбросам и образует вулканические грабены, которые могут усложнять строение кальдер или существовать самостоятельно.

В результате опускания крупных блоков пород, вызванного перераспределением масс в недрах, образуются и простирающиеся порой на десятки километров вулкано-тектонические депрессии. Они представляют собой ограниченные системой параллельных сбросов желоба, заполненные вулканогенным материалом.

Все перечисленные структуры имеют вулкано-тектоническое происхождение, т. е. образованы в результате или при участии тектонических подвижек, вызванных вулканическими процессами. Многие исследователи склонны объяснять их образование вулкано-плутоническими явлениями.

Кальдеры. В Восточной вулканической зоне насчитывается 10 хорошо выраженных крупных кальдер и ряд неясных кальдероподобных структур. Несколько небольших кальдер известно в Срединном хребте, на вершинах щитовых вулканов. На Курильских островах насчитывается до 10 четко выраженных кальдер. Для большинства из них имеются лишь самые схематические описания, касающиеся в основном морфологии построек и петрографии слагающих их пород (Святловский, 1959, б; Заварицкий, 1955; Горшков, 1967; Мархинин, 1961, 1967, а).

Большая часть кальдер Восточной вулканической зоны образовалась в верхнем плейстоцене, в период повсеместной активизации кислого вулканизма. Со всеми без исключения кальдерами этого района связаны туфо-игнимбритовые и пемзовые покровы. Слагающий их материал был выброшен при кальдерообразовании. При возникновении крупной кальдеры выбрасывается от нескольких десятков до сотен кубических километров пирокластики — игнимбритовый и пемзовый материал (Мелекесцев, 1965; Брайцева и др., 1965; Кирсанов, 1964). Пло-

щадь слагаемых им покровов измеряется тысячами квадратных километров.

Кальдеры располагаются на вершинах щитовых вулканов или в пределах кольцевых структур. Это округлые чаши диаметром до 10 км и более, с неровным дном и обрывистыми бортами высотой иногда более 300 м. На дне кальдер часто возникают молодые вулканы, шлаковые конусы, воронки, взрывы, фумарольные поля, горячие и холодные озера (рис. 20). Здесь берут начало некоторые реки (например, р. Шумная в кальдере Узон, р. Озерная в кальдере Курильского озера).

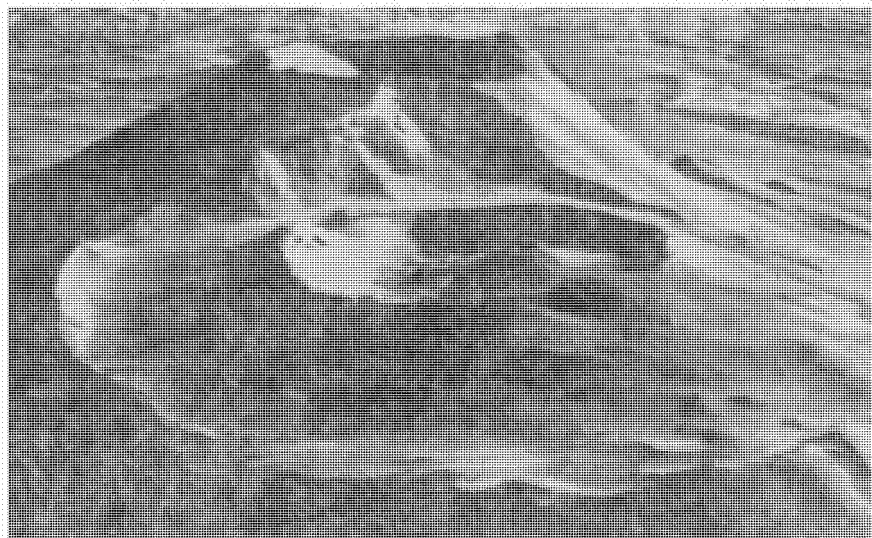


Рис. 20 Кальдеры и конусы вулканов (фото Е. А. Вакина)

Вулкано-тектонические депрессии. На Камчатке более или менее подробно изучались две вулкано-тектонические депрессии — Корьякско-Авачинская и Паужетская. При этом в первой, благодаря многолетним исследованиям вулкано-физической группы Института вулканологии СО АН СССР, охарактеризовано глубинное строение, но осталась неясной геологическая обстановка приповерхностной зоны, а на Паужетке, напротив, пройдены скважинами отложения, заполняющие депрессию, но очень мало данных о строении более глубоких горизонтов. На примере этих депрессий ниже рассматривается строение подобных структур.

Корьякско-Авачинская вулкано-тектоническая депрессия. Эта депрессия возникла как крупная наложенная структура на северо-восточном крыле Ганальской антиклинали. Она представляет собой грабеноподобный прогиб северо-западного простирания шириной около 20 км и протяженностью не менее 40 км. Над наиболее глубокой его частью возвышается цепь из пяти вулканов. Два из них — Корьякская и Авачинская сопки — действующие. Прогиб начинается, по-видимому, под влк. Корьякская Сопка и открывается на восток в сторону океана. Считается, что он вызван проседанием узкого блока земной коры в зоне магмообразования.

По данным гравиметрической съемки Г. С. Штейнберг (1965) устанавливает связь Авачинской группы вулканов, расположенных в осевой части депрессии, с глубинным разломом северо-западного простирания, фиксирующимся резким перегибом поверхности Мохоро-

вичича, т. е. ось грабена соответствует глубинному разлому. Фундамент депрессии, сложенный верхнемеловыми породами, разбит на блоки, неравномерно погружающиеся под вулканическую гряду. На мезозойском фундаменте залегают вулканогенно-осадочные отложения алнейской серии (?). К северу мощность этих образований (или фациально заместивших их пород со сходными физическими свойствами) возрастает до 1000 м. Верхнюю часть разреза депрессии составляют рыхлые и слаболигифицированные вулканические четвертичные образования. Их мощность вблизи вулканов достигает 400 м и продолжает увеличиваться у конусов за счет воздымания рельефа. Строение северного борта и осевой части депрессии не изучено. По-видимому, в центральной части впадины находятся опустившиеся блоки древнего конуса Авачи и других вулканов, состоящие из переслаивающихся лавовых и туфовых простоев, инъецированных лавами последующих извержений. Вдоль юго-западной границы депрессии подошва вулкано-кластических образований лежит выше нулевой отметки, т. е. значительная часть рыхлых хорошо проницаемых пород находится в зоне интенсивного водообмена.

Пажетская вулкано-тектоническая депрессия находится в пределах юго-западной части грабен-синклинали южной Камчатки, где намечаются контуры крупной отрицательной структуры, сходной с котловыми структурами, описанными в других районах Камчатки. Э. Н. Эрлих (1966), Б. В. Ивановым (1965) и А. Е. Святловский (1967) и В. В. Аверьев (1961) рассматривают этот район в тектоническом плане как структурный трог шириной 25 км с амплитудой прогиба около 1000 м, образовавшийся в древнечетвертичное время. А. С. Апрельков, проводивший геологическую съемку на юге Камчатки, считает, что депрессия шириной около 25 км образовалась в результате опускания центральной части очень крупного вулканического массива. Сейчас ясно, что этот массив имел сложное строение и состоит из нескольких вулканов.

В центральной части депрессии возникло верхнечетвертичное горстовое поднятие — Камбальный хребет, образование которого, видимо, вызвано внедрением в субповерхностную зону магматического тела. С горстом связаны проявления верхнеплейстоценового и голоценового вулканизма (влк. Камбальная Сопка и другие вулканы Камбального хребта, а также крупные современные экструзии кислого состава).

Все вулканические сооружения располагаются в пределах трех регионов Восточного вулканического пояса, Среднего хребта и Курильских островов.

Вулканы Восточного вулканического пояса исследованы наиболее детально. Описание вулканов и вулканических процессов Восточного пояса содержится в многочисленных трудах А. Н. Заварицкого, В. И. Влодавца, Б. И. Пийпа, А. Е. Святловского и др. В структурном плане этот район активного вулканизма приурочен к трем сложнопостроенным прогибам — грабен-синклиналям южной, восточной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии. Эти структуры имеют северо-восточное простирание, отвечающее простиранию Курило-Камчатского геосинклиналя в целом. Они являются наложенными структурами, возникшими на фоне общего орогенического поднятия территории (Эрлих, 1965). Грабен-синклинали заполнены вулканогенным материалом плейстоцен-голоценового возраста, накопление которого «перекомпенсировало» погружение дочетвертичного фундамента. Над структурными прогибами возвышаются эффузивные плато и конусы вулканов.

История четвертичного вулканизма Камчатки началась с массовых излияний лав основного состава, в результате которых были сформированы вышеописанные обширные эффузивные плато. Вероятнее всего, они возникли при слиянии крупных щитовых вулканов и в результате ареальной вулканической деятельности, когда лавовые потоки множества центральных жерл слились в единый покров. Для этого этапа вулканизма характерен эффузивный тип извержений.

Следующий этап вулканической деятельности ознаменовался образованием на вершинах щитовых вулканов кальдер обрушения (типа Кракатау) и заложением крупных кольцевых структур. С этими процессами связаны гигантские выбросы кислого материала, в результате которых возникли огромные по площади игнимбритовые и пемзовые покровы риолито-дацитового, дацитового и андезито-дацитового состава. Объем «выброшенного» материала измеряется тысячами кубических километров. Объяснить также масштабы кислого вулканизма можно только существованием обширных внутрикоровых очагов гранитоидных магм (Святловский, 1967; Власов, 1964). Объем отдельных очагов, вычисленный по интенсивности отрицательных аномалий силы тяжести, составляет 500—1000 км³. Глубина залегания центра тяжести возмущающих объектов колеблется от 2 до 5 км.

Последние крупные вспышки кислого вулканизма с образованием туфо-игнимбритовых покровов происходили в верхнем плейстоцене, затем выбросы кислого материала сменились ареальными излияниями базальтовых лав (результат прорыва магмы из глубинных, возможно подкоровых, магматических очагов).

Третий — плейстоцен-голоценовый этап отличается исключительным разнообразием вулканической деятельности. В кальдерах и на лавовых плато возникают крупные андезитовые стратовулканы. Внедрение кислых экструзий иногда сопровождается потоками лав от риолитового до андезит-дацитового состава. Образование кальдер сопровождается выбросами пемз. Продолжаются ареальные излияния базальта. Эти разнообразные вулканические явления протекают в разных частях зоны одновременно. Так, в самые последние годы синхронно происходило излияние дацитовых лав влк. Карымская Сопка, рост дацитовой экструзии на влк. Безымянном и прорыв андезито-базальтовой лавы у подножий Ключевской Сопки.

Вулканы Восточного вулканического пояса располагаются рядами. Устанавливается два направления этих рядов: продольное — северо-восточное и поперечное — северо-западное. На карте, опубликованной в 1937 г., А. Н. Заварицкий соединил линиями вулканические ряды, подчеркнув связь вулканов с определенными геологическими структурами, которые он не отождествлял с тектоническими разломами, а считал «растянутыми» участками земной коры. Г. С. Штейнберг (1965) обратил внимание на совпадение большинства линий Заварицкого с зонами высоких градиентов силы тяжести (Δg 4—6 мгл/км). Такие зоны могут быть интерпретированы как участки резкого перегиба поверхности Мохоровичича, которые обычно сопровождаются глубинными разломами. В гравитационном поле нашли отражение только линии, соединяющие однотипные, близкие по возрасту вулканы, в том числе и не отмеченные А. Н. Заварицким линии между вулканами Витючик и Мутновская Сопка, Авачинская и Жупановская Сопки.

И. В. Мелекесцев (1965) отмечает, что все наиболее крупные вулканы верхнеплейстоцен-голоценового возраста приурочены к единой полосе, тянущейся на 500 км вдоль всего вулканического пояса. Ширина этой полосы составляет 15—20 км. По-видимому, эта «ось» вулканической зоны совпадает с региональным глубинным разломом, сделавшим

земную кору проницаемой для вещества мантии на большом протяжении.

Вулканы Курильских островов весьма детально описаны в монографии С. Г. Горшкова (1967), в которой приведены подробные данные о всех голоценовых вулканах и большинстве плейстоценовых вулканических массивов.

Верхнечетвертичные вулканы располагаются на островах Большой Курильской гряды, являющихся вершинами крупного горного сооружения, скрытого под уровнем моря. На западном склоне этого хребта находится более ста подводных вулканов. Площадь распространения четвертичных вулканогенных образований на Курильских островах составляет 5445 км² при общей площади островов 11,3 тыс. км² (Мархинин, 1967а).

Г. С. Горшков подразделяет Большую Курильскую гряду на две вулканические зоны: Западную и Главную.

В Западную зону входит семь островов и среди них Алаид, Ширинка, Чиринкотан, Броутона. В этой группе насчитывается десять вулканов, из них пять голоценовых (четыре действующих). Все они представляют собой одиночные конусы и все, кроме вулканов Авось, Броутона, извергались в четвертичное время. Самый крупный из вулканов Западной зоны — Алаид возвышается над морем на 2339 м. Вообще же вулканы этой зоны поднимаются со дна моря, и действительная высота их конусов достигает 3000 м.

Вулканы Главной зоны имеют неогеновый фундамент. Их строение более разнообразно. Большинство из них — постройки центрального типа: одиночные конусы (Чикурачики, пик Прево), вулканы типа Сомма-Везувий (Тятя, Адсонопури, Сарычева, пик Креницына), сложные вулканические массивы (Менделеева, Мильна, Севергина), кальдеры (Немо, Заварицкого, Львиная Пасть).

Кальдеры Курильских островов (их более десяти) очень разнообразны. Кальдеры диаметром от 4 до 10 км образовались путем обрушения. Меньшие кальдеры обычно имеют взрывное происхождение. Число вулканов голоценового возраста превышает 90. Их число 33 действующие (Горшков, 1967).

Среди вулканических продуктов Главной зоны, кроме андезитов и андезито-базальтов, встречаются и дациты — это преимущественно отложения пемз на островах Итуруп и Кунашир.

Характер извержений на Курильских островах самый различный, но в последнее время преобладают взрывы умеренной силы. Часто происходит выжимание экструзивных куполов. Излияние лавовых потоков и образование побочных конусов в историческое время происходили реже. Среди продуктов извержений преобладает пирокластический материал — его более 90% (Мархинин, 1967, а).

Вулканы Срединного хребта Камчатки до последнего времени систематически не изучались. Наиболее полные сведения о вулканизме Срединного хребта опубликованы сотрудниками Института вулканологии Н. В. Огородовым и Н. Н. Кожемякой. По их данным, протяженность зоны четвертичного вулканизма Срединного хребта составляет 450 км. Площадь, занятая четвертичными эффузивами, — 1800 км², а объем изверженного материала оценивается в 5000 км³. В этом районе насчитывается 115 вулканических построек полигенного типа и около 800 шлаковых конусов, преимущественно афеального типа (Огородов, Кожемяка, 1967). Исследованиями последних лет установлено, что интенсивная вулканическая деятельность в Срединном хребте продолжалась на протяжении всего четвертичного периода и закончилась всего несколько сотен лет назад (Огородов, 1960).

Четвертичный цикл вулканической деятельности протекал на фоне общего сводово-блокового поднятия территории. Рост высокого горного сооружения Срединного хребта происходил как за счет тектонических движений, так и вследствие аккумуляции огромных масс вулканических продуктов (Кожемяка, Огородов, 1967). Как и в Восточной вулканической зоне, большая часть вулканов приурочена здесь к линейной структуре опускания типа сложнопостроенного грабена. Его формирование продолжается при общем поднятии территории на протяжении всего четвертичного периода (Эрлих, 1966).

По типам вулканической деятельности зона четвертичного вулканизма делится на две части: южную и северную. В южной части (от р. Ичи на юге до верховья р. Калауч — на севере) вулканы расположены широкой полосой, далеко заходя в пределы Западно-Камчатской низменности. Здесь сосредоточено большинство крупных вулканических сооружений диаметром от 10 до 45 км (Ичинская Сопка, Лаучан, Уксичан и др.). Эти крупные щитообразные постройки сформировались в нижне- и среднечетвертичное время. На заключительной стадии вулканической деятельности в центральных частях большинства из этих вулканов образовались небольшие (4—6 км в поперечнике) кальдеры вершинного типа. Вулканы сходны по морфологии, геологическому строению и петрографическому составу продуктов извержения (все они андезито-базальтовые или андезитовые).

В южной части зоны имеются также небольшие базальтовые щитовые постройки верхнечетвертичного — современного возраста, тяготеющие к осевой части хребта (см. рис. 16).

В северной части зоны вулканы расположены вдоль оси хребта, формируя современный водораздел. Здесь сосредоточена основная масса вулканов молодого этапа вулканизма. По размеру они значительно уступают вулканам южной части зоны (3—10 км в диаметре). Это существенно лавовые, базальтовые щитовые вулканы голоценового возраста.

Во всей зоне четвертичного вулканизма в голоценовое время проявился вулканизм ареального типа, с которым связано возникновение небольших по размеру моногенных вулканических образований — шлаковых и лавовых конусов.

Отличительной особенностью вулканизма Срединного хребта является повсеместное преобладание лав над рыхлыми продуктами извержений — примерно 80—85 % лав и 10—20 % рыхлых пирокластических продуктов (Огородов, Кожемяка, 1967).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ

Термометрические наблюдения над термальными источниками, гейзерами, вулканами долгое время были единственным основанием для суждений о тепловом режиме недр Курило-Камчатской зоны. В то же время региональное (фоновое) геотемпературное поле вне этих участков оставалось практически не изученным. К настоящему времени для характеристики фоновой геотермической обстановки региона можно использовать только данные, полученные в процессе бурения скважин в некоторых пунктах Кроноцкого и Петропавловска-Камчатского районов на востоке Камчатки и Тигильского района, находящегося на западе полуострова. Остальные геотермические наблюдения сделаны на участках локальных тепловых аномалий, связанных с вулканическими и гидротермальными процессами.

Региональный геотермический фон

Сопоставление имеющихся материалов (примеры их представлены на рис. 21) позволяет сделать некоторые общие выводы о фоновых геотермических условиях рассматриваемой зоны. Из рис. 21 и табл. 7 вид-

Таблица 7

Прогнозная характеристика геотемпературного поля в различных районах Камчатки

Показатели геотемпературного поля	Районы		
	Петропавловск-Камчатский	Кроноцкий	Тигильский
<i>Средняя температура на глубине, °С</i>			
500 м	20,6	24,0	17,5
1000 м	39,7	35,4	36,5
2000 м	76,4	67,2	58,0
<i>Средняя глубина залегания изотермы, м</i>			
30°	770	830	830
50°	1290	1415	1470
100°	2630	3160	—

но, что в верхней части разреза геотермические условия недр довольно близки. Так, на глубине 1000 м температура пород во всех трех районах почти одинакова и в среднем близка к 37°С, изотерма +30° залегает практически на одной и той же глубине (около 800 м), а разница в глубине залегания изотермы +50° не превышает 200 м. Но ниже по разрезу малозаметные вначале различия усиливаются; разница в температуре на глубине 2000 м достигает почти 20°С, а изотерма +100°, залегающая в Петропавловск-Камчатском районе на глубине примерно 2600 м, опускается в Кроноцком еще на 500 м, а в Тигильском — почти на целый километр (рис. 22).

Распределение температуры по глубине характеризует тепловой режим недр только с одной стороны. Другим, не менее важным его показателем служит величина кондуктивного теплового потока. Качество имеющегося термометрического материала позволяет пока дать лишь ориентировочную ее оценку. Исходя из установленных величин среднего геотермического градиента и принимая для теплопроводности значения, определенные лабораторными методами для сходных литологических типов пород, получаем данные, суммированные в табл. 8.

Сведения, приведенные в таблице, говорят о значительной неоднородности регионального теплового поля на Камчатке. На западе полуострова кондуктивный тепловой поток примерно вдвое ниже, чем на востоке. При этом и в восточных районах он не является всюду одним и тем же, будучи больше в Петропавловском районе и меньше в Кроноцком*.

Установленные для восточной Камчатки значения теплового потока несколько превышают общекематское среднее значение,

* По данным У. П. Мойсенко и Л. С. Соколовой (1967), тепловой поток в Кроноцком районе, определенный по двум глубоким скважинам, равен $0,91 \cdot 10^{-6}$ и $1,19 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек·град. — Прим. ред.

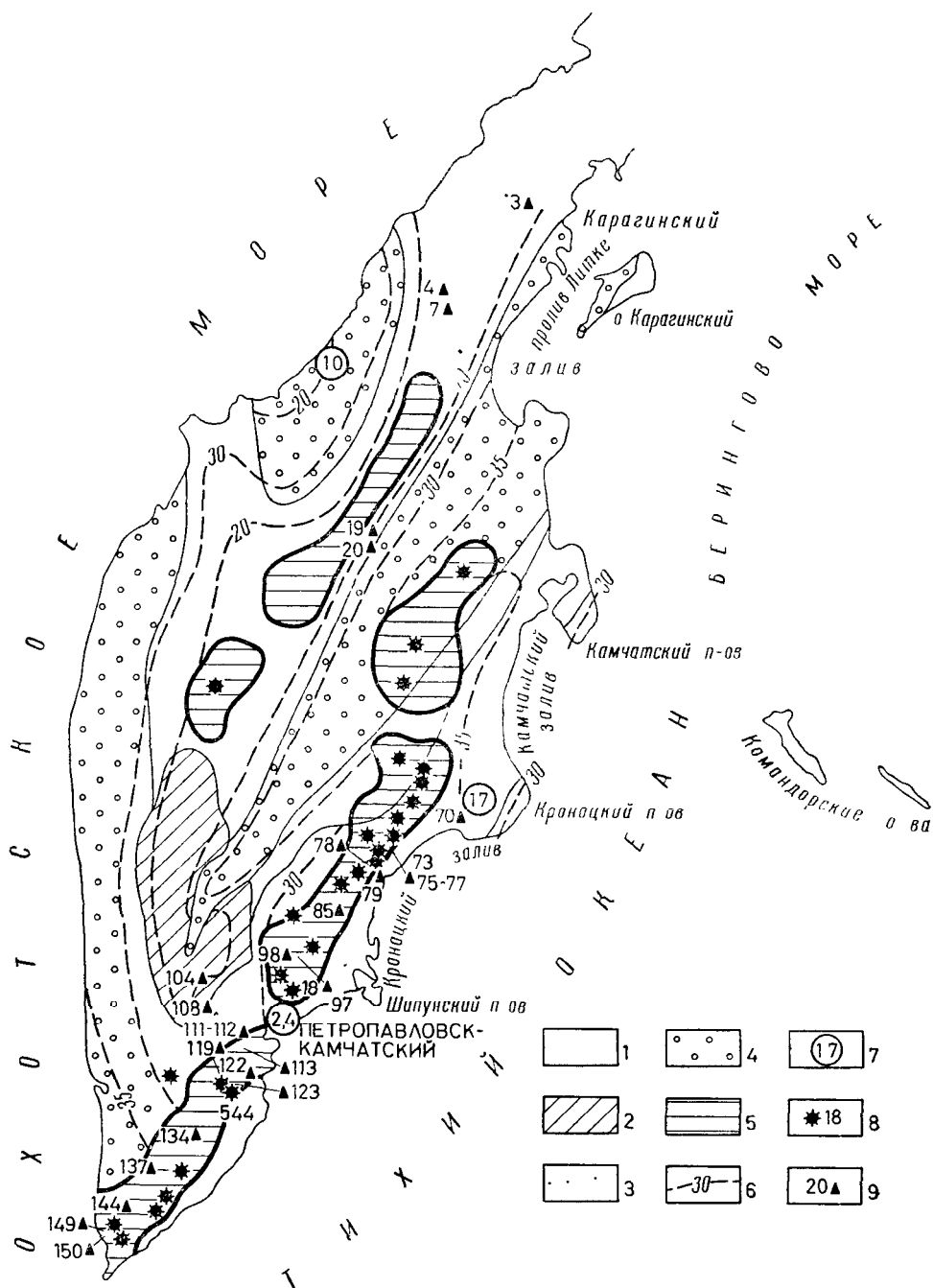


Рис. 21. Схематическая карта геотермических условий Камчатки:

1 — положительные структуры, сложенные вулканогенными, реже туфогенно-осадочными породами преимущественно палеогенового и неогенового возраста; 2 — то же, сложенные метаморфическими породами преимущественно допалеогенового возраста; 3 — отрицательные структуры, сложенные вулканогенно-осадочными палеогеновыми и неогеновыми породами; 4 — то же, сложенные преимущественно осадочными породами палеогенового, неогенового и четвертичного возраста; 5 — районы четвертичного вулканизма с многочисленными геотермическими аномалиями; 6 — предполагаемые изотермы на глубине 1000 м; 7 — ориентировочные значения кондуктивного теплового потока, 10^{-6} кал/см²·сек; 8 — действующие вулканы (цифра у знака — тепловая мощность вулканов, для которых она определена, 10^{-6} кал/см²·сек); 9 — крупные термоводопроводящие структуры (цифры: слева — номер по каталогу источников, справа — тепловая мощность, 10^{-6} кал/см²·сек)

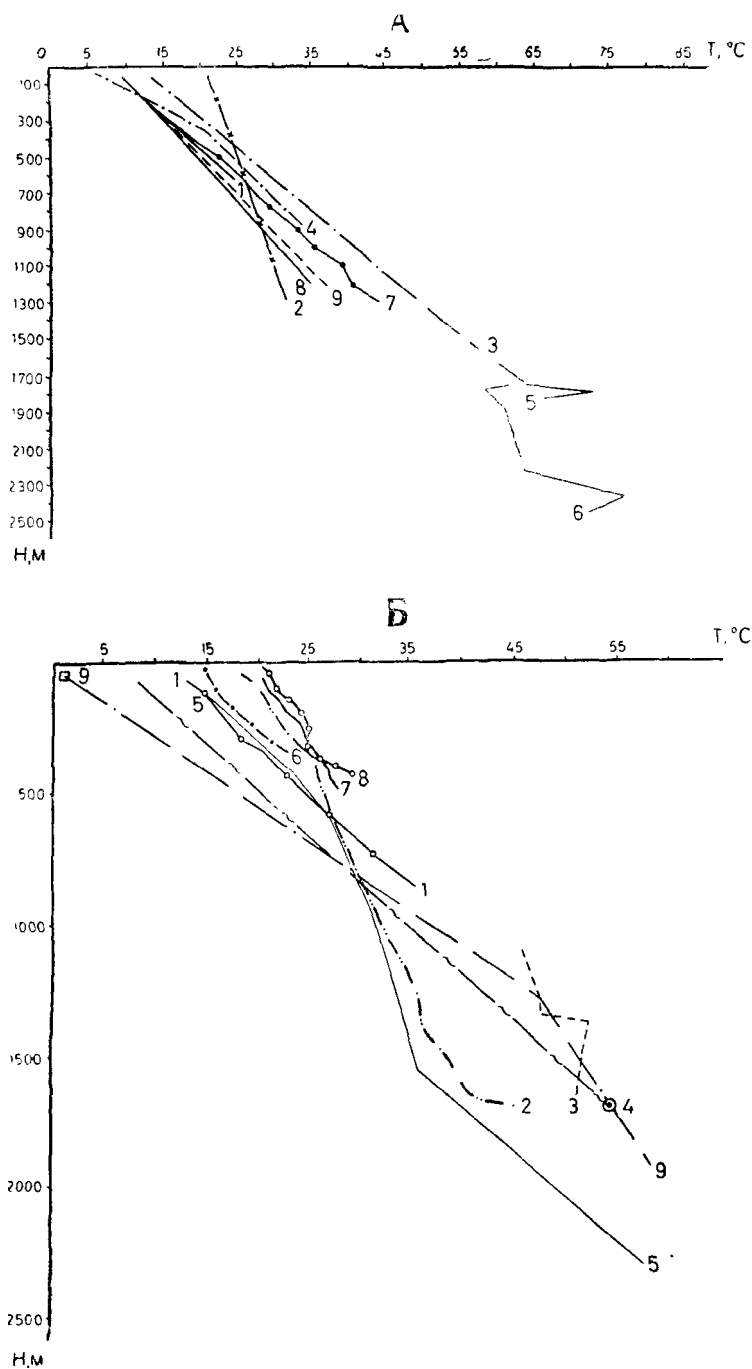


Рис. 22. Распределение температуры по глубине в скважинах:

А — Кроноцкий район (1–6 — скважины Богачевской площади, 7–9 — скважины Двухлагерной площади); Б — Тигильский район (1–5 скважины Воямпольской площади, 6–8 — скважины Хромовской площади, 9 — сводная термограмма с учетом положения нижней границы зоны годовых теплооборотов)

Таблица 8

Ориентировочная оценка величины кондуктивного теплового потока в различных районах Камчатки

Районы	Интервал глубин, м	Средний геотермический градиент, град/км	Литологическая характеристика интервала	Теплопроводность пород, 10^{-3} кал/см ² сек град	Тепловый поток, 10^{-3} кал/см ² сек град
Петропавловск Камчатский	400—580	37,5	Метаморфизованные сланцы	6,0—7,0	2,2—2,6
Кроноцкий	40—2440	28,0	Флишoidные переслаивания туфогенных песчанников, алевролитов и аргиллитов	6,0	1,7
Тигильский	40—1280	37,0	Аргиллиты	3,0	1,1
	1280—1709	16,3	Порфириды, трахиты	6,0	1,0

равное по последней оценке $1,15 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек · град. Пониженное значение теплового потока на западе Камчатки согласуется с современными представлениями о тепловом режиме кайнозойских миогеосинклинальных зон. Неодинаковое же повышение теплового потока в восточных районах является, видимо, следствием вариаций в активности вулканических процессов в разных частях Восточного вулканического пояса Камчатки.

Исходя из общих геолого-геотермических представлений, можно высказать некоторые соображения и о тепловом режиме недр тех районов, для которых прямые данные отсутствуют.

Области горных сооружений Камчатки, отражающих в рельефе положительные структуры Камчатско-Корякского (в том числе Среднего Камчатского и Ганальского массивов) и Восточного Камчатского антиклинория, в целом могут рассматриваться как области относительного охлаждения. Это типичная особенность приподнятых массивов плотных, хорошо проводящих тепло пород. Верхняя часть таких массивов, расчлененная речными долинами, к тому же интенсивно промывается холодными инфильтрационными водами. Учитывая все это и привлекая данные немногочисленных температурных наблюдений в туннелях Кавказа, Альп и Кордильер (Левинсон-Лессинг, 1913), можно предполагать, что геотермический градиент в таких районах вряд ли будет превышать 15 град/км. В то же время в отдельных их участках, охваченных четвертичной вулканической активностью, геотермические параметры могут быть значительно выше.

Центрально-Камчатский прогиб можно рассматривать как межгорную депрессию. Наблюдения в аналогичных структурах зоны альпийской складчатости обнаруживают значительное их сходство в распределении глубинных температур с краевыми прогибами. Можно думать, что и в Центрально-Камчатском прогибе, и в не изученных еще в геотермическом отношении районах охотского побережья Камчатки геотермические условия недр мало чем отличаются от установленных для Тигильского района. В то же время надо учесть, что в районах Центрально-Камчатского прогиба, прилегающих к Ключевской группе

вулканов, тепловой режим недр является, несомненно, более напряженным.

Для детального описания геотемпературного поля на всей площади Камчатки материала пока недостаточно. На основании анализа имеющихся данных, учитывая геолого-тектонические и литологические особенности различных районов полуострова, можно составить только прогнозную схему геотермических условий этой территории (см. рис. 21). Она отражает неоднородность теплового режима недр Камчатки, отвечая представлениям о его взаимосвязи с историей геологического развития тех или иных районов.

На Курильских островах вне участков вулканических и гидротермальных проявлений температурные измерения не проводились. Отсутствуют они и на Командорских островах. Представляется, что Курильские острова в этом отношении близки к Восточному вулканическому поясу Камчатки, а Командорские подобны Камчатско-Корякскому антиклинорию. В отличие от Камчатки на тепловой режим недр островов должно оказывать влияние соседство огромных водных масс, способствующее, вероятно, их некоторому охлаждению.

Сопоставление выводов о геотермических условиях Курило-Камчатской зоны с данными, полученными для других участков Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса, в частности для Японской тектонической системы, хорошо изученной в геотермическом отношении, показывают, что характер теплового поля в Японии весьма близок к установленному для Курило-Камчатской зоны.

Геотермические аномалии

Проведенный анализ региональной геотермической обстановки в Курило-Камчатской зоне свидетельствует об ошибочности распространенного мнения о том, что недра всей этой области или по меньшей мере районов современного вулканизма чрезвычайно прогреты и что здесь уже на самых малых глубинах в любом пункте могут быть встречены нагретые до высоких температур породы, горячие воды и пары. На самом деле подобные условия характерны лишь для ограниченных по площади участков, связанных с современной вулканической и гидротермальной активностью, которые могут рассматриваться как положительные тепловые аномалии. Такими аномалиями являются внутрикоровые магматические очаги и зоны подъема к поверхности эндогенных теплоносителей — магм и горячих водных растворов. Глубинное тепло в одних случаях выносится к поверхности с продуктами вулканических извержений или трансформируется в механическую энергию вулканических процессов, в других — аккумулируется и перераспределяется в приповерхностных частях земной коры подземными водами того или иного агрегатного состояния. Другие виды затрат тепла на участках аномалий представляются незначительными по сравнению с перечисленными. На земной поверхности термоаномалии проявляются в виде вулканов, фумарольных полей и горячих источников. На Камчатке подавляющее большинство термоаномалий сосредоточено в узкой 15–20 километровом полосе, тянущейся почти на 500 км от вулканов Кошелева и Камбальной Сопки на юге полуострова до влк. Гамчен. Южная часть этой полосы совпадает с зоной высоких градиентов силы тяжести, которая может интерпретироваться как глубинный разлом (Штейнберг, 1965). По-видимому, в пределах этой полосы, являющейся своеобразной «осью» Восточной вулканической зоны, земная кора наиболее проницаема для тепла и вещества мантии.

Даже в районах активного вулканизма тепловые аномалии занимают ничтожную площадь (в Восточной вулканической зоне Камчатки менее 4%) *, однако именно с аномальных участков осуществляется вынос большей части глубинного тепла.

Тепловые аномалии действующих вулканов и вулканических очагов. Во время вулканических извержений практически мгновенно рассеивается огромное количество энергии. В тепловом выражении от $4,8 \cdot 10^{17}$ кал — энергия взрыва влк. Безымянного (Горшков, 1957) до $n \cdot 10^{11}$ кал (при относительно слабых извержениях). Однако гидрогеологическая роль извержений на Камчатке не изучалась. Учитывая геологическую кратковременность вулканических параксизмов, можно полагать, что эта роль сводится скорее к формированию своеобразных водовмещающих отложений и структур, а не к тепловому воздействию на подземные воды.

Тепловая мощность фумарольной деятельности некоторых вулканов в период между извержениями совершенно исключительна. Так, фумаролы влк. Мутновская Сопка в июле — сентябре 1963 г. выбрасывали в атмосферу более 600 кг/сек пара, с которым выносилось $5,44 \cdot 10^8$ кал/сек тепла. Температура отдельных фумарол превышала 750°C , а скорость истечения пара достигала 160 м/сек и более (Вакин, Кирсанов, Пронин, 1966). Удельный вынос тепла составлял 2×10^5 кал/см² · сек. Кондуктивный теплопоток в дне северо-восточного кратера варьировал от 11 до $9,2 \cdot 10^3$ кал/см² · сек (Поляк, 1965).

В привершинной части влк. Эбеко (о-в Парамушир) фумаролы и горячие источники летом 1959 г. выносили $8 \cdot 10^6$ кал при средней величине кондуктивного теплопотока $5,2 \cdot 10^2$ кал/см² · сек (Нехорошев, 1960). Тепловая мощность фумарольной деятельности влк. Авачинская Сопка летом 1963 г. составляла $1,8 \cdot 10^7$ кал/сек (Штейнберг, 1965).

Близкие результаты получены и при исследовании сходных зарубежных вулканов. Например, на вулкане Белый Остров (Новая Зеландия) в 1938 г. выделялось 450 кг/сек пара, с которым выносилось $2,9 \cdot 10^8$ кал тепла.

Тепловые аномалии промежуточных вулканических очагов и внутрикоровых магматических очагов. Такие очаги устанавливаются геофизическими и косвенными геологическими методами. Эти аномалии должны оказывать существенное влияние на температурный режим верхних частей земной коры и играть важную роль в формировании термальных вод.

Промежуточные очаги представляют собой раздувы лавоподводящих каналов стратовулканов, заполненные магматическим расплавом. Такие очаги пока установлены под влк. Авачинская Сопка (Штейнберг, Зубин, 1963) и Карымская Сопка (Зубин, 1969). Под Авачинской Сопкой магматическая камера залегает на глубине около 2 км в зоне контакта мелового фундамента с отложениями, заполняющими вулканотектоническую депрессию. Она близка по форме к сфере радиусом 3 км. Считается, что температура ее стенок на 600° выше температуры в региональном поле.

На основании этих данных проведен расчет (Поляк, 1966 г.), показавший, что при стационарности процесса и отсутствии конвективной теплопередачи распределение теплопотока в прилегающей к очагу области имеет вид, изображенный на рис. 23. Допущение о стационар-

* Учтены площади центральных частей действующих вулканов, районы ареального вулканизма, площади известных гидротермальных систем и области теплового питания отдельных групп термальных источников. Возможна ошибка в сторону завышения площади аномалий.

ности процесса, сделанное для упрощения расчетов, приводит к некоторому преувеличению зоны возможного прогрева. Контуры реальной зоны прогрева будут иметь иную конфигурацию — они вытянуты в направлении потока подземных вод и сократятся в противоположном направлении. Температура и количество гидротерм, формирующихся вблизи очага, определяется соотношением между массой омывающих очаг вод и количеством отдаваемого очагом тепла. Магматический очаг влк. Авачинская Сопка, при принятых выше допущениях, отдает в окружающую среду около $1 \cdot 10^7$ кал/сек, что в несколько раз меньше

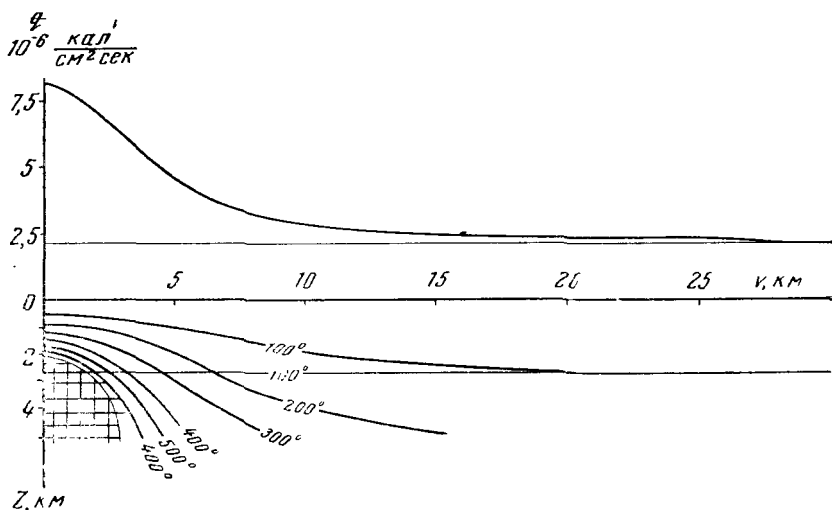


Рис. 23. Расчетное геотемпературное поле и кондуктивный тепловой поток в окрестностях вулкана Авача (по Б. Г. Поляку)

естественного выноса тепла крупными гидротермальными системами (см. ниже).

В последние годы все большее число исследователей приходят к выводу, что в недрах кальдер и некоторых других вулcano-тектонических депрессий залегают крупные очаги магм гранитоидного состава (Эрлих, 1966; Святловский, 1967; Г. М. Власов, 1964б и др.). Геофизические данные подтверждают эти предположения. Предполагаемая глубина залегания таких внутрикоровых очагов 4—12 км, а диаметры часто более 10 км. Время становления и остывания таких интрузий измеряется миллионами лет, а минимально возможная температура составляет 650°C . Как отделение летучих, так и кондуктивная теплоотдача таких очагов должны оказывать сильное влияние на гидрогеотермическую обстановку прилегающих участков (Вакин, 1967а). По геофизическим данным, наличие таких очагов предполагается в Паужетской депрессии, в районе кальдеры Ксудач, Карымской кольцевой структуры, массива Большого Семлячика, Узон-Гейзерной депрессии.

Тепловые аномалии гидротермальных систем. Гидродинамические системы термальных вод, возникающие в земной коре при внедрении глубинного теплоносителя, специально описываются в гл. X. Эти системы наряду с вулканами являются проводниками глубинного тепла к земной поверхности и характеризуются своеобразным температурным режимом. Распределение температур по глубине в современных гидротермальных системах резко отличается от фонового.

Изотермы, обычно залегающие на больших глубинах, в зонах восходящего движения подземных вод приближены к поверхности. Так, на Паужетском месторождении парагидротерм (Камчатка) на глубине 250 м зафиксирована температура 195°C, а на глубине 375 м — 200°C (Сугробов, Краевой, 1966).

Если поднимающиеся воды достигают поверхности земли, то благодаря длительному прогреву окружающих пород температура по разрезу выровнена. Например, в скважине, пробуренной в 20 м от главных выходов Нальчевских терм, температура на глубине 100 м составляет 74,5°C, что почти точно соответствует температуре самого горячего источника этой группы. Вертикальный градиент температуры, таким образом, здесь близок к нулю. На Нижне- и Средне-Паратунских ключах эта величина составляет 0,02—0,04 град/м.

Если открытой разгрузки гидротерм не происходит, то в зоне, расположенной над фронтом движущихся вод, вертикальный градиент температуры очень велик. Глубже, в зоне постоянной циркуляции термальных вод, он уменьшается, и кривые распределения температуры по глубине имеют характерную выпуклую форму. Такая картина наблюдается, например, на Паужетском месторождении, детально изученном В. В. Аверьевым (Аверьев, Святловский, 1967; Аверьев и др., 1965), В. М. Сугробовым (1964, 1965, 1966) и другими исследователями.

Косвенным показателем геотермических условий недр в пределах очага разгрузки может служить температура воды источников. Если разгружающиеся термы имеют на выходе температуру, соответствующую температуре кипения для данной абсолютной отметки, то они, как правило, представляют собой паро-водяную смесь, теплосодержание которой превышает теплосодержание кипящей воды. Примерами таких парагидротерм являются на Камчатке источники Долины Гейзеров, Паужетские, Большие Банные, Нижне-Жировые (табл. 9), и судя по некоторым признакам, Киреунские и Академии наук, а на Курильских островах — Горячего Пляжа (о-в Кунашир).

Таблица 9
Теплосодержание некоторых парагидротерм Камчатки

Парагидротермы	Теплосодержание, ккал/кг	
	Источники	Скважины
Долина Гейзеров . . .	250	Бурения не было
Большие Банные . . .	140—200	140—170
Паужетские	140—150	170 (среднее)
Нижне-Жировые . . .	115—127	Бурения не было

Если же на поверхность выходят чисто паровые струи с температурой выше температуры кипения воды при данном атмосферном давлении, то это означает, что в верхней части разреза вода существует только в паровой фазе. Глубина уровня вскипания определяется многими факторами, из которых главным является температура поднимающихся гидротерм (Аверьев, 1961). Если же температура выходящих на поверхность паровых струй близка к критической или превышает ее, то в таких участках земной коры вода существует, очевидно, только в паровой фазе. Именно так, судя по всему, и обстоит дело вблизи неглубоких магматических очагов и в центральных частях действующих вулканов.

Вынос глубинного тепла на участках термоаномалий. Площадь тепловых аномалий мала даже по сравнению с площадью районов современной вулканической деятельности. Для Восточной вулканической зоны Камчатки площадь термоаномалий в первом приближении может быть оценена в $2-3 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (площадь вулканической зоны $92 \cdot 10^3 \text{ км}^2$). Количество же тепла, выделяемого недрами через эти участки в результате разгрузки горячих вод и пара и при других вулканических процессах, огромно (табл. 10).

Таблица 10

Средняя величина выноса глубинного тепла в области активного вулканизма Камчатки в течение четвертичного периода
(по Б. Г. Поляку, 1966 г.)

Форма выноса тепла	Интенсивность теплопотерь	
	Общая (для всей области активного вулканизма), 10^9 кал/сек	Удельная $\mu \text{ кал/сек} \times \text{см}^2$
Региональный кондуктивный теплопоток	1,84	2,0
Вулканизм	5,1	5,5
Разгрузка гидротерм	0,4	0,43
Общий вынос тепла	7,34	7,98

Если допустить, что величина теплопотерь в области активного вулканизма Камчатки в течение четвертичного периода существенно не изменялась, то по данным таблицы можно подсчитать, что с аномальных участков выносятся 75% общего количества тепла, а средняя интенсивность теплопотерь на этих площадях составляет $1,8-2,6 \cdot 10^2 \mu \text{ кал/сек} \times \text{см}^2$, что на два порядка выше регионального кондуктивного теплопотока.

Из этой же таблицы ясно, что основная часть тепла выделяется в результате вулканической деятельности. Подсчитано также, что на долю межпароксимальной вулканической активности (фумарольная деятельность) приходится $2 \cdot 10^9 \text{ кал/сек}$. Значительно меньше вынос тепла гидротермами ($0,4 \cdot 10^9 \text{ кал/сек}$). При этом более девяти десятых тепла выносятся парогидротермами крупных высокотемпературных гидротермальных систем и лишь одна десятая — остальными горячими источниками.

Тепловая мощность разгрузки 37 групп гидротерм Курильских островов, согласно подсчетам Б. В. Стыриковича, составляет около $7,3 \times 10^7 \text{ кал/сек}$. Эта оценка сделана исходя из видимых дебитов источников. Есть основания полагать, что значительная часть горячих вод разгружается под уровнем океана и поверхностных водоемов, а приведенная цифра отражает лишь нижний предел тепловой мощности Курильских гидротерм. То же самое можно сказать и о гидротермах Камчатки (табл. 11). Дальнейшие исследования изменят оценку выноса тепла подземными водами в сторону увеличения, но и приведенные цифры говорят о весьма существенной роли подземных вод в выносе глубинного тепла.

Таким образом, тепловое поле в различных частях региона характеризуется значительной неоднородностью. Наиболее высокими геотермическими параметрами характеризуется Восточный вулканический пояс и Курильские острова, где плотность теплопотока составляет

Таблица 11

Список крупных термоводопроявлений Камчатки
с соответствующими величинами тепловых мощностей, 10^6 кал/сек

Номер термоводопроявления по каталогу минеральных источников	Тепловая мощность	Номер термоводопроявления по каталогу минеральных источников	Тепловая мощность
3	1,2	104	1,2
4	1,6	108	1,0
7	1,0	111—112	24,2
9	11,0	113	37,4
19	1,9	119	8,4
20	5,0	122	2,4
70	4,4	123	1,1
73, 75—77	139,0	134	10,0
78	50,0	137	1,6
79	25,0	144	15,0
85	1,0	149	25,0
97	2,9	150	50,0
98	1,5		

$1,7—2,6$ μ кал/сек $\cdot$ см², что аналогично тепловому потоку в других областях кайнозойской складчатости и более чем вдвое превосходит среднюю для Земли величину. Этот относительно высокий геотермальный фон не может обеспечить заметного регионального прогрева верхних частей земной коры — изотерма $+100^\circ$ лежит на глубине 2600 м (вне геотермических аномалий), а выносимое кондуктивным путем тепло (2μ кал/см² $\cdot$ сек = 20 ккал/см² $\cdot$ сек) не отражается на температуре подземных вод.

На сосредоточенных в областях современного вулканизма ограниченных по площади локальных тепловых аномалиях средняя суммарная плотность теплопотока на два порядка выше региональной плотности. На участках этих аномалий формируются термальные воды различных типов.

Часть III

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Глава 6

ЗОНА АЭРАЦИИ

На первом этапе формирования подземных вод значительную роль играет зона аэрации, или зона неполного водонасыщения

На равнинных участках региона она сложена преимущественно супесями, переходящими местами в суглинки, а также песчано-гравийно-галечными отложениями, которые чаще залегают в средней и нижней частях ее разреза. В подчиненном количестве в ней присутствуют пески. Мощность зоны аэрации на равнинах составляет обычно единицы — первые десятки метров.

В горной части региона зона аэрации почти целиком сложена скальными и полускальными породами, перекрытыми прерывистым плащом супесчано-щебенистых отложений мощностью до 3 м. Здесь мощность зоны аэрации достигает нескольких десятков — сотен метров. У подножий склонов гор и в речных долинах в строении зоны аэрации принимают большое участие супесчано-суглинистые и крупнообломочные отложения

Зона аэрации равнинной части региона может быть подразделена на три пояса — верхний — почвенный горизонт переменной влажности, промежуточный пояс и капиллярную кайму

Мощность почвенного горизонта переменной влажности зависит от водно-физических свойств почво-грунтов и частично от климатических условий и колеблется от 0,5 до 2,0 м, реже более. Почво-грунты верхнего горизонта на значительной части территории региона представлены глинами, вулканическими песками и другими рыхлыми продуктами вулканической деятельности весьма малой плотности.

Общая величина пористости почво-грунтов самых верхних горизонтов достигает 75—90%, уменьшаясь до 55—65% на глубине 1,5—2,0 м

Почво-грунты верхнего пояса (в первую очередь это относится к супесчаным и суглинистым разностям, имеющим преобладающее распространение) характеризуются высокой влагоемкостью. Величина их почвенной влагоемкости составляет 55—90%, наименьшая (потевая) влагоемкость изменяется от 30 до 51 об. %, максимальная адсорбционная влагоемкость равна 10—20 об. %. Коэффициенты фильтрации супесчано-суглинистых почво-грунтов верхнего пояса, являющиеся, как известно, функцией их влажности, колеблются от 0,01 до 0,50 м/сутки. Естественная влажность почво-грунтов изменяется от 25 до 80 об. %. Влага в верхнем поясе содержится преимущественно в капиллярно подвешенном состоянии. Наряду с этим нередко отмечается наличие в зоне аэрации подпертой гравитационной влаги, образующей верховодку. Наиболее распространенный тип верховодки — верховые болота, развитые на плоских водоразделах. Мощность верховодки обычно не превышает 0,5—1,0 м

Граница между первым и вторым поясами условно проводится по контакту почво-грунтов, испытывающих сезонные колебания влажности в 1,5—3 раза, и почво-грунтами, влажность которых в течение года, за исключением весеннего периода, сохраняется более или менее постоянной. Наиболее четко эта граница выражена там, где супесчаные или суглинистые почво-грунты верхнего пояса подстилаются крупнообломочными отложениями без примеси глинистых частиц.

Мощность промежуточного пояса достигает в отдельных местах нескольких десятков метров. На участках же, где общая мощность зоны аэрации не превышает 3—5 м, промежуточный пояс отсутствует, и капиллярная кайма непосредственно смыкается с почвенным горизонтом.

Крупнообломочные отложения, слагающие промежуточный пояс зоны аэрации, обладают невысокой влагоемкостью. Наименьшая (полевая) влагоемкость их составляет 2—4 об. % при величине полной влагоемкости 35—40 об. %. Естественная влажность крупнообломочных отложений в промежуточном поясе обычно составляет 2—10 об. %. Влага содержится преимущественно в связанной форме. На участках, где зона аэрации целиком сложена однородными супесчано-суглинистыми почво-грунтами, переход от почвенного горизонта переменной влажности к промежуточному поясу слабовыраженный, постепенный. Водно-физические свойства этих почво-грунтов, залегающих в верхнем и промежуточном поясах, также весьма сходны между собой. Основное их отличие — увеличение плотности и уменьшение в связи с этим пористости и общей влагоемкости до 35—55 об. %. Естественная влажность супесчано-суглинистых почво-грунтов промежуточного пояса составляет обычно 10—30 об. %, временами, чаще всего весной, увеличивается до 45—50 об. %. В последнем случае, наряду со связанной влагой присутствует свободная в форме стыковой (пендулярной) и сорбционно-замкнутой.

Мощность капиллярной каймы, в зависимости от литологического состава пород, колеблется от нескольких десятков сантиметров до 2—5 м. Она непостоянна во времени. При быстром подъеме уровня капиллярная кайма как бы сжимается, а при опускании, вследствие явления капиллярного гистерезиса, растягивается. Влажность грунтов в капиллярной кайме закономерно увеличивается сверху вниз от 2—10 до 40—55 об. %.

В горной части региона в строении зоны аэрации четко выделяются лишь два пояса: верхний, почвенный горизонт переменной влажности, и промежуточный пояс. Данных для выделения капиллярной каймы в скальных и полускальных породах нет.

Верхний пояс сложен супесчано-щебенистыми почво-грунтами, мощность которых в большинстве случаев изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3 м. Водно-физические свойства почво-грунтов верхнего пояса в общих чертах идентичны свойствам почво-грунтов этого же горизонта в равнинных частях региона.

Промежуточный пояс зоны аэрации в горах сложен равномерно трещиноватыми породами. Его мощность достигает нескольких десятков и даже сотен метров. Скважность пород (суммарная трещиноватость, пористость, кавернозность) составляет обычно 2—10%, естественная влажность, как правило, не превышает 1%. Влага содержится преимущественно в форме прочносвязанной (адсорбционной). На участках, где рыхлый покров отсутствует, зона аэрации целиком сложена более или менее однородными по водно-физическим и химическим свойствам скальными и полускальными породами.

Химические свойства почво-грунтов верхнего пояса зоны аэрации для всего региона характеризуются заметной поглощательной способ-

ностью по отношению к катионам, что обусловливается наличием в поглощающем комплексе почв кальция, магния, водорода и алюминия. Сумма обменных катионов обычно составляет от 7 до 20 мг·экв на 100 г почвы. Почво-грунты верхнего пояса зоны аэрации отличаются весьма высоким содержанием гумуса, подвижных соединений железа и кремнезема, кислой или близкой к нейтральной реакцией водной вытяжки.

Поглотительная способность почво-грунтов по отношению к анионам значительно более низкая и сказывается на их содержании, как правило, лишь в случае микроконцентраций последних.

Водный баланс зоны аэрации в целом для региона характеризуется тем, что влага, поступающая из атмосферы на поверхность почво-грунтов, почти целиком расходуется на пополнение подземных вод. Для иллюстрации вышесказанного в табл. 12 приводятся результаты

Таблица 12

Водный баланс почвенно-грунтовой призмы

Элементы баланса	Влага, мм стоя воды
Изменение запасов влаги в верхнем поясе мощностью 1,5 м	
а) начало срока наблюдения	887
б) конец срока наблюдения	803
в) изменение запаса влаги	-84
Изменение запасов влаги в промежуточном поясе	
а) начало срока наблюдения	938
б) конец срока наблюдения	876
в) изменение запаса влаги	-62
Изменение запасов влаги в капиллярном кайме	
а) начало срока наблюдения	63
б) конец срока наблюдения	74
в) изменение запасов влаги	-11
Изменение запасов влаги, полностью насыщающей грунт в пределах изменения уровня подземных вод	-140
Суммарное изменение влагозапасов в почвенно-грунтовой призме	-5
Атмосферные осадки*	1016
Испарение с поверхности почвы в летний период	171
Влагообмен зоны аэрации с атмосферой (инфильтрация осадков в почву)	845
Разность между притоком и оттоком подземных вод к почвенно-грунтовой призме	-810
Питание грунтовых вод	-888

* В зимнее время наблюдения проводились за запасами влаги в снежном покрове, тем самым автоматически учитывалась и величина испарений в этот период

вычисления водного баланса почвенно-грунтовой призмы, выполненные на основании режимных наблюдений за динамикой влаги в почво-грунтах и уровнем грунтовых вод на балансовом участке. Последний расположен на плоской поверхности морской террасы близ берега Авачинской губы.

Как видно из приведенной таблицы, питание подземных вод за период наблюдений составило 888 мм при общем количестве осадков 1016 мм.

Водный режим зоны аэрации почти на всей территории региона относится к промывному типу. Исключение составляет лишь район Парапольского дола, где развита многолетняя мерзлота и водный режим зоны неполного насыщения относится к мерзлотному типу.

Для зоны аэрации с промывным типом водного режима наибольшее значение имеет движение влаги, направленное по вертикали от дневной поверхности до зеркала подземных вод, наиболее интенсивное в конце периода весеннего снеготаяния. В течение мая—июня подземные воды получают 55—70% своего годового питания инфильтрационными водами. Механизм движения влаги преимущественно гравитационный, на что указывает высокая влажность почво-грунтов в этот период, значение которой на отдельных интервалах близко к полной влагемкости. Запас влаги в верхнем поясе зоны аэрации достигает максимального значения в июне. Исключение в этом отношении представляют некоторые районы северной и центральной Камчатки, где, вследствие сохранения сезонной мерзлоты до начала августа, максимальный запас влаги в почвенном горизонте отмечается в июле. Здесь нередко образуется верховодка. В промежуточном поясе в этот период запас влаги резко сокращается вследствие уменьшения его мощности в результате подъема уровня подземных вод.

Летом, после прекращения поступления в зону аэрации талых вод, происходит миграция влаги из водоносного горизонта в зону непотного насыщения. Движение влаги в это время происходит главным образом вследствие термопереноса по потоку тепла, направленного от уровня подземных вод. Механизм движения преимущественно пленочно-менисковый. Восходящее движение носит частный характер и осуществляется лишь в нижней части зоны аэрации, недостаточно прогреваемой солнцем. На отрицательном балансовом участке термоперенос влаги из капиллярной галеры в промежуточный пояс происходил лишь в интервале 5—4 м, а в интервале 0—3 м поток тепла был направлен вниз, куда и перемещалась влага из почвенного горизонта. В середине лета отмечался рост запасов влаги промежуточного пояса в результате сближения уровня подземных вод и уменьшения запасов влаги почвенного горизонта.

Осенью поток инфильтрационных вод и поток тепла в промежуточном поясе направлены сверху вниз. В этот период происходит сброс накопленной в промежуточном поясе влаги в подземные воды. Механизм движения при этом в супесчаных и суглинистых почво-грунтах преимущественно капиллярно-пленочный, в крупнообломочных и трещиноватых породах — гравитационный.

Зимой, начиная с января—февраля, поток тепла направлен вверх по всему разрезу зоны аэрации. Восходящее движение влаги в это время охватывает почти всю ее мощность. Наряду с капиллярно-пленочным движением влаги, в это время, особенно в трещиноватых породах и крупнообломочных отложениях, большое значение приобретает миграция влаги в виде пара. Движение влаги прекращается в зоне отрицательных температур на глубине 0,1—2,0 м, где влага накапливается в виде мерзлого слоя. Обратного оттока зимой не происходит, что приводит к заметному увеличению запасов влаги в верхнем поясе.

На участках, где зона аэрации сложена преимущественно трещиноватыми породами и крупнообломочными отложениями без заметной примеси пылеватых и глинистых частиц, влага, поступающая на поверхность почво-грунтов, быстро проникает в водоносный горизонт. Уровенный режим подземных вод характеризуется на этих участках весьма резкими пиками. Наиболее четко выражается подъем уровня в весенний период, кроме того, отмечается ряд максимумов уровня кривой, приходящихся на периоды летних и осенних дождей.

Там же, где зона аэрации сложена преимущественно супесчаными и суглинистыми почво-грунтами, проникновение влаги с поверхности до

уровня подземных вод происходит за длительный промежуток времени. При этом, как известно, влага, находящаяся в почво-грунтах, за исключением адсорбционной, а также части рыхлосвязанной и свободной, находящейся в порах, движется перед фронтом воды, поступающей сверху. Содержание неподвижной влаги в супесчаных и суглинистых почво-грунтах, как показали специальные опыты, равно 22—44 об. %.

Запасы влаги в толще супесчаных почво-грунтов мощностью 3,0—3,5 м, определенные в результате проведения режимных наблюдений в юго-восточном районе Камчатки, составляют около 1200 мм. На долю неподвижной влаги из этого количества приходится 600 мм. Питание подземных вод в весенний период составляет здесь 550—580 мм. Из сопоставления вышеприведенных величин видно, что при мощности супесчаных или суглинистых почво-грунтов свыше 3,0—3,5 м талые воды, проникающие в них, не попадают в водоносный горизонт, а задерживаются в течение продолжительного времени в зоне аэрации, вытесняя находящуюся там подвижную влагу. За счет последней и осуществляется питание водоносного горизонта в это время.

Водный режим зоны аэрации, в строении которой принимают участие суглинистые и супесчаные почво-грунты мощностью более 3,5 м, вследствие вышесказанного, можно отнести к подтипу промывного с замедленным влагообменом. Водный режим зоны аэрации, сложенной преимущественно трещиноватыми или крупнообломочными породами, относится к подтипу промывного с интенсивным влагообменом.

Уровенный режим грунтовых вод на участках, где водный режим зоны аэрации относится к первому подтипу, формируется под влиянием процессов непрерывного влагообмена между почво-грунтами зоны неполного насыщения и водоносным горизонтом. Промывным водным режимом преимущественно с замедленным влагообменом обладает зона аэрации равнинных участков региона. Интенсивный влагообмен характерен главным образом для зоны аэрации горных областей.

Солевой режим зоны аэрации характеризуется тем, что соли, поступающие с атмосферными осадками на поверхность почво-грунтов, выносятся в грунтовые воды. Атмосферные осадки, просачиваясь через зону аэрации, несколько метаморфизуются и обогащаются продуктами разложения алюмосиликатов. Этому процессу способствует большое содержание углекислого газа в атмосферных осадках региона, которое еще более увеличивается при просачивании влаги через верхние гумусированные слои почво-грунтов.

Метаморфизм атмосферных осадков протекает более широко на участках, где зона аэрации сложена преимущественно супесчаными и суглинистыми почво-грунтами и характеризуется замедленным влагообменом. Там же, где зона аэрации обладает интенсивным влагообменом и сложена преимущественно трещиноватыми скальными и полускальными породами или крупнообломочными отложениями, обладающими малой удельной поверхностью, катионный обмен и разложение алюмосиликатов происходят в значительно меньшем объеме.

Таким образом, солевой режим зоны аэрации Камчатки и Курильских островов характеризуется интенсивным влагообменом и является в большинстве случаев стабильным. Солевой режим зоны аэрации с замедленным влагообменом можно назвать соевым режимом выщелачивания, поскольку процессы выщелачивания играют в формировании зон аэрации главную роль.

Глава 7

ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ И КОМПЛЕКСЫ

Сложность геологического строения, неравномерная и недостаточная в целом геологическая и гидрогеологическая изученность, неоднозначные толкования стратиграфии и тектоники полуострова различными исследователями затрудняют и делают порой весьма условными региональные гидрогеологические построения на Камчатке. Это относится и к предлагаемому подразделению на водоносные комплексы толщ пород, слагающих рассматриваемый регион. Границы выделенных комплексов и их гидрогеологические характеристики подлежат дальнейшему уточнению.

Под понятием «водоносный комплекс» для дочетвертичных пород понимается одно или несколько стратиграфически смежных подразделений (серий, свит и т. д.), отличающихся от соседних условиями залегания, степенью дислоцированности, литологическим составом, характером трещиноватости и другими факторами, определяющими условия их обводнения. Водоупорные толщи отсутствуют. Поэтому нижние и верхние границы водоносных комплексов определены в соответствии со стратиграфическим подразделением региона (домезозойский, мезозойский или верхнемеловой, палеоген-нижнемиоценовый, ниже-среднемиоценовый и верхнемиоцен-плиоценовый). Выделенные подразделения более или менее отчетливо различаются по степени и характеру дислоцированности литологическому составу и пористости пород.

Домезозойские образования представлены одним водоносным комплексом палеозойского и протерозойского возраста.

В разрезе мезозойских пород выделяются два водоносных комплекса: мезозойских осадочных образований и верхнемеловых кремнисто-вулканогенных пород.

В палеоген-неогеновое время в Западно-Камчатской зоне и в прогибах Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны накапливаются мощные толщи осадочных морских и туфогенных отложений. Особенности гидрогеологического строения палеоген-нижнемиоценовых образований предопределяются их разделением на два водоносных комплекса. Один из них включает палеогеновые осадочные породы Западно-Камчатского и северной части Центрально-Камчатского прогибов. Второй комплекс охватывает олигоцен-нижнемиоценовые образования Восточно- и средней части Центрально-Камчатского прогибов, отличающиеся от первого комплекса присутствием эффузивных пород и значительно более сильным проявлением пликативной и разрывной тектоники. Второй комплекс широко распространен и на Командорских островах.

Ниже-среднемиоценовые образования в прогибах Камчатки почти повсеместно представлены туфогенно-осадочными морскими породами, объединенными в один водоносный комплекс. Последний незначительно развит также на Курильских и Командорских островах. В отдельный водоносный комплекс объединены отложения прогибов верхнемиоцен-плиоценового возраста, отличающиеся от ниже-среднемиоценовых меньшей степенью дислоцированности и присутствием в разрезе пластов рыхлых или слабосцементированных пород морского и континентального происхождения.

В Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне, на отдельных участках Западно-Камчатского прогиба, на полуостровах восточного побережья Камчатки, а также Курильских и Командорских остро-

вах в течение палеоген-неогенового времени происходили вспышки вулканической деятельности и накапливались мощные вулканические толщи. Объединенные в один водоносный комплекс, эти толщи характеризуются относительно пологим залеганием грубопластующихся эффузивных и туфогенно-осадочных пород, интенсивным проявлением разрывной тектоники, массовым внедрением интрузивов и широким распространением зон гидротермального метаморфизма.

Кроме перечисленных восьми водоносных комплексов дочетвертичных образований, выделяются подземные воды зоны трещиноватости интрузивных пород.

Разделение пород четвертичного возраста производится по генетическому признаку. Здесь описываются водоносные комплексы или горизонты эоловых, пирокластических, флювиогляциальных, ледниковых, морских, аллювиальных и вулканогенных образований, а также сложных и не расчлененных на данной стадии изученности толщ рыхлых осадков, развитых в депрессиях (Центрально-Камчатская депрессия, Западно-Камчатская равнина, Парапольский дол). Горизонты эоловых и флювиогляциальных отложений характеризуются развитием вод со свободной поверхностью.

Водоносные горизонты и комплексы отличаются друг от друга характером пористости. В четвертичных отложениях циркулируют поровые и порово-пластовые воды. В терригенных отложениях палеоген-неогенового возраста в основном развиты горизонты трещинно-пластовых вод; для палеоген-нижнемиоценовых осадочных отложений существенное значение приобретают трещинно-жильные воды тектонических зон дробления. К тектоническим депрессиям, сложенным в основном терригенными отложениями палеоген-неогенового возраста, приурочены крупные артезианские бассейны: Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский, Восточно-Камчатский и Северо-Камчатский (Парапольский).

В вулканогенных породах палеоген-неогенового возраста, в кремнисто-вулканогенных и осадочных образованиях мезозоя и верхнего мела характер циркуляции подземных вод осложняется сильной нарушенностью пластов. В них развиты пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Для метаморфических пород палеозоя и протерозоя, а также для разновозрастных интрузивных массивов характерно распространение в коре выветривания трещинно-грунтовых и трещинно-жильных вод. Водоносные комплексы трещинно-грунтовых, пластово-трещинных и трещинно-жильных вод пространственно приурочены к зонам поднятий или горстантиклинориям региона и образуют гидрогеологические складчатые массивы. На Камчатке выделяются три гидрогеологических массива первого порядка: Центрально-Камчатский, Восточно-Камчатский и массив гористых полуостровов восточного побережья.

В отличие от палеоген-неогеновых вулканогенных образований, недислоцированные вулканогенные породы четвертичного возраста содержат пластово-трещинные, трещинно-жильные и порово-трещинно-пластовые воды. Водоносный комплекс четвертичных вулканогенных пород большой мощности может рассматриваться как наложенная гидрогеологическая структура, названная Н. И. Толстихиным супербассейном. К такому своеобразному типу гидрогеологических структур могут быть отнесены, например, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский массивы. Последние занимают и большую часть Курильских островов.

Ниже приводится описание водоносных горизонтов и комплексов от молодых к древним.

ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ СОВРЕМЕННЫХ ЭОЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ *

Этот горизонт тесно связан с водоносным комплексом морских и прибрежных отложений. Эоловые образования, как правило, залегают на отложениях низкой морской террасы, и их воды гидравлически едины.

Эоловые отложения встречены преимущественно на крупных островах Большой Курильской гряды, где они распространены на отдельных участках побережья в полосе шириной до 0,2—0,5 км, реже до 1,5 км. Незначительные участки дюнных песков имеются и на западном побережье Камчатки и на Командорских островах. В рельефе они образуют скопления дюн высотой до 15—20 м, между которыми располагаются котловины выдувания.

Представлены эоловые отложения мелкозернистыми или среднезернистыми, реже крупнозернистыми, однородными песками. Пески рыхлые, пористость их от 37 до 42%. Ориентировочная мощность пород до 25 м.

К эоловым отложениям приурочены безнапорные воды. Питание водоносного горизонта осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков. Основная разгрузка горизонта происходит в нижележащие морские образования; частично дренаж осуществляется источниками. Кроме того, подземные воды эоловых отложений расходуются на питание небольших озер, расположенных в замкнутых понижениях между дюнами (например, на юге о-ва Парамушир и на севере о-ва Кунашир).

Несмотря на хорошие фильтрационные свойства эоловых песков и подстилающих морских отложений из-за малой площади распространения в них отсутствуют сколько-нибудь значительные запасы подземных вод. На отдельных небольших участках эоловые отложения могут быть дренированы нацело.

Обводненные участки эоловых отложений вскрыты колодцами на островах Итуруп и Кунашир. Глубина до воды от 0,2—5 м в понижениях между дюнами до 9 м на их склонах (табл. 13).

Т а б л и ц а 13

Производительность некоторых колодцев,
пройденных в эоловых отложениях на о-ве Итуруп

Местоположение колодца	Глубина до воды, м	Величина столба воды, м	Дебит, л/сек	Понижение уровня, м
с. Лесозаводское . . .	2,16	0,58	0,24	0,2
с. Доброе	2,0	0,66	0,5	0,4

Исходя из приведенных в таблице данных и мощности водоносного горизонта, последний относится к слабоводообильному. Дебит рационально заложенных водозаборов можно довести до 0,5—1,0 л/сек. Местами в эоловых отложениях содержатся мощные грунтовые потоки, образующиеся за счет теряющихся в дюнах речек и ручьев. В таких случаях в прибрежной полосе за грядой дюн встречаются крупнодебит-

* На гидрогеологической карте водоносный горизонт эоловых отложений, ввиду ограниченного распространения последних, объединен с водоносным комплексом морских образований.

ные источники. Подобные источники с дебитами до 5—10 л/сек были отмечены в северной части о-ва Беринга.

По химическому составу воды эоловых отложений пресные, очень мягкие. Общая их минерализация меняется от 117 до 202 мг/л, общая жесткость от 1,03 до 2,6 мг-экв. Воды гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-натриевые. Содержание гидрокарбонат-иона чаще всего колеблется от 36 до 49 мг/л, хлор-иона от 28 до 59 мг/л, магния в сумме с кальцием от 21 до 98 мг/л, натрия от 17 до 64 мг/л, железа до 0,5—1,5 мг/л. Формирование химического состава вод происходит под влиянием эолово-морского засоления.

Подземные воды эоловых отложений легко загрязняются с поверхности. Признаки органического загрязнения отчетливо проявляются в населенных пунктах, где вода колодцев содержит до 1,5 мг/л иона аммония и до 0,2 мг/л нитрат-иона.

Воды эоловых отложений используются для водоснабжения на островах Итуруп и Кунашир.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Водоносный комплекс объединяет преимущественно воды современных аллювиальных отложений. К этому же комплексу условно относятся и воды ниже-верхнечетвертичных отложений более сложного генезиса: аллювиально-пролювиальных и озерно-аллювиальных, залегающих под современным аллювием в древних долинах или тектонических межгорных впадинах.

Литологический состав водоносного комплекса характеризуется содержанием хорошо водопроницаемых разностей. В горных районах, в верхнем течении рек отмечается преобладание валуно-галечного плохо отсортированного и грубослонистого материала, среди которого изредка встречаются маломощные (до 0,1—0,3 м) прослои супесей и суглинков. Мощность аллювиальных отложений здесь не превышает 1—6 м, реже вместе с локально распространенными делювиально-пролювиальными выносами 10—15 м.

В среднем и нижнем течении рек горных районов, наряду с валуно-галечными водопроницаемыми отложениями, в разрезе аллювия существенное значение приобретают прослои водоупорных пород — глин, суглинков, супесей, глинистых песков и крупнообломочного материала с супесчаным заполнителем. Мощность последних преимущественно изменяется в пределах от 2 до 40 м. Прослои водоупорных пород не выдержаны по простиранию и в вертикальном разрезе, составляя 6—20, реже до 35% всего разреза аллювиальных образований при его общей мощности не более 200 м.

В верховьях рек в аллювиальных отложениях обычно развиты безнапорные воды, связанные с водами поверхностных водотоков. В нижнем и среднем течении рек и в крупных тектонических межгорных долинах встречаются и пластово-поровые напорные воды.

Глубина до воды на пойме и первой надпойменной террасе редко превышает 1—3 м. На более высоких террасах она увеличивается до 6—8 м.

На участках развития мощных аллювиальных образований скважинами нередко фиксируется несколько напорных водоносных горизонтов. До четырех таких горизонтов мощностью от 2 до 20 м при общей мощности аллювиальных отложений 105 м встречено, например, в долине р. Паратунки. В долине р. Авачи, в ее среднем течении скважинами глубиной 15—78 м (при общей мощности аллювия до 200 м)

встречено до одного-двух водоносных горизонтов, многие из которых обладали напорами 1—5, реже 14 м. Напорные воды с высотой самоизлива 2—3 м вскрыты одной из скважин в долине р. Большой на глубине 2,5 м. Водоносными здесь оказались мощные (72,5 м) валунно-галечные отложения с гравийным заполнителем, в подошве и кровле которых залегает глина

Режим водоносного комплекса аллювиальных отложений тесно связан с климатическими условиями и поверхностными водотоками. Наиболее высокий уровень стояния грунтовых вод наблюдается осенью и в конце весны, т. е. в период больших дождей и в паводок. Наименьший — зимой и в летнюю межень. Режимные наблюдения, проведенные в 1964, 1966—1968 гг. Камчатским геологическим управлением в долине р. Авачи, показали, что самое низкое положение уровня грунтовых вод приходится на вторую половину января. Следуя за колебаниями уровня воды в реке, уровень грунтовых вод имеет зимой некоторые отклонения, связанные с подъемами воды в реке в марте — апреле из-за ледовых заторов. Годовая амплитуда колебания уровня грунтовых вод составляет 1,5—2,5 м. В прибрежных районах во время прилива происходит подпор грунтовых вод аллювиальных отложений. Амплитуда колебаний уровня воды в колодцах, расположенных на расстоянии до 2 км от морского побережья (села Озерное, Запорожье), равна 0,3—2,0 м.

Питание водоносного комплекса за счет инфильтрации атмосферных осадков происходит там, где площадь распространения водоносного комплекса достаточно велика. Постоянным источником питания водоносного комплекса аллювиальных отложений являются водоносные комплексы коренных пород, слагающие борта речных долин. Сезонным источником питания служат воды рек и озер, заливающие в паводки пойму. В межень возможно кратковременное питание подземных вод аллювия речными водами, что связано с повышением уровня воды в реках во время ливней или в периоды интенсивного таяния ледников, залегающих в верховьях многих крупных водотоков. Постоянное питание подземных вод аллювия за счет речных вод возможно на отдельных участках долин, в частности при выходе их на равнины. Например, исследования, проведенные Камчатским геологическим управлением в нижнем течении р. Авачи, показали, что пьезометрический уклон направлен в сторону от реки. При обследовании горных рек п-ова Шипунский отмечено, что в случае крутого падения долин в их расширении происходит подпитывание грунтовых вод речными и, наоборот, в суженных частях долин грунтовый поток выклинивается. В целом грунтовый поток подземных вод в долинах рек движется в направлении стока речных вод. Максимальный пьезометрический уклон в долине р. Авачи составляет 0,003—0,008.

Разгрузка водоносного комплекса происходит непосредственно у уреза воды в реках, а также у подножий уступов надпойменных террас, где наблюдаются многочисленные источники и заболачивание.

Наиболее высокие дебиты источников (>10 л/сек) обычно обусловлены подтоком в аллювий вод из сопряженных водообильных комплексов пород (четвертичные вулканогенные образования и осадочные отложения неогена и др.). Подобные источники имеют либо сосредоточенные выходы из циркообразных впадин в склонах террас, либо линейно-пластовые выходы протяженностью 60—100 и даже 500 м. Их суммарные дебиты нередко достигают 15—50 л/сек.

Наряду с источниками, водообильность верхней части водоносного комплекса характеризуется многочисленными колодцами (табл. 14).

Таблица 14

Производительность колодцев, пройденных
в аллювиальных отложениях

Состав водовмещающих пород	Дебит, л/сек	Понижение, м
Супеси	0,02	0,8
Пески разнородные	0,15—0,83	0,35—0,9
Пески с гравием, галькой и валунами	0,11—2,0	0,3—0,7
Галечники	2,0	0,3—0,6

Дебиты скважин глубиной 4—14 м, пройденных в галечных песках аллювия горных ручьев района г. Петропавловска-Камчатского, составляют 1,0—5,1 л/сек при понижениях от 0,2—0,5 до 1,9 м.

Более значительными удельными дебитами (до 104 л/сек) характеризуются скважины, вскрывшие в долинах рек преимущественно валунно-галечно-гравийные отложения без тонкого глинистого заполнителя.

Несколько меньшей, но все же достаточно высокой производительностью обладают скважины, вскрывшие аллювиальные образования, в которых широко развиты пески с прослоями супесей, суглинков, глин, а также обломочный материал с тонким заполнителем (см. табл. 14).

Коэффициенты фильтрации (по лабораторным данным) супесчаных разностей аллювия изменяются от 0,18 до 1,72 м/сутки, а пылеватых песков не превышают 1 м/сутки. Коэффициенты фильтрации галечников (по данным пробных откачек из шурфов) колеблются от 100 до 220 м/сутки, гравийно-галечных отложений с песчаным заполнителем — до 96 м/сутки, а галечников и мелкогравелистых разностей с супесчаным заполнителем — до 10 м/сутки. По результатам откачек из скважин, коэффициент фильтрации пылеватых галечных песков в долине горного ручья около г. Петропавловска-Камчатского равен 14,9 м/сутки. У валунно-галечных отложений с песчано-глинистым заполнителем в долине р. Паратунки он колеблется в пределах 2,2—84,0 м/сутки. Там, где рабочая часть фильтра установлена в нижней части галечно-супесчаных отложений с линзами супесей и суглинков, коэффициент фильтрации возрастает до 100—657 м/сутки. Его среднее значение, по данным кустовых откачек, равно 410 м/сутки.

Таким образом, аллювиальные образования почти повсеместно обладают высокой водообильностью. Дебиты скважин в большинстве случаев превышают 1 л/сек, а часто достигают 10 л/сек и более. Удельные дебиты изменяются в зависимости от литологического состава водовмещающих пород в широких пределах. Учитывая большую мощность водоносного комплекса во многих речных долинах Камчатки, можно полагать, что даже небольшие значения удельных дебитов обеспечат при оптимальном понижении уровня притоки в скважины более 50—200 л/сек.

По химическому составу подземные воды аллювиальных образований весьма однотипны (табл. 15).

Воды слабокислые или нейтральные, хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным составом катионов. Общая жесткость составляет 0,6—1,5 мг-экв. Содержание железа, как правило, не более 0,1—2,3 мг/л.

На Курильских островах воды аллювиальных отложений обладают несколько более высокой минерализацией (163—316 мг/л), чем на Кам-

Таблица 15

Химический состав вод аллювиальных отложений
(по данным 130 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	0,4	138	2—29
Mg ²⁺	0,1	157	2—20
Ca ²⁺	1	38	4—22
Cl ⁻	2	248	7—42
SO ₄ ²⁻	Следы	56	4—25
HCO ₃ ⁻	16	152	24—61
Общая минерализация	29	616	36—146

чатке. Наиболее распространенное содержание хлора в водах Курильских островов 35—50 мг/л, сульфатов 25—49 мг/л, натрия и калия 32—48 мг/л.

Значительное увеличение содержания сульфат-иона в грунтовых водах аллювия наблюдается вблизи крупных зон гидротермально-измененных пород. На Камчатке сульфатные воды в аллювиальных отложениях встречаются в верховьях рек Еловки, Уксичана, Белой, Кирганика, Богдановской, Налычевой, а на Курильских островах по рекам Лесной, Быстрой и др. В аллювиальных отложениях, выполняющих тектонические долины, могут быть встречены воды различного состава, образующиеся за счет выклинивания по разломам минеральных вод. Так, потоки термоминеральных вод обнаружены в аллювиальных отложениях долин рек Паратунки, Налычевой, Паужетки и Бол. Банной, где располагаются крупные гидротермальные системы.

Подземные воды аллювиальных отложений используются для водоснабжения многих населенных пунктов Камчатки и Курильских островов. Каптаж их обычно осуществляется при помощи неглубоких шахтных колодцев на низких надпойменных террасах.

ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ СРЕДНЕ (?) - ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

С водоносным комплексом четвертичного аллювия тесно связан широко распространенный на Камчатке водоносный горизонт флювиогляциальных отложений.

В горных районах Камчатки он развит в террасовом комплексе крупных речных долин. По периферии горных хребтов флювиогляциальные образования слагают обширные волнистые или слабоволнистые равнины.

В разрезе водоносного горизонта преобладают пески с гравием и галькой, переслаивающиеся с галечниками и валунниками. Заполнителем в последних являются разнозернистые пески или супеси. Мощность отдельных слоев галечников и валунников 2,0—8,5 м, песков 5,0—11,5 м. Лишь в верхней части разреза на глубине до 4—9 м среди песков встречаются невыдержанные прослои супесей и суглинков мощностью до 0,5—1,0, реже до 2,2 м. Суммарная мощность отложений до 30—40 м. Такой неоднородный литологический состав флювиогляциальных образований и отсутствие выдержанных водоупоров обуславливают распространение в них преимущественно безнапорных поровых вод. Отдельные прослои и линзы суглинков в верхней части отложений вы-

зывают лишь местные напоры. Об этом свидетельствует, в частности, наличие восходящих источников в пределах Западно-Камчатской равнины.

Уровень подземных вод наиболее близок к поверхности в тыловых частях флювиогляциальных террас и в центральной части междуречий на равнинах, где он залегает на глубине от 0,3 до 5,0 м. Вблизи бровок террас глубина до воды часто достигает 7—8 м. В отдельных случаях, когда флювиогляциальные песчано-галечные отложения залегают на сильнотрещиноватых породах, они могут быть дренированы. Подобная картина наблюдается, например, у подножья западного склона Ключевской сопки и в уступах высоких флювиогляциальных террас. Колебания уровня подземных вод в теплый период года составляют 0,3—0,5 м. Мощность водоносного горизонта на равнинах может достигать 15—20 м.

Равнинный характер поверхности, сложенной флювиогляциальными отложениями, и их хорошая водопроницаемость способствуют инфильтрации атмосферных осадков. В то же время обогащение верхней части разреза мелкоземом, наличие прослоев суглинков обуславливают местами задержку осадков на равнинах, что иногда приводит к заболачиванию поверхности. Значительную роль в питании отложений, слагающих террасы, играет подток вод из сопряженных водоносных горизонтов и комплексов.

Разгрузка водоносного горизонта осуществляется в речных долинах, которые, как правило, прорезают флювиогляциальные отложения на всю мощность. Многочисленные источники, выходящие у подножий склонов долин, часто приурочены к контактам флювиогляциальных отложений с подстилающими менее проницаемыми дочетвертичными породами или ледниковыми образованиями. Частичная разгрузка водоносного горизонта происходит и в уступах морского берега, например между бух. Оссора и зал. Тымлат, где прослеживаются массовые выходы вод, приуроченные к контакту моренных суглинков и флювиогляциальных галечников и песков.

Из флювиогляциальных отложений на Камчатке зафиксировано большое количество источников (более 300).

Более половины из них (65% источников) имеют дебит не менее 1 л/сек и 30% — более 5—10 л/сек. Крупнодебитные источники представлены пластовыми выходами вод на протяжении от первых десятков метров до 2 км. Дебиты источников, дренирующих флювиогляциальную равнину к югу от долины р. Облуковиной, уменьшаются с востока на запад от 8—24 до 3,5—0,2 л/сек.

Худшие условия накопления подземных вод наблюдаются в горных районах Камчатки, где флювиогляциальными образованиями сложены узкие участки надпойменных террас. Большие дебиты источников (более 40 л/сек) здесь могут быть объяснены только подтоком вод из сопряженных водоносных горизонтов или комплексов. Источники, дренирующие только верхнюю часть водоносного горизонта флювиогляциальных отложений, отличаются небольшими дебитами — до 0,1—0,8 л/сек.

Коэффициенты фильтрации, рассчитанные по данным откачек из колодцев и наливов в шурфы, составляют для песков 14—16 м/сутки, а для галечно-гравийного материала с песчаным заполнителем 63—173 м/сутки. С увеличением содержания в заполнителе глинистых и пылеватых частиц они уменьшаются до 3—5 м/сутки.

Флювиогляциальные образования, развитые на равнинах у подножья Срединного хребта, относятся к водообильным, с возможным дебитом рационально заложенных скважин более 1 л/сек. Аналогичные

отложения, слагающие террасы в долинах рек горных хребтов Камчатки и на склонах крупных вулканов, могут быть пестрыми по степени водообильности — в зависимости от площади террас, трещиноватости подстилающих пород, мощности водоносного горизонта и т. д.

Химический состав вод флювиогляциальных отложений приведен в табл. 16. Общая жесткость вод не превышает 4,16 мг·экв. Макси-

Таблица 16

Химический состав вод флювиогляциальных отложений
(по данным 90 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	0,4	44	2—16
Mg ²⁺	0,2	42	4—10
Ca ²⁺	2	34	4—20
Cl ⁻	1	142	7—28
SO ₄ ²⁻	Следы	35	4—20
HCO ₃ ⁻	7	200	24—73
Общая минерализация	20	408	30—127

мальное содержание железа составляет 0,8 мг/л. В пределах населенных пунктов воды носят следы органического загрязнения. Так, в воде колодца с. Эссо содержится нитратов 75,0 мг/л; нитритов 0,13 мг/л; иона аммония 0,4 мг/л.

Воды флювиогляциальных отложений используются для водоснабжения многих населенных пунктов Камчатки, в основном при помощи колодцев.

ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ СРЕДНЕ (?)-ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ледниковые отложения наиболее широко развиты на Камчатке севернее 56° с. ш. в юго-восточной части Паропольского дола, горных долинах и предгорьях восточного и западного склонов Срединного хребта. Южнее 56° с. ш. они отмечаются в предгорьях западного склона Срединного хребта, а также в бассейнах рек Камчатки, Бол. Хапицы, Плотниковой и у подножья влк. Бол. Ипелька. Отдельные моренные гряды выделяются на о-ве Парамушир.

В составе ледниковых образований преобладают валунные и валунно-глыбовые супеси, суглинки и пески, иногда разнотернистые пески с гравием, галькой и валунами, прослойки суглинков мощностью от 0,5 до 1,5 м. Характерным для них является отсутствие видимой сортировки материала и невыдержанность в разрезе и по простиранию прослоев различного состава. Валунные и галька появляются с поверхности или с глубины 1 м и содержание их увеличивается вниз по разрезу. Довольно часто сверху залегает маломощная суглинисто-супесчаная покрывка. Общая мощность ледниковых отложений колеблется от 0,5 до 100 м.

Пестрый литологический состав ледниковых образований определяет неравномерную их обводненность. Отдельные моренные холмы, сложенные существенно валунными суглинками, иногда практически безводны. Там, где в разрезе отложений преобладают хорошо водопроницаемые разности (валунные пески, разнотернистые пески с включе-

ниями), развиты горизонты поровых, обычно безнапорных вод. Отдельные прослои суглинков среди супесей и песков обуславливают появление местных напоров. Глубина залегания подземных вод в ледниковых отложениях связана с особенностями рельефа и колеблется от 0,5 до 15—30 м.

Конкретных данных по режиму вод, циркулирующих в морене, не имеется. Однако известно, что в ледниковых отложениях, залегающих на склонах речных долин, в летний период наблюдаются периодические подъемы уровня подземных вод, вызывающих оплывины. К осени их ресурсы истощаются.

Плохая проницаемость суглинисто-супесчаной покрывки холмов и гряд в сочетании с большой крутизной их склонов не благоприятствует инфильтрации атмосферных осадков в ледниковые отложения. Некоторую роль в питании водоносного горизонта играет подток вод из сопряженных водоносных комплексов, выклинивающихся в долинах и в предгорьях горных хребтов.

Разгрузка водоносного горизонта ледниковых отложений осуществляется в нижней части склонов холмов и в долинах рек, часто прорезающих морену на всю мощность. Одиночно стоящие на хорошо проницаемых подстилающих породах небольшие моренные холмы иногда полностью сдренированы. Гидрогеологической съемкой из ледниковых отложений выявлено 194 источника. Их дебиты меняются от 0,001—0,05 до 240 л/сек.

Источники с максимальными дебитами представляют собой линейные выходы, состоящие из отдельных струй с дебитами от 0,3 до 10—15 л/сек и прослеживающиеся на 0,8—2,5 км вдоль моренных гряд, сложенных гравийно-галечно-валунными песками. Подобные источники с суммарными дебитами до 240 л/сек зафиксированы в долинах рек Хухлотваям (приток р. Русаковой), Македонии, Шишей и других. Дебиты подавляющего большинства одиночных источников меняются от 0,1 до 3,0 л/сек. Незначительные дебиты источников (0,001—0,25 л/сек) характерны для морены, развитой в пределах Западно-Камчатской равнины.

Подземные воды ледниковых отложений вскрыты десятью колодцами в долине р. Большой. Глубина колодцев до 2,5 м, столб воды в них около 0,5 м, производительность до 0,5 л/сек.

Коэффициенты фильтрации пылеватых песков с гравием, галькой и валунами, по данным наливов в шурфы, составляют около 9—10 м/сутки.

Воды ледниковых отложений преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые (табл. 17). Общая жесткость воды не

Таблица 17

Химический состав вод ледниковых отложений
(по данным 70 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	0,7	35	1—26
Mg^{2+}	Следы	21	1—8
Ca^{2+}	1,6	28	2—14
Cl^-	3	42	7—21
SO_4^{2-}	Следы	50	4—16
HCO_3^-	12	147	36—73
Общая минерализация	20	236	36—146

более 1,82 мг·экв. Содержание свободной углекислоты достигает 101 мг/л, а железа не превышает 0,3—0,4 мг/л

Подземные воды ледниковых отложений используются для водоснабжения с Зуйково (Западно-Камчатская равнина)

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ — СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Водоносный комплекс включает подземные воды пляжей, береговых валов, кос, террас, дельт крупных рек и заболоченных древних лагун. Все они гидравлически связаны между собой и поэтому рассматриваются совместно. Некоторые различия в литологическом составе отложений, слагающих перечисленные элементы приморского ландшафта, обуславливают ту или иную степень и характер обводнения отдельных участков распространения водоносного комплекса.

На побережье Кроноцкого залива водоносный комплекс приурочен к мощной (до 300 м) толще суглинков, песков с гравием, галькой и валунами, песчано-галечного и валунного материала с песчано-глинистым заполнителем, слабосцементированных туфов, песчаников и конгломератов. Мощный поток подземных вод имеет в основном свободную, местами закрытую водоупорами поверхность, наклоненную к морю и долинам рек. Величина гидравлических градиентов потока, по расчетам Я. В. Неизвестнова и А. И. Зеленого, составляет 0,003—0,02.

Минимальная глубина залегания подземных вод (1—3 м) отмечается на пляжах, косах и низких морских террасах. Мощность обводненных пород здесь изменяется от нескольких метров до 10—15 м. На высоких морских террасах зеркало подземных вод фиксируется на глубине от 5 до 37 м. Оно ближе к поверхности у тыловых швов террас и резко падает по направлению к их бровкам, где породы почти полностью дренированы. Маломощные галечники и пески на небольших по площади участках цокольных террас часто оказываются практически безводными.

В лагунных и дельтовых отложениях подземные воды встречаются на глубине 1—5, реже 17—50 м. Здесь в ряде скважин наблюдается до двух-пяти разделенных водоупорами водоносных горизонтов мощностью до 5 м. В дельтах наиболее крупных рек (Авача, Камчатка и др.), на побережье Кроноцкого залива их мощность достигает 20—40 м. Пять напорных водоносных горизонтов вскрыто скважиной в интервале глубин 23,0—109,7 м на побережье зал. Кроноцкий.

Наличие в разрезе водоносного комплекса водоупорных пластов и слоев (преимущественно в дельтовых и лагунных образованиях) обусловило появление горизонтов пластово-поровых напорных вод. Высота напора изменяется от 1 до 23 м. В отдельных скважинах уровень установился на 3—4 м выше дневной поверхности. Напорный горизонт пресных вод в морских галечниках вскрыт скважинами в пределах акватории Авачинской губы (бух. Раковая), в 50—150 м от берега под слоем морской воды мощностью 9,6—21,0 м, а также илистыми песками и суглинками мощностью от 1 до 10 м. Из всех скважин наблюдается самоизлив. Пьезометрический уровень на 1 м превышает уровень воды в бухте.

Особые условия обводнения морских отложений установлены на крайнем севере Камчатки, где развиты многолетнемерзлые породы. По данным бурения, в районе пос. Ильырского морские образования обводнены только в пределах морской косы, узкой прибрежной полосы и в таликовых зонах, приуроченных к долинам рек и ручьев. Две сква-

жины, заложенные на низкой террасе, вскрыли полностью промороженные морские осадки мощностью 16—25 м

Режим вод комплекса не постоянен. Годовая амплитуда колебания уровня составляет 0,6—3,8 м. Наблюдениями в дельте р Камчатки установлено, что влияние весеннего паводка на реке четко выражено в скважинах, расположенных в пределах 1 км от ее русла. В колодцах, размещенных на косах, береговых валах, низких морских террасах, в полосе шириной до нескольких десятков — сотен метров, колебания уровня связаны с приливами и отливами и достигают 0,3—1,0 м.

Питание водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока вод из поверхностных водотоков и подстилающих коренных пород. Условия питания благоприятные, так как породы комплекса хорошо фильтруют воду, слагают равнинные участки местности и залегают обычно первыми от поверхности. В районе Авачинской губы Я. В. Неизвестнов отметил значительное поглощение поверхностного стока горных рек отложениями морских террас. При наличии же в верхней части разреза слабопроницаемых прослоев супесей и суглинков инфильтрация атмосферных осадков и талых вод затруднена. Переувлажнение с поверхности плоские участки равнин, они вызывают их заболачивание. Так, на западном побережье Камчатки мощность торфа, перекрывающего морские и лагунно-морские отложения, часто превышает 1 м, а местами достигает 10 м.

Разгрузка водоносного комплекса происходит в долинах рек и в уступах морских террас, иногда в виде субмаринных источников. Из описываемых отложений на Камчатке зафиксировано до 100 источников, на Курильских островах — около 10. Дебиты источников меняются в широких пределах. Источники с дебитами менее 0,1 л/сек встречаются в долинах рек, неглубоко врезаемых в морские отложения и дренирующих только верхнюю их часть, обогащенную мелкоземом (супесями, илами, пылеватými песками, суглинками). Источники с дебитами более 10 л/сек отражают благоприятные условия разгрузки водоносного комплекса и выходят у подножий склонов речных долин или в береговых морских уступах. Они представляют собой крупные рассеянные или пластовые выходы вод протяженностью до 80—120 м. Источники с дебитами до 10—50 л/сек отмечены в районе оз. Нерпичье, в береговых обрывах Кроноцкого залива, Авачинской губы и Шипунского п-ова.

Некоторое представление о водообильности верхней части разреза морских отложений дают данные откачек из 23 колодцев, заложенных в пределах пляжей, береговых валов и на поверхности террас. Дебиты колодцев, пройденных на Камчатке в разнозернистых песках, иногда с гравием и галькой, меняются от 0,1 до 1,1 л/сек (при понижении уровня воды на 0,1—0,8 м). Дебиты аналогичных колодцев на Курильских островах меньше, чем на Камчатке, и редко превышают 0,1—0,2 л/сек. Производительность колодцев, пройденных в супесчаных отложениях, не более 0,025—0,05 л/сек. Дебиты колодцев, заложенных в дельтовых образованиях рек Авачи и Камчатки, колеблются от 0,005 до 30 л/сек.

Производительность на самоизливе отдельных водоносных слоев, встреченных одной из скважин на побережье Кроноцкого залива, изменяется от 1—2 до 20—30 л/сек. Дебит скважины, заложенной на акватории бух. Моховая, равен 0,17 л/сек.

Коэффициенты фильтрации пляжных разнозернистых песков, по данным наливов в шурфы, составляют около 170 м/сутки. По лабораторным испытаниям образцов морских отложений с нарушенной структурой, коэффициенты фильтрации для пылеватых песков составляют

0,8—5,0 м/сутки, для мелкозернистых песков до 11,2 м/сутки, для среднезернистых песков до 26,8—88,9 м/сутки. Откачки из скважин показали, что коэффициенты фильтрации валунно-галечных образований с песком и супесью, слагающих террасы, меняются от 18 до 435 м/сутки. Этот же показатель фильтрационных свойств водовмещающих пород в дельте р. Камчатки колеблется от 12 до 67 м/сутки, а в дельте р. Авачи для разнозернистых пылеватых песков — от 1,6 до 4,2 м/сутки.

Таким образом, наиболее водообильными являются морские отложения, слагающие аккумулятивные террасы, где максимальный (расчетный) дебит скважин меняется от 2,5 до 10—20 л/сек, а иногда достигает 45 л/сек.

Относительно меньшей по сравнению с Камчаткой водообильностью обладают террасовые образования Курильских островов. Это связано, по-видимому, с небольшими размерами террас, а возможно, и с более значительной примесью в морских отложениях пеплового материала. Притоки в скважины, пройденные на берегу прол. Измены (о-в Кунашир) в морских песках с гравием, галькой и пеплом, меняются от 0,16 до 0,6 л/сек. Коэффициент фильтрации равен 17 м/сутки. Максимальная производительность скважин на террасах Курильских островов 1—3 л/сек.

Пестрой водообильностью обладают дельтовые отложения рек. Дебиты скважин здесь меняются от сотых долей до 10 л/сек, чаще не превышают 2—3 л/сек, а удельные дебиты, как правило, не более 0,3—0,7 л/сек.

Непосредственная близость морских отложений к акватории обуславливает специфические особенности химического состава циркулирующих в них вод (табл. 18).

Таблица 18

Химический состав вод морских отложений

Компоненты	Содержание, мг/л					
	Камчатка (по данным 75 проб)			Курильские острова (по данным 45 проб)		
	минимальное	максимальное*	наиболее распространенное	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	1 8	47 484	2—18 23—277	0,4	730	9—33
Mg^{2+}	3 Следы	19 84	5—10 2—15	6	75	12—37
Ca^{2+}	2 2	8 113	3—6 8—25	0	480	6—40
Cl^-	9 12	64 1118	11—28 28—578	28	630	20—75
SO_4^{2-}	Следы	12 107	3—4 8—75	8	151	8—80
HCO_3^-	24 24	67 219	36—48 37—73	12	360	24—75
Общая минерализация	27 37	182 2442	36—89 100—550	128	1007	128—302

* Первая цифра — минерализация вод источников, вторая — колодезев.

Как видно из таблицы, минерализация вод не превышает 600 мг/л. Лишь в колодцах, обычно расположенных на низких абсолютных отметках вблизи моря, минерализация воды в прилив может повышаться до 1000 мг/л. По составу воды хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-натриевые.

Более высокая минерализация и повышенное содержание хлоридов свойственны водам Курильских островов, что объясняется влиянием морского ветрового засоления.

Морские воды наиболее заметно влияют на состав подземных вод в устьевой части р. Камчатки. Четыре скважины, пробуренные на морской косе, отделяющей протоку Озерную с соленой водой от моря, вскрыли на глубине 1—3 м хлоридно-натриевые воды с минерализацией 6000—18 000 мг/л. Другие пять скважин, пройденные на правобережье протоки Озерной, показали, что на расстоянии примерно 100 м от ее берега минерализация грунтовых вод на этой же глубине снижается до 400—500 мг/л при сохранении хлоридно-натриевого состава. При удалении от протоки подземные воды меняют состав на хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый. В 1 км от нее минерализация не превышает 150—200 мг/л. Установлено, что с глубиной минерализация воды в скважинах увеличивается и тем быстрее, чем ближе к источнику засоления располагаются скважины (табл. 19).

Таблица 19

Влияние морских вод на химический состав подземных вод в устье р. Камчатки

Глубина отбора пробы, м	Содержание хлор-иона, мг/л				
	2 м*	700 м	750 м	1250 м	1750 м
4	35	—	21	—	21
5—6	39	22	21	11	—
7	64	—	—	—	22
8	290	—	—	—	24
10	1192	—	—	—	35
11	1278	28	—	29	46
12	—	35	47	—	50
16—17	—	898	64	82	—
18	—	1696	78	150	—
19	—	—	127	—	53
20	—	—	497	—	78
22	—	—	645	367	29
23	—	—	—	1266	—

* Расстояние скважин от протоки с соленой водой

Граница солоноватых и пресных вод здесь довольно четко отбивается по резкому возрастанию содержания хлора в небольшом интервале глубин. Зеркало солоноватых вод характеризуется в пределах прибрежной полосы шириной до 500—700 м с заметным уклоном от близких к нулю отметок до абсолютных отметок минус 16—20 м по мере удаления от протоки с соленой водой. В полосе, расположенной от протоки на 700—1500 м, зеркало солоноватых вод сохраняется примерно на одном уровне. Скважины, удаленные от протоки на 1500 м и более, солоноватых вод под пресными не встречают. Здесь, по-видимому, горизонт солоноватых вод выклинивается.

Аналогичное явление наблюдается на западном побережье Авачинской губы, сложенном более проницаемыми разностями, чем район

устья р. Камчатки. Здесь «язык» соленых вод распространяется от моря на расстояние до 400 м от берега, а глубина меняется в том же направлении от нескольких метров до 40 м.

Хорошо изолированные от поверхностных и грунтовых вод напорные горизонты водоносного комплекса содержат пресные воды, независимо от глубины залегания горизонта и удаленности скважин от моря. Например, в скважине с абсолютной отметкой устья 5 м, пробуренной в 2,5 км от берега Кроноцкого залива, на глубине 83,3—85,8 м вскрыты напорные воды гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией 141,3 мг/л. В ряде случаев возможен сток пресных вод под морскую акваторию. Об этом, в частности, свидетельствуют самоизливающиеся скважины, вскрывшие при бурении на акватории бух. Моховой напорный водоносный горизонт пресных вод в морских отложениях.

Подземные воды морских отложений широко используются в приморских районах региона в целях водоснабжения. Чаще всего они эксплуатируются с помощью неглубоких (до 3—5, реже 10 м) колодцев.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НИЖНЕ-ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ, АЛЛЮВИАЛЬНЫХ, АЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ И ДРУГИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Сложный комплекс рыхлых четвертичных образований разного генезиса, заполняющих Центральную-Камчатскую депрессию, изучен весьма слабо. Значительные участки депрессии, тяготеющие к подножиям Срединного и Восточного хребтов, покрыты с поверхности мощной толщей водопроницаемых аллювиально-пролювиальных отложений.

Последние представлены пылеватými супесями, иногда галечно-гравелистыми, с большим количеством прослоев песка, пепла и суглинков мощностью от нескольких миллиметров до 10—15 см. Наиболее водообильными являются песчано-галечно-валунные древнеаллювиальные отложения. Проницаемость аллювиально-пролювиальных супесчаных отложений ухудшается при удалении от предгорий вследствие увеличения суглинистых прослоев. Последние, а также озерно-аллювиальные суглинки и озерные глины являются водоупорами. Однако в связи с непостоянством литологического состава и многочисленными размывами в процессе накопления толщи все эти водоупоры не имеют регионального значения.

Реки и ручьи в Центрально-Камчатской депрессии врезаны не более чем на 20 м и вскрывают весьма незначительную часть водоносного комплекса. Лишь на периферии депрессии врез рек увеличивается до 40—50 м. Глубина эрозионного вреза в современной долине р. Камчатки не превышает 15 м, а в предгорьях — 20—30 м.

В низменной заболоченной части Центрально-Камчатской депрессии, расположенной у северного подножья Ключевской группы вулканов, где с поверхности развиты илистые озерно-аллювиальные отложения, безнапорные и слабонапорные подземные воды вскрыты рядом неглубоких (12—40 м) скважин в районе пос. Ключи на глубине 1—5 м. Воды приурочены к пласту мелкозернистого, пылеватого плавучего песка с мелким гравием и галькой.

Режим подземных вод комплекса не изучен. Известно, что колодцы функционируют круглогодично, а уровень воды в них повышается во время снеготаяния.

Питание водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, стекающих в депрессию со

склонов прилегающих хребтов и вулканов. Существенную роль в питании играет также подток подземных вод из коренных пород, слагающих борта депрессии. Условия инфильтрации атмосферных осадков в рыхлые отложения депрессии в общем благоприятны. Большая ее часть сложена с поверхности хорошо фильтрующими флювиогляциальными отложениями.

Дебиты источников, дренирующих верхнюю часть водоносного комплекса, относительно невелики — от 0,5 до 5 л/сек.

Водообильность неглубоких колодцев и скважин, вскрывающих первый водоносный горизонт вод, сравнительно небольшая. По данным кратковременных откачек, притоки воды и колодцы, заглубленные в водоносный горизонт до 1 м, изменяются от 0,03 до 0,25 л/сек.

Более показательными являются результаты откачек из скважин, заглубленных в верхний водоносный горизонт на 14—15 м (табл. 20).

Таблица 20

**Характеристика водоносности осадочных отложений
Центрально-Камчатской депрессии**

Местоположение скважины	Водовмещающие породы	Глубина скважины (числитель) глубина появления воды и статический уровень (знаменатель), м	Дебит, л/сек (числитель), понижение (знаменатель), м	Удельный дебит, л/сек
с Мильково	Пески, участками глинистые, с гравием и галькой	$\frac{110,2}{60,0; +10}$	$\frac{2,0-3,5}{\text{при самоизливе}}$	—
с. Макарка	Пески, галечники	$\frac{15,5}{1,6; 1,6}$	$\frac{0,75}{0,3}$	2,5
пос. Ключи	Пески мелко-зернистые, пылеватые	$\frac{19,8}{5,0; 5,0}$	$\frac{1,75}{1,5}$	1,15

Подземные воды четвертичных отложений, выполняющих Центрально-Камчатскую депрессию, обладают незначительной минерализацией (до 200 мг/л) и преимущественно хлоридно-гидрокарбонатным составом (табл. 21). Общая жесткость вод обычно не превышает 2,4 мг·экв, рН 5,5—6,6. Верхний, эксплуатируемый колодцами водоносный гори-

Таблица 21

**Химический состав вод отложений Центрально-Камчатской депрессии
(по данным 16 анализов)**

компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ + K ⁺	9	40	14—22
Mg ²⁺	12	57	23—40
Ca ²⁺	3	22	6—15
Cl ⁻	12	142	12—31
SO ₄ ²⁻	3	30	6—18
HCO ₃ ⁻	40	250	110—183
Общая минерализация	80	435	100—200

зонт комплекса легко загрязняется с поверхности. В водах колодцев иногда отмечается до 24 мг/л нитратов, а жесткость достигает 8,3 мг·экв.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НИЖНЕ-СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ И ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ РАВНИНЫ

Условия обводнения не расчлененных по разрезу и площади нижне-четвертичных озерных и среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений Западно-Камчатской равнины ниже отметок 200—300 м почти не изучены. Подстилающие породы представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами миоцена. Переслаивание супесей, суглинков, галечников и песков характерно для всей вскрытой речной эрозией верхней части пород водоносного комплекса. Соотношение между содержанием в разрезе хорошо водопроницаемых и водоупорных разностей пород изменяется по площади. Так, в бассейнах рек Ичи и Морощечной в верхах разреза преобладают супеси и суглинки с редкой галькой, а на участке равнины, расположенном близ подножья Срединного хребта, — пески и галечники. В западной, прилегающей к морю части равнины почти повсеместно с поверхности развит маломощный (0,5—3,0 м) покров супесей и суглинков, нередко с торфяниками мощностью до 5 м.

Водоносный комплекс состоит из нескольких горизонтов поровых и пластово-поровых вод как напорных, так и безнапорных. Водоупорами являются суглинки, глины, супеси.

Глубина залегания подземных вод определяется глубиной вреза речной сети и меняется от 0,5—2,0 м в понижениях рельефа и в приморской части равнины до 20—30 м и более на увалах и междуречьях.

Питание водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод, а также подтока подземных вод из сопряженных водоносных комплексов. Так, в скважине на левом берегу р. Кихчик на глубине 7,4 м в песках под 2-метровым прослоем глины с валунами вскрыт напорный водоносный горизонт с дебитом на самоизливе 15 л/сек. Условия инфильтрации атмосферных осадков и талых вод облегчены в восточной части Западно-Камчатской равнины и затруднены в западной, где в большей степени развиты покровы супесей и суглинков, а также торфяники.

Частичный дренаж водоносного комплекса осуществляется в долинах рек и ручьев, где отмечаются источники. Наибольшее их количество фиксируется в центральной и восточной частях равнины, где глубина вреза речной сети достигает 50—100 м и реки вскрывают подстилающие породы палеоген-неогенового возраста. В восточной части Западно-Камчатской равнины, где находится область питания неогеновых водоносных комплексов, подземные воды четвертичных отложений частично разгружаются в подстилающие породы. В связи с тем что подошва водоносного комплекса располагается в приморской полосе ниже уровня Охотского моря, возможна субаквальная его разгрузка.

Крупнодебитные источники (10—60 л/сек) дренируют междуречья, сложенные преимущественно песчано-галечными отложениями. Подобные источники имеются в бассейнах рек Кихчика и Утки. Меньшими дебитами обладают источники в междуречье Крутогорова — Облуковина, где водовмещающие породы представлены преимущественно пылеватыми, гравелистыми супесями и суглинками. Источники здесь расположены в нижней части склонов долин и имеют дебиты от 0,05 до 5,0 л/сек.

Предполагается, что дебиты скважин, заглубленных в водоносный комплекс на 40—50 м ниже уровня эрозионного вреза, будут колебаться в пределах от 1 до 10 л/сек.

Воды озерных и озерно-аллювиальных отложений преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным составом катионов и общей минерализацией 40—100 мг/л (табл. 22). Содержание железа со-

Таблица 22

**Химический состав вод озерно-аллювиальных отложений
Западно-Камчатской равнины
(по данным 50 анализов)**

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	0,9	19	2—9
Mg ²⁺	0,7	24	3—11
Ca ²⁺	7	12	8—9
Cl ⁻	7	21	7—15
SO ₄ ²⁻	0,0	14	Часто отсутствует
HCO ₃ ⁻	18	73	24—50
Общая минерализация	35	272	40—100

ставляет 0,3—0,6 мг/л, свободной углекислоты — до 26,4 мг/л. Общая жесткость вод обычно не превышает 2,32 мг·экв.

В прибрежной зоне воды в некоторых колодцах обладают несколько повышенной минерализацией (до 270 мг/л в с. Русь) и гидрокарбонатно-хлоридным составом. Это объясняется некоторым подтоком и ветровым заносом морских вод. Известно, что в период сильных штормов воды р. Удовы засолоняются. В отдельных населенных пунктах грунтовые воды подвергаются органическому загрязнению.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НИЖНЕ-СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНО-ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАРАПОЛЬСКОГО ДОЛА

Условия обводнения четвертичных отложений, выполняющих часть Парапольской впадины, определяются в первую очередь тем, что они располагаются в зоне прерывистого распространения многолетней мерзлоты. Отложения, представленные слоистой толщей глин, галечников, разнозернистых песков, часто гравийно-галечниковых, с прослоями и линзами супесей и суглинков, обводнены только в слое сезонного протаивания, в таликовых зонах, располагающихся в долинах более или менее крупных рек и в котловинах неперемежающихся озер. Мощность четвертичных отложений в северной части Парапольского дола 70—85 м. К югу она постепенно уменьшается.

Многолетнемерзлые породы на юге Парапольского дола имеют мощность 10—30 м, а на севере 70—80 м. Мощность слоя сезонного протаивания меняется от 0,5—1 м для супесчано-суглинистых разностей до 1,2—2,5 м для песчано-галечниковых. Воды слоя сезонного протаивания встречены многочисленными шурфами на глубине 0,2—0,7 м. Естественные водопроявления из обводненного слоя сезонного протаивания представляют собой мочажины на поверхности равнины. На склонах речных долин встречаются источники. Их дебиты обычно не превышают 0,5 л/сек. В сентябре—октябре воды слоя сезонного про-

таивания начинают промерзать с поверхности, а в ноябре—декабре перемерзают полностью

Талики в долинах рек фиксируются главным образом по наличию наледей, образование которых происходит как за счет речных вод, так и за счет выклинивания подрусловых потоков. Они располагаются под руслом и поймой рек, а иногда и под первой надпойменной террасой. Ширина таликов может достигать десятков и сотен метров. Пестрый литологический состав отложений позволяет предполагать наличие в таликах, наряду с безнапорными водами, также вод, обладающих местным напором. С выклиниванием таликовых вод, например, связан крупный пластовый поток в основании склона долины правого притока р. Пустой. Вода высачивается здесь на протяжении 20 м из галечников на контакте с пылеватými песками. Суммарный дебит потока 25 л/сек.

Притоки в выработки, пройденные в слое сезонного протаивания, изменяются от десятых долей до 0,5—1,0 л/сек в зависимости от литологического состава водоносных отложений. Дебиты колодцев и скважин в таликовых зонах могут достигать 5—10 л/сек, повышаясь при подтоке вод из русла реки.

По составу подземные воды гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией до 100 мг/л.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ — СОВРЕМЕННЫХ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Пирокластические отложения широко распространены в Восточном вулканическом районе Камчатки и на островах Большой Курильской гряды*. Условия залегания отложений, их литологический состав и мощность широко варьируют по площади, обуславливая специфические особенности их обводнения. Сложно построенный водоносный комплекс включает как сохранившиеся в непереотложенном состоянии пирокластические отложения, так и трудно отделимые от них по площади и в разрезе эти же образования, но перемещенные временными водными или эпизодическими грязевыми (лахары) потоками.

В непосредственной близости от места извержения пирокластика представлена глыбами, бомбами, шлаками. По мере удаления от него в мелкой фракции повышается содержание пылеватых и пелитовых частиц, а на значительном расстоянии от вулканов оседает самый тонкий материал — пеплы. Пирокластические отложения отличаются рыхлым сложением. Их пористость, например, на склонах вулканов Ключевской группы изменяется от 48—54% на глубине 12—15 м до 68—71% у поверхности (Гущенко, 1965).

Залегают пирокластические отложения в основном на хорошо пронизываемых лавах и существенно обводнены только в нижней части склонов вулканов.

У подножий вулканических конусов накапливаются мощные толщи пирокластического материала, смытого с их склонов и переотложенного водами тающих снежников, ледников и сильных дождей. В рельефе эти отложения слагают крупные конусы выноса, пролювиальные шлейфы, обширные пологонаклонные равнины. Крупнейшие на Камчатке поля переотложенных водными потоками пирокластических образований наблюдаются по периферии многих вулканов.

* На Курильских островах площади развития пирокластических отложений в масштабе карты не выражаются.

Мощность относительно водонепроницаемых прослоев супесей и суглинков колеблется от 3 до 14 м; в отдельных скважинах встречается до трех-пяти таких прослоев. Общая мощность этих отложений в районе влк. Авачинская Сопка, по-видимому, близка к сотне метров, на вулканах Ключевской группы и Шивелуче может достигать нескольких десятков метров, а на Курильских вулканах — 10—20 м.

В районе Ключевской и Авачинской групп вулканов отмечено широкое распространение лахаровых отложений*.

Аналогичные отложения грязевых потоков выявлены и у подножья влк. Кошелева, где они представлены крупнообломочным материалом с супесью в заполнителе.

На двух южных островах Большой Курильской гряды встречены морские туфогенные отложения средне-верхнечетвертичного возраста. Разрез отложений характеризуется чередованием слоев пемзовых песков, пеплов, обломков пемзы разной величины и окатанности с пластами разнозернистых песков, содержащих гальку и гравий эффузивных пород.

К рассматриваемому комплексу пирокластических пород приурочен единый мощный поток подземных вод, зарождающийся на склонах вулканов и разгружающийся в окаймляющих депрессиях. На склонах вулканов в толще непереотложенной пирокластики водоносный комплекс почти повсеместно имеет свободную поверхность и поровый тип циркуляции.

Глубина появления подземных вод при проходке скважин и колодцев меняется от 2 до 82 м. Высота напора над кровлей колеблется от 1—2 до 40—65 м; пьезометрические уровни находятся на глубине 1,5—15,0 м, редко более. В некоторых скважинах пьезометрический уровень выше дневной поверхности на 0,2—5,0 м. Сложная гидравлическая связь между различными водоносными горизонтами по площади и в разрезе проявляется в резких, незакономерных колебаниях пьезометрического уровня по мере углубления скважин.

Уровень подземных вод подвержен сезонным изменениям. Годовая амплитуда колебаний уровня для района Авачинского вулкана составляет в среднем 0,4—1,0 м, а на северо-восточном склоне Ключевского вулкана, по данным И. И. Гущенко (1965), достигает 8—10 м.

В питании водоносного комплекса принимают участие атмосферные осадки, поверхностные воды, талые воды ледников; возможен подток из подстилающих эффузивных пород. Вероятно, основное количество воды инфильтруется в средней и верхней частях склонов вулканов, где развиты наиболее проницаемые разности непереотложенных пирокластических отложений и выпадает большое количество осадков. Интенсивное поглощение поверхностных вод и осадков происходит и в нижних частях склонов вулканов, что придает им, а иногда и прилегающей к ним наклонной поверхности вулканических долов своеобразный облик пустыни, изрезанной руслами «сухих» рек. Лишь весной и во время сильных дождей по их руслам несутся мутные потоки.

Основная разгрузка комплекса происходит на периферии вулканических сооружений. Массовые выходы подземных вод, имеющие площадной характер, отмечены в прибрежной зоне Тихого океана и Авачинской губы, на наклонных равнинах, окаймляющих влк. Авачинская Сопка. Здесь на абсолютных отметках от 20 до 90 м располагается полога болот, откуда берут начало многочисленные ручьи. Мощные ис-

* И. В. Мелекесцев (1965) считает эти образования отложениями направленного взрыва.

точники и крупные заболоченности отмечаются на абсолютных отметках от 20 до 80 м у подножья юго-восточного склона Ключевской сопки.

Реже разгрузка подземных вод происходит в средней части склонов вулканов. Так, в средней части восточного склона влк. Ключевская Сопка отмечено несколько источников на контакте пирокластических отложений с подстилающими слабопроницаемыми ледниковыми образованиями. В верхней и средней частях склонов вулканов, где пирокластические образования представлены хорошо фильтрующими разностями, атмосферные осадки быстро просачиваются в трещиноватые эффузивы. Здесь, при незначительной мощности пирокластических отложений, последние могут быть нацело дренированы. Воды четвертичных эффузивов подпитывают водоносный комплекс пирокластических отложений и в нижних частях склонов вулканов.

Дебиты источников, приуроченных к пирокластическим отложениям, изменяются в пределах от 0,1 до 10 л/сек и более.

Большинство малodeбитных источников приурочено к долинам небольших рек, дренирующих лишь незначительную по мощности верхнюю часть водоносного комплекса, и к периферийным частям вулканических конусов, где преобладают наименее водопроницаемые литологические разности. Так, на склонах вулканов Кошелева и Камбального имеются источники с дебитом 10—15 л/сек, вытекающие из-под шлаковых осыпей. На периферии этих же вулканов из отложений грязевых потоков наблюдаются выходы подземных вод с дебитами 0,01—0,30 л/сек.

В обрывах северо-западного берега о-ва Шиашкотан дебиты источников из пирокластических отложений достигают 5—10 л/сек. Водообильность этих образований лучше всего изучена на Камчатке в районе Авачинской группы вулканов.

По данным откачек более чем из 30 скважин и колодцев, коэффициенты фильтрации вод из пирокластических отложений измеряются первыми десятками метров в сутки. Коэффициенты фильтрации этих же образований, но переотложенных водными потоками, колеблются от 1 до 12 м/сутки, а для лахаровых отложений — от 0,01 до 1,5, реже до 18 м/сутки.

Дебиты скважин, каптирующих лишь верхнюю часть этих пород, достигают 4—10 л/сек. Расчетный максимальный дебит скважин 2—15 л/сек.

Лахаровые отложения отличаются большей неоднородностью по водообильности и несколько меньшей производительностью скважин. Удельные дебиты скважин, пройденных в лахаровых отложениях, меняются в пределах от 0,1 до 1,3 л/сек при преобладающих значениях до 0,3 л/сек.

Таким образом, на Камчатке водоносный комплекс пирокластических отложений характеризуется весьма пестрой водообильностью.

Водоносность пирокластических образований Курильских островов изучена плохо. Исходя из большой мощности отложений, условий залегания, а также чередования в разрезе слоев с различной водопроницаемостью, можно допустить наличие в них нескольких горизонтов подземных вод. О хорошей водопроницаемости этих отложений свидетельствует полное отсутствие поверхностных водотоков в пределах перешейка Дозорный на юге о-ва Итуруп. Слои слаботрещинчатых пемзовых туфов могут здесь служить относительным водупором и обуславливать наличие в водоносном комплексе горизонтов напорных вод. О водообильности дренируемой части этих отложений можно судить только по дебитам нескольких источников, которые меняются от 0,1 до 0,5 л/сек.

Подземные воды пирокластических отложений хлоридно-гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные. В составе катионов чаще преобладает кальций, реже магний. Минерализация вод 54—100 мг/л (табл. 23). Общая жесткость вод 0,42—5,64 мг·экв. Содержание железа составляет 0,2—1,0 мг/л, рН=6,0—6,8.

Таблица 23

Химический состав вод пирокластических отложений
(по данным 36 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	0,4	22	1—10
Mg ²⁺	1	47	4—22
Ca ²⁺	3	67	2—35
Cl ⁻	3	156	7—56
SO ₄ ²⁻	Следы	25	4—12
HCO ₃ ⁻	15	280	24—61
Общая минерализация	23	410	54—100

Относительно повышенное содержание хлоридов, а иногда и сульфатов, по сравнению с фоновым, объясняется постоянным пополнением комплекса в области питания свежим пирокластическим материалом, иногда гидротермально-измененным, выбрасываемым действующими вулканами. Температура подземных вод изменяется в течение года от 3 до 10° С.

Воды пирокластических отложений используются для водоснабжения населенных пунктов в р-не г. Петропавловска-Камчатского.

**ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА**

Вулканогенные образования четвертичного возраста на Камчатке слагают Восточный вулканический район и значительную часть Срединного хребта, а в пределах Большой Курильской гряды занимают почти полностью мелкие острова и около половины площади крупных островов.

Они представлены преимущественно андезитами, базальтами, андезито-базальтами и их туфами. В меньшей степени развиты липариты, дациты, туфы кислого состава, игнимбриты, пемзовые туфы. Чередуясь в разрезе и по площади, они образуют грубослоистую толщу, мощность которой достигает 1,0—1,5, реже 2,5 км в центре крупных вулканических сооружений.

Вулканогенные породы характеризуются различной трещиноватостью. Наиболее трещиноватыми являются покровы и потоки эффузивов, которые, как правило, разбиты литогенетическими трещинами различных направлений на всю мощность. Ширина трещин от волосных до 0,2 м, расстояние между ними от 0,05 до 1,5 м. В базальтах преобладают вертикальные и крутопадающие трещины, придающие породам характерную столбчатую отдельность, реже развиты горизонтальная система трещин. Более кислые разности эффузивов характеризуются системой горизонтальных или наклонных (до 30°) трещин, образующих преимущественно плитчатую отдельность.

Степень трещиноватости покровов и потоков эффузивов меняется как по площади, так и по разрезу. Наряду с особенно сильно трещино-

ватами потоками, встречаются и плотные. Довольно часто в одном и том же потоке отмечается смена сравнительно монолитной лавы в основании потока на более трещиноватую в его верхней части. Нередко в кровле потока вместе с трещиноватостью возрастают количество и размеры пор и пустот. Поверхность свежих, не перекрытых более поздними излияниями и пирокластикой базальтовых потоков действующих вулканов часто изобилует провальными воронками, пустотами, крутопадающими трещинами шириной иногда более 1 м. К основанию потока лава становится более монолитной. Поры и пустоты наиболее интенсивно развиты в основных и средних, меньше — в кислых эффузивах и достигают 10—15% от объема породы. Пористость в сильноокварцованных гидротермально-измененных породах влк. Эбеко составляет 15,3—31,2%. В отдельных шлаковых разностях базальтов пористость может достигать 40—50 и даже 70%.

Туфы и туфобрекчии значительно менее трещиноваты, нежели эффузивы. В основном это плотные, в разной степени сцементированные породы, для которых также характерна вертикальная система трещин отдельности. В отличие от эффузивов, трещины туфогенных пород чаще закрыты продуктами выветривания. Слаботрещиноватые пласты туфогенных разностей являются относительными водоупорами.

Местными водоупорами могут служить и слабопроницаемые зоны, образующиеся на контакте молодых и старых лавовых потоков при оплавлении части пустот, пор и трещин в кровле последних и спекании поверхностного слоя пирокластических отложений в шлаковую корку в случае перекрытия их расплавленным лавовым потоком.

Водоносный комплекс вулканогенных образований представляет собой сложную гидравлическую систему, в которой основное количество подземных вод содержится в наиболее трещиноватых потоках и покровах эффузивов, заключенных среди относительно менее трещиноватых и обводненных, а местами и практически водонепроницаемых эффузивных и туфогенных разностей. В вулканогенной толще (Толстихин, 1957) могут быть «захоронены» лавовые потоки с повышенной трещиноватостью и пористостью, протяженностью до 10—15 км и более. Такие потоки являются естественными дренами водоносного комплекса. Они концентрируют в себе огромное количество подземных вод и при выклинивании порождают источники с дебитами, измеряемыми иногда тысячами литров в секунду.

Неоднородная, но почти повсеместно проявляющаяся трещиноватость пород при невыдержанности водоупоров определяет тесную гидравлическую связь между многими пластовыми горизонтами трещинных вод и соответственно широкое распространение в толще четвертичных вулканогенных пород порово-трещинно-грунтовых и пластово-трещинных безнапорных вод. Отдельные изолированные лавовые потоки могут содержать горизонты напорных вод.

Хорошие фильтрационные свойства потоков и покровов лав и рыхлых пирокластических отложений, залегающих на их поверхности, способствуют быстрой инфильтрации атмосферных осадков и талых вод ледников и снежников. Наилучшие условия для инфильтрации атмосферных осадков существуют в пределах платообразных поверхностей и в нижних выположенных частях склонов вулканов.

На отдельных участках вулканических плато инфильтрация затруднена вследствие маломощного покрова слабопроницаемых валунных и щебенистых супесей и суглинков ледникового или элювиального происхождения. В этих случаях на поверхности плато отмечаются небольшие бессточные озера и замкнутые котловины, периодически запол-

няющиеся дождевыми и тальми водами. Значительная часть вод, циркулирующих в вулканических постройках, сложенных породами описываемого комплекса, выклинивается у их подножий или перетекает в трещиноватые породы, слагающие пьедесталы, или в лавы примыкающих вулканических плато, образуя с ними единую водоносную систему.

У подножий вулканов грунтовый поток располагается на наименьшей глубине. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты бурения в пос. Ключи. Здесь в скважине, пройденной на склоне Ключевской Сопки до глубины 47 м, подземные воды вообще не были встречены. В другой скважине уровень подземных вод располагался на глубине 65,4 м. В скважинах, пройденных у подножья вулкана в базальтах, подземные воды подсечены на глубине 1,0—4,5 м.

Условия накопления подземных вод в пределах вулканических хребтов и нагорий, т. е. на большей части распространения водоносного комплекса, весьма благоприятны. О значительных ресурсах подземных вод в толще вулканогенных пород свидетельствуют высокие модули подземного стока рек, берущих начало в вулканических районах. Например, р. Никулка (приток р. Камчатки) имеет модуль общего стока 200—250 л/сек с 1 км², руч. Студеный — 40—50 л/сек с 1 км², руч. Озерной (приток р. Толбачика) — 50—55 л/сек с 1 км², а доля их подземного питания составляет 75—90 %.

Несколько иные условия дренажа наблюдаются на покровах эффузивов, бронирующих высокие поверхности плиоценового пенеплена. Гидрогеологические условия покровов эффузивов определяются их расчлененностью. Реки почти повсеместно прорезают плато на всю его мощность и углубляются в подстилающие дочетвертичные породы. Существует прямая зависимость между площадью останцов плато и величиной естественных ресурсов подземных вод в них. Многочисленные крупнодебитные источники вытекают у подножий больших по площади эффузивных плато.

Из водоносного комплекса четвертичных вулканогенных образований зафиксировано около 1000 источников, дебиты которых меняются в широких пределах.

Дебиты источников, встреченных на крупных островах Большой Курильской гряды, меняются от десятых долей до 40 л/сек. Около половины из них имеют дебиты более 1 л/сек. На небольшом о-ве Шиашкотан из вулканогенных образований встречено около 20 источников с дебитами от 1 до 5 л/сек. Даже на маленьком о-ве Матуа в его восточной части из основания лавовых потоков старой вулканической постройки вытекают ручьи с пресной водой. Расход наиболее крупного из них, по данным Е. К. Мархинина (1964б), достигает нескольких сотен литров в секунду.

Источники с дебитами более 10 л/сек представляют собой пластовые выходы, протягивающиеся на расстоянии до 1,5—2,0 км. Подобные источники наблюдаются на контакте четвертичных эффузивов с подстилающими более древними породами. Иногда они связаны с выклиниванием сильнотрещиноватых пластов на склонах долин рек, секущих вулканические нагорья. Их дебиты изменяются от 10—25 до 100—4000 л/сек. В долине р. Опалы, например, по контакту сильнотрещиноватых и массивных андезитов на расстоянии 500 м фиксируется большое количество источников, образующих ручьи с расходом 4000 л/сек. Источники с дебитами 200—1400 л/сек отмечались в долинах рек Камчатки и Бол. Хапицы у подножья Ключевской группы вулканов и в других районах.

В береговом уступе, слагающем северо-западный склон влк. Синарка на о-ве Шиадокотан, на протяжении до 4 км прослеживается ряд выходов вод из вулканогенных пород с суммарным дебитом около 200 л/сек.

Выходы подземных вод с высокими дебитами (более 50 л/сек) нередко связаны с тектоническими разломами. Последние часто сопровождаются зонами гидротермального изменения, в пределах которых трещины могут быть закальматированы глиной, что сильно снижает их водопроницаемость. В некоторых случаях гидротермально-измененные вулканогенные породы служат водоупором. По данным разведочных работ на месторождениях серы, большинство канав, шурфов и скважин, пройденных в таких породах, оказалось сухим.

Крупные рассеянные выходы вод создают иногда заболоченности на прилегающих понижениях рельефа. Например, сплошные заболоченные участки, иногда с незамерзающими озерами, окаймляют Ключевскую группу вулканов и другие вулканические постройки Камчатки.

Одинокные сосредоточенные выходы подземных вод характеризуются меньшими дебитами, чем пластовые. Преобладают источники с дебитами от 1 до 5 л/сек, которые и следует принять как наиболее типичные для толщи вулканогенных пород в целом. Многие малодебитные источники часто связаны с выклиниваем обводненных туфогенных пород, которые, как указывалось выше, характеризуются более слабой водопроницаемостью, чем эффузивные разности.

Высокая водообильность эффузивов подтверждается и откачками из скважин (табл. 24), вскрывших пористые и трещиноватые базальты под 4—5-метровым слоем макропористой супеси с прослойками вулканического пепла у северного подножья Ключевской Сопки (около пос. Ключи).

Таблица 24

Производительность скважин, пройденных в базальтах

Глубина скважины, м	Глубина до кровли базальтов (числитель), статический уровень (знаменатель), м	Дебит (числитель), л/сек, понижение уровня (знаменатель), м	Глубина рабочей части фильтра, м
18,0	$\frac{4,0}{1,0}$	$\frac{8,3}{0,1}$	4,8—8,6
13,8	$\frac{4,6}{1,25}$	$\frac{8,3}{0,45}$	5,4—9,2
18,7	$\frac{4,2}{3,8}$	$\frac{9,0}{1,0}$	Без фильтра

Воды четвертичных вулканогенных пород Камчатки преимущественно гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 118 мг/л (табл. 25). Общая жесткость редко превышает 1,3 мг·экв; содержание железа 0,2—0,5, иногда 1,5 мг/л. Отдельные источники, располагающиеся вблизи действующих вулканов, характеризуются повышенным содержанием хлора и сульфатов.

Подземные воды вулканогенных образований Курильских островов несколько более минерализованы, чем на Камчатке, что связано, по-видимому, с большей плотностью размещения действующих вулканов и резким влиянием золово-морского засоления. Здесь общая минерали-

Т а б л и ц а 25

Химический состав вод вулканогенных пород Камчатки
(по данным 140 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	0,2	48	2—13
Mg ²⁺	0,1	26	1—12
Ca ²⁺	0,1	38	2—15
Cl ⁻	2	70	7—36
SO ₄ ²⁻	0,0	115	Чаше отсутствует
HCO ₃ ⁻	9	207	24—61
Общая минерализация	22	356	33—118

зация вод источников меняется от 103 до 254 мг/л. Более значительно содержание хлора, сульфатов натрия и магния, в связи с чем преобладают подземные воды хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатного состава. Воды ряда холодных источников, связанных с зонами гидротермально-измененных пород, характеризуются сульфатно-кальциевым составом, кислой или слабокислой реакцией и минерализацией до 2900 мг/л.

Для описываемого комплекса свойственно наличие на склонах действующих вулканов так называемых фумарольных терм. На Курильских островах и Камчатке насчитывается около 30 групп фумарольных источников. Их описание дается в последующих главах, посвященных термальным водам.

Пресные холодные воды вулканогенных пород эксплуатируются в ряде населенных пунктов Камчатки и Курильских островов для водоснабжения.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Водоносный комплекс осадочных отложений верхнего миоцена—плиоцена широко развит на п-ве Камчатка, главным образом в пределах Западно-Камчатской равнины.

Особенности обводнения толщи пород определяются неоднородностью ее литологического строения как по площади, так и по разрезу. Породы комплекса сформировались в морских бассейнах и характеризуются преобладанием песчаников, конгломератов, гравелитов с прослоями и линзами ракушняка, опоковидных глин, туффитов, туфов, туфодиазомитов, мергелей, реже встречаются песчаные породы с прослоями углей и лигнитов. При приближении к вулканическим зонам в разрезе морских отложений комплекса появляются пласты эффузивов и туфобрекчий.

Наиболее трещиноваты и соответственно обводнены песчаники. В них встречаются открытые трещины как секущие, так и по пластованию пород. Ширина трещин от нескольких миллиметров до 1—3 см. Пересекаясь между собой, трещины разбивают породу на плитообразные обломки различных размеров. Иногда встречаются и плотные разности песчаников. Мощность крупных пластов песчаников, вскрытых скважинами на западном побережье Камчатки, изменяется от единиц и десятков до ста метров с лишним. Также сильно трещиноватыми являются эффузивы и туфобрекчии, мощность пластов которых достигает

4—7 м В них преобладают крутопадающие открытые трещины шириной до 1 см, часто пронизывающие пласты на всю мощность Менее трещиноваты аргиллиты, алевролиты и туфодиазомиты В них развиты преимущественно тонкие, близкие к волосным, обычно закальматированные глинистым материалом трещины, вследствие чего эти породы часто служат водопорами

Наиболее водоносными являются пески, галечники и слабосцементированные трещиноватые конгломераты Отдельные крупные пласты песков имеют мощность от десятков до 140 м, конгломератов — до 10—15 м Их разделяют глины, лигниты и суглинки Пески и галечники неравномерно чередуются с алевролитами, лигнитами, туффитами и аргиллитами, образуя пачки мощностью до 200—400 м

Глубинное строение водоносного комплекса изучено слабо В скв 23, расположенной в долине р Воровской в 2 км юго-западнее с Соболева на западном побережье Камчатки, отмечен всего лишь один водоносный горизонт в интервале глубин 802—890 м Водовмещающие породы здесь представлены песчаниками В кровле водоносного горизонта располагается толща переслаивающихся песков, лигнитов, алевролитов, аргиллитов общей мощностью 370 м В подошве залегает пласт массивных алевролитов с прослоями песчаников и аргиллитов В скв 21, пробуренной в среднем течении р Бол Воровской до глубины 1204,5 м, при бурении в интервале 349,6—362 м отмечено слабое поглощение промывочной жидкости Спустя сутки из этого горизонта начался самоизлив на 0,3 м выше устья скважины Водовмещающими породами здесь является толща песков, чередующихся с алевролитами и лигнитами

В двух скважинах, заложенных на морской террасе к северу от пос Ильпырского, подземные воды вскрыты непосредственно под многолетнемерзлыми породами на глубине 25 и 31 м при глубине кровли плиоценовых трещиноватых туфов соответственно 25 и 16 м Уровень в первой скважине установился на глубине 0,9 м, во второй — 9,7 м В четырех других скважинах, проиленных здесь же, но в таликовых зонах (на морской косе и в русле ручья), в аналогичных туфах были также встречены воды, обладающие напором Уровень в них установился на 17—27 м выше кровли водоносного горизонта Напор был обусловлен развитием пласта глины мощностью от 6 до 16 м на контакте плиоценовых и перекрывающих морских отложений

Режим водоносного комплекса не изучен Самоизлив одной из скважин без изменения дебита фиксировался в течение 7 месяцев

По типу циркуляции воды трещинно-пластовые или порово-пластовые Возможно также наличие и отдельных горизонтов порово-трещинно-пластовых вод, приуроченных к пластам сильнопористых песчаников, алевролитов и других осадочных пород По данным М Б Беловой и др (1961), пористость пород в среднем составляет 24%, что в 1,5—2,0 раза превышает пористость отложений других осадочных серий палеоген-неогена

К отложениям, сформировавшимся в морских бассейнах, приурочены, по-видимому, более выдержанные и мощные водоносные пласты, чем в породах верхней части разреза комплекса, образовавшимся в мелководных и континентальных условиях В гидрогеологическом разрезе Паропольской, Паланской, Озерновской, Большерецкой впадин, представляющих собой артезианские бассейны второго порядка, в узких синклинальных прогибах Тигильского поднятия, в межгорных впадинах Восточно-Камчатского прогиба описываемый водоносный комплекс играет важную, если не главнейшую роль, а в Тюшевском прогибе — подчиненную

Условия питания водоносного комплекса можно считать почти повсеместно благоприятными. Выходы пород на поверхность обычно приурочены к окраинным, наиболее возвышенным, но в общем сохраняющим равнинный облик рельефа частям артезианских бассейнов, где и происходит основное питание водоносного комплекса.

В центральной части артезианских бассейнов Камчатки условия инфильтрации осадков ухудшаются в связи с развитием на поверхности лагунно-морских и других отложений, содержащих водоупорные прослои. Нередко здесь располагаются крупные болотные массивы, многочисленные озера. Таковы ландшафты в северной части Озерновской, Большерецкой впадин. Особые условия питания создаются в пределах Парапольской впадины, где породы как четвертичного, так и верхнемиоцен-плиоценового возраста проморожены на глубину до нескольких десятков метров. Здесь подмерзлотные воды формируются, по-видимому, за счет подтока вод из сопряженных водоносных горизонтов, приуроченных к породам, слагающим борта впадины. Аналогичный подток из пород, слагающих крылья синклинальных прогибов, следует ожидать и в других районах их развития. Равнинный облик местности, сложенной осадочными отложениями верхнемиоцен-плиоценового возраста, и ее слабая расчлененность создают благоприятные условия для инфильтрации подземных вод в более глубокие горизонты водоносного комплекса.

Эрозионной сетью дренируются только верхи гидрогеологического разреза комплекса. В пределах Тюшевского прогиба, где реки врезаны на глубину до 400 м, на сравнительно небольшой площади зафиксировано до 40 источников. Можно предполагать субаквальную разгрузку водоносного комплекса в Охотское море и прол. Литке. Всего зафиксировано около 450 источников, из них около 80 приурочено к мелководно-континентальным фациям.

Морские фации обладают наибольшей водообильностью. Характер выходов подземных вод различен. Чаще всего они рассеянные, приуроченные к контактам пластов различной водопроницаемости, обнажающихся в эрозионных врезках. В связи со слабой дислоцированностью пород пластовые выходы подземных вод могут иметь значительную протяженность. В частности, в основании правого склона долины р. Кругиной на протяжении 600 м отмечено около 250 небольших выходов воды из морских туфопесчаников с суммарным дебитом около 50 л/сек. Пластовый выход вод протяженностью 200 м, встреченный в долине правого притока р. Кунхилок, имеет суммарный дебит 200 л/сек. Менее значительны дебиты (до 10—16 л/сек) пластовых выходов вод, приуроченных к мелководно-континентальной фации.

Крупные отдельные источники иногда приурочены к тектоническим зонам дробления. Они наблюдаются в долинах рек Прав, Лев Жупанова и других, где их дебиты достигают 10—15 л/сек. В северной части Западно-Камчатского прогиба дебиты источников меняются от 0,1 до 200, чаще 1—10 л/сек, в то время как в южной его части (Большерецкая впадина) они колеблются в пределах 0,001—3,5 л/сек. Это объясняется лучшими условиями питания и разгрузки водоносного комплекса в северной части прогиба. В Озерновской впадине и Тюшевском прогибе дебиты источников изменяются от 0,1—0,15 до 15—30 л/сек. Часто они не превышают 5 л/сек.

Сведения о водообильности более глубоких водоносных горизонтов описываемого комплекса весьма ограничены (табл. 26).

Высокие дебиты источников и скважин, большая мощность водоносного комплекса и его залегание в отрицательных структурах позво-

Таблица 26

**Характеристика водоносности осадочных отложений
верхнемиоцен-плиоценового возраста**

Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Глубина до кровли водоносного горизонта (числитель), статический уровень (знаменатель), м	Дебит, л/сек (числитель); понижение уровня, м (знаменатель)	Удельный дебит, л/сек	Примечание
Пос. Ильпырский	52,0	$\frac{32,0}{9,7}$	$\frac{1,5}{4,3}$	0,35	В интервале 3—31 м — многолетнемерзлые породы
Пос. Ильпырский, долина руч. Первого	50,8	$\frac{13,0}{3,5}$	$\frac{4,0}{1,68}$	2,2	—
Пос. Ильпырский, на морской косе (скв. 2)	96,0	$\frac{25,0}{4,0}$	$\frac{1,3}{1,05}; \frac{2,7}{2,3}$	1,24; 1,2	Глубина до кровли плиоценовых туфов 9,8 м
Долина р. Воровской, в 2 км к западу от с. Соболево (скв. 23)	1221,0	$\frac{802,0}{\text{самоизлив}}$	20 при самоизливе	—	Интервал самоизлива 802—890 м
Среднее течение р. Ср. Воровской, в 38 км к востоку от с. Соболево (скв. 21)	1204,5	$\frac{349,6}{+0,3}$	10 при самоизливе	—	Интервал самоизлива 349,6—362,0 м
Среднее течение р. Кихчик, в 37,5 км к восток-юго-востоку от ее устья (скв. 24)	213,4	$\frac{7,4}{\text{самоизлив}}$	15 при самоизливе	—	Интервал самоизлива захватывает пески

ляет отложения верхнемиоцен-плиоценового возраста относить к водообильным породам.

Химический состав подземных вод зоны свободного водообмена довольно однообразный (табл. 27).

Таблица 27

**Химический состав вод зоны свободного водообмена осадочных
отложений верхнемиоцен-плиоценового возраста
(по данным 77 анализов)**

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	0,2	68	3—32
Mg ²⁺	0,1	45	1—15
Ca ²⁺	0,1	35	5—20
Cl ⁻	3	35	7—21
SO ₄ ²⁻	Следы	270	3—20
HCO ₃ ⁻	12	268	36—77
Общая минерализация	40	411	50—150

Воды источников в зоне свободного водообмена весьма слабо минерализованы, мягкие (общая жесткость не более 2—23 мг.экв), от

слабокислых до слабощелочных. По составу они хлоридно-гидрокарбонатные; среди катионов чаще преобладает натрий при подчиненном содержании кальция и магния. Воды, циркулирующие в мелководно-континентальных отложениях комплекса, обогащенных прослоями лигнитов, содержащих серу, иногда обладают относительно повышенной минерализацией (до 411 мг/л), жесткостью около 4 мг·экв и сульфатным составом.

Химический состав вод глубоких горизонтов водоносного комплекса охарактеризован только в пределах Большерецкой впадины.

Здесь в скв. 21 (на глубине 349,6 м) встречены хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 850 мг/л, а в скв. 23 (на глубине 802 м) — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 1680 мг/л. В воде первой из них содержатся нефтяные кислоты, а во второй вместе с водой выделяется большое количество (до 33%) метана.

Мощность зоны пресных вод, по данным скважин, близка к 500—600 м. В области питания Большерецкого артезианского бассейна, расположенной в предгорьях Срединного хребта, где водоносный комплекс выходит на поверхность или залегает под хорошо проницаемыми рыхлыми отложениями, вообще отсутствуют солоноватые и соленые воды. Мощность водоносного комплекса в Парапольском, Озерновском и Тюшевском бассейнах значительно меньше, чем в Большерецкой впадине, и не превышает 300—600 м. Вряд ли можно ожидать на этих участках солоноватые воды. Во внутренних частях этих артезианских бассейнов, перекрытых слабопроницаемыми толщами моренных и лагунно-морских отложений или многолетнемерзлыми породами, так же как и в Большерецкой впадине, формируются пресные, бессульфатные воды хлоридно-натриевого состава, содержащие сероводород. Так, вода холодного минерального источника, расположенного в северной части Тюшевского прогиба, имеет гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав при минерализации 700 мг/л, рН=7,8, содержании сероводорода 11 мг/л и кремнекислоты — 62 мг/л. Здесь же встречены еще два холодных источника, вода которых обладает запахом сероводорода, имеет меньшую минерализацию (100 и 500 мг/л) и характеризуется гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом.

В центральной части Озерновского бассейна из отложений комплекса выходит Укинский минеральный источник. Высокая минерализация вод этого источника (4700 мг/л), несколько повышенная температура (17°) и большое количество свободной углекислоты (1140 мг/л) при гидрокарбонатно-хлоридном натриево-магниевом составе позволяют связывать его появление с глубоким тектоническим разломом.

Температура воды в холодных источниках составляет 1—7, чаще 2—3° С. В пределах описываемого водоносного комплекса Большерецкой впадины на глубине содержатся горизонты термальных вод. Один из таких горизонтов с температурой 34° С вскрыт скважиной на глубине 802 м.

Водоносный комплекс используется для водоснабжения пос. Ильпирского.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕ-СРЕДНЕМИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Водоносный комплекс терригенных отложений ниже-среднемиоценового возраста широко развит на Камчатке и в меньшей степени на Командорских и Курильских островах. На Камчатке к этому комплексу отнесены: в Западно-Камчатском прогибе — воямпольская серия; в се-

верной части Центрально-Камчатского прогиба — еловская толща, а в южной — быстринская серия, в Восточно-Камчатском прогибе — туюшевская серия. На Курильских островах водоносный комплекс включает осадочно-туфогенные отложения итурупской серии, на Командорских островах — буяновскую и каменскую свиты.

Литологический разрез водоносного комплекса в общем однообразный и характеризуется тонким переслаиванием алевролитов, песчаников, опок, туфов, туффитов. На Курильских и Командорских островах существенное значение приобретают конгломераты и туфы, а в верхних частях разреза основную роль играют диатомиты и туфодиатомиты.

Наиболее водопроницаемыми породами толщи являются песчаники. Они разбиты большим количеством трещин, среди которых преобладают крутопадающие. Ширина трещин меняется от волосных до 1—2 см, расстояние между ними 5—20 см. Вертикальные трещины чаще всего полые, пологопадающие, обычно заполнены рыхлыми продуктами выветривания. Алевролиты, аргиллиты, туфы и туффиты также довольно интенсивно трещиноваты. В них преимущественно развиты трещины, совпадающие с плоскостями напластования. Они часто являются приотвертыми или закальматированы глинистыми продуктами выветривания. Сеть тонких, различно ориентированных трещин свойственна конгломератам.

Различие в трещиноватости пород обуславливает послойное обводнение ниже-среднемиоценовых отложений. В них формируются трещинно-пластовые, безнапорные и напорные воды. Однако поровый тип циркуляции не свойственен отложениям ниже-среднемиоценового возраста. Несмотря на значительную величину пористости (25—40%), проницаемость песчаников и алевролитов лишь 0,04—3,40 мд. Наибольшее количество водопроявлений приурочено к песчаникам. Водоупорами в комплексе являются обычно слаботрещинчатые аргиллиты, туффиты и туфы. Однако в одной из скважин на Крутогоровском каменноугольном месторождении водоупором для обводненного напорного горизонта в пласте каменного угля являются массивные песчаники.

На Курильских островах наиболее водопроницаемы туфопесчаники и туффиты, по отношению к которым диатомиты, туфодиатомиты и туфогенные аргиллиты являются водоупорами.

О наличии в ниже-среднемиоценовых отложениях нескольких водоносных горизонтов напорных и безнапорных вод свидетельствует разведочное бурение на Крутогоровском месторождении. Здесь пробурено около 60 скважин глубиной до 50—90 м, в которых вскрыто по 1—3 водоносных горизонта преимущественно в песчаниках. Воды, как правило, напорные. Уровень в скважинах устанавливается на 4,2—57,0 м выше кровли водоносных горизонтов, а в отдельных скважинах наблюдается самозлив. Напорные водоносные горизонты неравномерно распределены по разрезу. Расстояние между ними меняется от единиц до десятков метров. Пьезометрические уровни глубоких водоносных горизонтов в одних случаях выше, а в других ниже, чем более близких горизонтов к поверхности. При прекращении бурения отмечается резкое падение уровня в скважинах, что, по-видимому, свидетельствует о наличии в разрезе сильно трещиноватых поглощающих пластов, возможно, содержащих безнапорные воды. Такие водопоглощающие пласты установлены, в частности, на Крутогоровском месторождении, где бурение производилось в сухую.

На юге Западно-Камчатской равнины в районе с Карымай водоносные горизонты приурочены к пластам трещиноватых песчаников, реже алевролитов, содержащих прослой бурого угля. Водоупорами

здесь являются аргиллиты, талфиты, иногда конгломераты. Напорные водоносные горизонты устанавливаются по всему разрезу ниже-среднемиоценовых отложений на глубинах от 20 до 290 м. Четыре скважины фонтанируют с глубин 150—290 м.

Как видно из приведенного выше описания, водоносный комплекс ниже-среднемиоценовых отложений состоит из большого количества водоносных горизонтов, приуроченных к пластам наиболее трещиноватых пород. Горизонты трещинно-пластовых вод могут быть встречены, по-видимому, в любой части разреза комплекса, однако в связи с частой фациальной изменчивостью ниже-среднемиоценовых отложений эти горизонты не выдержаны по площади. Так, на Крутогоровском месторождении, при большой плотности скважин, ни в одной из соседних не наблюдались одни и те же водоносные горизонты. По-видимому, некоторые водоносные горизонты гидравлически связаны между собой тектоническими зонами дробления. Например, на Крутогоровском месторождении отмечен ряд тектонических нарушений субширотного и субмеридионального простирания, сопровождающихся зонами дробления и сбросами с амплитудами смещения от 5 до 50 м. Эти зоны дробления облегчают локальную связь между водоносными горизонтами.

Режим подземных вод почти не изучен. Известно лишь, что используемые для водоснабжения в с. Кроноки источники с дебитами 1,3—2,5 л/сек в зимнее время снижают дебит на 20—25%. В паводки и во время ливней их дебиты увеличиваются.

На Камчатке водоносный комплекс ниже-среднемиоценовых отложений принимает участие в строении многих артезианских бассейнов, приуроченных к синклинальным прогибам (Большеречский, Паланский, Паропольский, Озерновский, Тюшевский, синклинальные складки Тигильского поднятия). Выходы пластов пород нижнего—среднего миоцена на поверхность отмечаются в основном в краевых частях бассейнов.

Инфильтрации атмосферных осадков благоприятствует равнинный рельеф восточной части Большеречского бассейна, краевых частей Паланского и Озерновского бассейнов и широкое развитие здесь хорошо фильтрующих флювиогляциальных и морских песков и галечников. На денудационной равнине в пределах Тигильского поднятия, а также в северной части Большеречского бассейна (район Крутогоровского м-ния) выходы на поверхность описываемого водоносного комплекса перекрыты слабопроницаемым покровом элювиально-делювиальных супесчанно-суглинистых отложений.

Коэффициенты фильтрации этих отложений составляют всего лишь 0,01—0,1 м/сутки. В связи с этим около 75% осадков в бассейне р. Крутогоровой уходит на поверхностный сток.

В Тюшевском бассейне выходы на поверхность ниже-среднемиоценовых отложений располагаются среди горной местности. Коренные породы перекрыты здесь прерывистым плащом относительно хорошо проницаемых щебенистых супесей. Однако крутизна склонов гор, сильная расчлененность местности, а также неравномерная трещиноватость пород не способствуют глубокому проникновению поверхностных вод в глубь структур. Большую роль в питании комплекса играют подток подземных вод из прилегающих или перекрывающих водоносных комплексов четвертичных и палеоген-неогеновых вулканогенных образований, а также из осадочных пород верхнемиоцен-плиоценового и палеогенового возраста.

Сходны с Камчаткой условия обводнения ниже-среднемиоценовых отложений на Командорских островах. В северной части о-ва Беринга область питания пород превышает область их развития, распростра-

няясь на прилегающие горные склоны. В данном бассейне предполагается наличие нескольких водообильных горизонтов.

На Курильских островах структурное положение водоносного комплекса неблагоприятно для накопления в нем существенных ресурсов подземных вод.

Выходы пород располагаются в горной местности, характеризующейся глубоким врезом густой дренирующей сети речных долин. Разгрузка водоносного комплекса осуществляется в нижней части склонов речных долин в виде большого количества источников. На побережье Камчатки и на островах в морских береговых уступах наблюдаются источники. Дебиты их изменяются в широких пределах. На Курильских островах из рассматриваемых пород зафиксировано 11 источников. Дебиты девяти из них меньше 0,5 л/сек, остальных двух — 1,5 и 2,5 л/сек.

Источники с большими дебитами представляют крупные пластовые выходы. Один из них протяженностью 600 м с суммарным дебитом 105 л/сек отмечен на склоне долины р. Хухловаям в 10 м над урезом воды в реке. Высокие дебиты (до 35 л/сек) свойственны пластовым выходам, приуроченным к контакту ниже-среднемиоценовых отложений с глинистыми породами палеогена. Они отмечаются в долинах рек Ама-ниной, Гаванки, Рассошины, Мезенцевой и др. На Курильских островах, в связи с худшими условиями питания комплекса, дебиты скважин снижаются до 1 л/сек.

Химический состав подземных вод ниже-среднемиоценовых отложений Камчатки в зоне свободного водообмена довольно однообразен (табл. 28).

Таблица 28

**Химический состав вод туфогенио-осадочных отложений
ниже-среднемиоценового возраста
(по данным 78 анализов)**

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространённое
Na ⁺ +K ⁺	1	76	2—19
Mg ²⁺	Следы	15	2—8
Ca ²⁺	2	25	3—14
Cl ⁻	7	49	7—21
SO ₄ ²⁻	Следы	107	4—35
HCO ₃ ⁻	12	195	24—98
Общая минерализация	21	307	47—209

Как видно из таблицы, воды ниже-среднемиоценовых отложений в зоне свободного водообмена преимущественно гидрокарбонатные, среди катионов преобладают натрий и кальций. Воды мягкие, нейтральные или слабокислые (рН=4,0—7,2). Содержание железа в воде не превышает 0,8—0,9 мг/л; максимальное содержание углекислоты 97 мг/л. Химический состав подземных вод комплекса на Курильских островах характеризуется несколько повышенными по сравнению с Камчаткой содержаниями хлора и магния, а также общей минерализацией (в среднем 102—242 мг/л). На Командорских островах в подземных водах миоценовых отложений преобладают хлоридно-гидрокарбонатные воды со смешанным составом катионов. В зонах тектонических разломов появляются воды с повышенным содержанием сульфатов.

Температура воды холодных источников 2—7° С. О процессах де-сульфатизации, обычно свойственных зоне затрудненного водообмена

нефтеносных артезианских бассейнов, свидетельствует появление многих (более десятка) источников, приуроченных к описываемому комплексу и характеризующихся запахом сероводорода. Воды этих источников холодные, с минерализацией до 400—700 мг/л, чаще щелочные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. О возможной нефтеносности Большерецкого артезианского бассейна свидетельствует Конмогский холодный и Саванские горячие (до 75°С) источники, содержащие нефтяные кислоты — метан и тяжелые углеводороды. В воде последних, имеющей хлоридный натриевый состав при минерализации 900 мг/л, также содержатся нефтяные кислоты, а в газовом составе присутствует метан. В скв. 22, вскрывшей на берегу Кроноцкого залива под четвертичными отложениями породы нижнего и среднего миоцена на глубине 274 м, во время бурения наблюдались кратковременные выделения газа.

К зонам разломов в Озерновском бассейне приурочены холодные углекислые источники гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 2000 мг/л. В Кроноцком бассейне из ниже-среднемиоценовых отложений зафиксировано несколько термальных (20—72°С) источников со слабоминерализованными (до 900 мг/л) водами гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриевого состава. На Курильских островах из этих отложений выходят три термальных (16—69°С) источника с водами аналогичного состава, с минерализацией до 2500 мг/л, газифицируемые метаном и азотом с запахом сероводорода.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛИГОЦЕН-НИЖНЕМИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Водоносный комплекс характеризуется флишомидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, в подчиненном количестве присутствуют гравелиты, конгломераты, туфы, туффиты, потоки и дайки андезитовых и базальтовых порфиритов. Последние чаще встречаются в нижней части разреза толщи. Кроме того, отмечается увеличение количества эффузивов в Восточно-Камчатском прогибе по мере приближения к вулканическим полуостровам восточного побережья, а в Центрально-Камчатском прогибе — в направлении к Срединному хребту. Мощность отдельных прослоев осадочных и туфогенных пород меняется от нескольких сантиметров до десятков метров, мощность потоков эффузивов обычно не превышает 3—20 м.

В пределах Восточно-Камчатского прогиба породы разбиты крутопадающими надвигами, имеют место многочисленные внутрипластовые подвижки, сопровождаемые зонами брекчирования. Амплитуда смещений по надвигам и сбросам меняется от нескольких десятков до сотен метров. Мощность зон брекчирования достигает 1000 м.

Гидрогеологические особенности комплекса лучше всего изучены в районе Богачевской нефтеразведочной площади, где пробурен ряд роторных скважин глубиной до 2790 м и около 200 колонковых скважин глубиной до 650 м. В строении Богачевской структуры участвуют три литологических горизонта: песчано-аргиллитовый мощностью до 1300 м, выше — песчаный горизонт мощностью 220—300 м и еще выше — алевролитовый горизонт мощностью до 1000 м.

Аргиллиты всех горизонтов интенсивно перемяты, трещиноваты, брекчированы. По данным Г. Л. Берсон и С. К. Лопатиной (1961), проницаемость песчаников изменяется от 0,5 до 14,9 мд, аргиллитов — от 0,24 до 24,3 мд, алевролитов — от 2,58 до 17,7 мд. Поэтому большин-

ство водопроявлений в скважинах приурочено к аргиллитам или пачкам переслаивания аргиллитов и песчаников

Межзернистая проницаемость пород, вследствие ничтожной пористости, крайне мала и меняется от сотых долей до 9,2, чаще до 1 и с глубиной пористость пород уменьшается

Таким образом, основным типом циркуляции подземных вод является трещинный. Неравномерная трещиноватость пород по разрезу способствует образованию трещинно-пластовых коллекторов подземных вод

Сведения о водопроявлениях на Богачевской площади систематизированы в работах М. Б. Беловой и др. (1961), А. С. Архипченко и Л. П. Грязнова. Подземные воды были вскрыты практически во всех частях разреза богачевской серии. В колонковых скважинах, пройденных на Богачевской структуре, в интервале глубин 20—350 м встречено от 1 до 5 водоносных горизонтов. Многие из них характеризуются напором, а иногда и самоизливом. Высота напора достигает 140—280 м. На Двухлагерной структуре, расположенной в нескольких километрах к югу от Богачевской, подземные воды в олигоцен-нижнемиоценовых породах также встречены по всему разрезу, пройденному скважинами, на глубинах от 35 до 450 м. Почти все обводненные зоны дают самоизлив.

В трех роторных скважинах обводненные породы зафиксированы на глубинах от 1200 до 2500 м. При этом в двух случаях наблюдался самоизлив с забоя (с глубины 2280—2320 и 2400 м). В одной из скважин отмечено пять поглощающих зон, приуроченных к пластам аргиллитов на глубинах от 200 до 350 м.

При испытании одной роторной скважины интервалы 2446—2450, 2406—2417 и 2283—2294 м оказались сухими. Резистивиметрические исследования в другой роторной скважине показали отсутствие водоносных горизонтов в интервале глубин 834—1400 м. Даже при небольших расстояниях между скважинами на разведочных профилях одни из них вскрывали водоносные, иногда высоконапорные горизонты, а другие в тех же интервалах разреза никаких водопроявлений не встречали. Такие особенности обводнения Богачевской нефтеносной структуры объясняются сильной дислоцированностью пород и наличием крупных секущих разломов, сопровождающихся сбросами и смещениями.

В целом водоносный комплекс богачевской серии пород представляет сложную систему относительно изолированных или связанных зонами разломов напорных и безнапорных пластовых горизонтов подземных вод, не выдержанных ни по простиранию, ни по падению. По-видимому, эта особенность свойственна всем олигоцен-нижнемиоценовым породам Восточно-Камчатского прогиба. В Озерновской впадине они несколько менее дислоцированы и поэтому здесь можно ожидать более выдержанные по площади водоносные горизонты.

Питание водоносного комплекса осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Области их инфильтрации приурочены к выходам олигоцен-нижнемиоценовых пород на поверхность в восточных и западных предгорьях Восточного хребта. Прерывистый маломощный покров супесчано-щебенистых отложений почти не препятствует проникновению атмосферных осадков в крутопадающие открытые трещины выветрелой зоны пород. С другой стороны, густота и глубина расчленения местности, крутизна горных склонов, а также неравномерная трещиноватость пород способствуют выклиниванию значительной части инфильтрационных вод выше отметок эрозионного

вреза. В юго-восточной части Восточно-Камчатского прогиба значительную роль в питании водоносного комплекса играет подток вод из сильно водообильных вулканогенных пород четвертичного возраста.

Разгрузка верхних горизонтов водоносного комплекса наиболее интенсивно происходит в предгорьях Восточного хребта, где глубина вреза рек в толщу пород обычно достигает 300—400 м. Здесь зафиксировано большое количество источников с пресными водами, которые располагаются в нижней и средней частях склонов речных долин или в морском береговом уступе. Дебиты одиночных источников меняются в широких пределах — от 0,002 до 25 л/сек. Более крупными дебитами обладают источники, связанные с тектоническими зонами дробления. К такой зоне приурочен, например, выход пресных вод в долине руч. Дроздовского с дебитом 270 л/сек. Источник в долине р. Андриановки, также связанный с зоной дробления, представляет собой рассредоточенный выход вод из семи грифонов с суммарным дебитом 87,5 л/сек. По тектоническим разломам в некоторых долинах рек разгружаются напорные горизонты зоны затрудненного водообмена. Об этом свидетельствуют отдельные источники с аномальным для зоны свободного водообмена составом воды.

Водообильность верхней части разреза комплекса установлена в результате бурения колонковых скважин (табл. 29).

Как видно из табл. 29, производительность скважин, вскрывающих в верхней зоне комплекса до глубины 300—500 м пластовые горизонты пресных вод, как правило, измеряется десятками долей литра в секунду, реже достигает 1,5 л/сек. На порядок выше (до 16 л/сек) дебиты скважин, пересекающих зоны дробления и часто приуроченные к ним дайки андезитов и базальтов. О том, что высокодебитные скважины связаны с тектоническими разломами, свидетельствует появление в них минерализованных вод, состав которых резко отличается от обычных пресных вод, встреченных на этой же глубине в соседних скважинах.

Водообильность комплекса заметно уменьшается с глубиной, что, по-видимому, связано с уменьшением общей пористости и трещиноватости пород. На глубинах 1000—2500 м она на один-два порядка ниже, чем на глубинах 100—500 м.

В целом отложения олигоцен-нижнемиоценового возраста слабо водообильны. Дебит скважин глубиной до 300—400 м не превышает обычно 1 л/сек. Лишь при пересечении трещиноватых зон разломов или крупных даек эффузивов притоки в скважины могут достигать 10—20 л/сек.

Минерализация вод источников, как правило, не превышает 150—200 мг/л. Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, мягкие. Многие холодные источники с пресными водами обладают запахом сероводорода. Привнос сероводорода в воды зоны свободного водообмена происходит, по-видимому, по разломам из более глубоких горизонтов толщи, где его образование связано с процессами десульфатизации, столь свойственными нефтеносным структурам.

Пресные воды в скважинах встречаются до глубин 200—300 м. Сильная нарушенность комплекса секущими трещиноватыми зонами разломов приводит к появлению высокоминерализованных вод на сравнительно небольших глубинах. Так, воды с минерализацией 500—2200 мг/л отмечаются в двух роторных скважинах на глубинах 1200—2300 м, в то время как в других менее глубоких скважинах воды с минерализацией 5000—15 000 мг/л фиксируются уже на глубинах от 50 до 450 м. Вода, отобранная с интервала глубин 2458—2467 м в одной

Таблица 29

Водоносность верхних горизонтов пород богачевской серии

Глубина или интервал опробования, м	Статический уровень, м	Дебит при самоизливе, л/сек	Формула химического состава воды
<i>Богачевская структура</i>			
111,0	Самоизлив	1,6	—
112,0	+0,3	0,08	$M_{0,1} \frac{HCO_3 63 \text{ Cl } 37}{Ca 62 (Na+K) 38}$
249,0	Самоизлив	0,08	—
279,8	"	0,07	$M_{0,2} \frac{HCO_3 72 \text{ Cl } 28}{Ca 58 \text{ Mg } 23 (Na+K) 18}$
309,0	+15,0 (пульсирующие выбросы воды с метаном)	16,7	$M_{11,3} \frac{Cl 99}{(Na+K) 75 \text{ Ca } 19}$
<i>Двухлагерная структура</i>			
47,0	Самоизлив	0,1	$M_{0,3} \frac{HCO_3 39 \text{ CO}_3 34 \text{ Cl } 22}{(Na+K) 96}$
66,0	"	1,0	—
36,0	"	0,17	$M_{0,3} \frac{HCO_3 51 \text{ CO}_3 34 \text{ Cl } 12}{(Na+K) 96}$
437,0	"	1,4	—
110,0	"	0,3—0,5	—
360,0	"	0,8—1,1	—
317,1	"	0,05	—
440,0	"	0,75	—
140,0	"	5,0	$M_{1,2} \frac{Cl 98}{(Na+K) 71 \text{ Ca } 18 \text{ Mg } 11}$
210,0	"	10,0	—
450,0—454,0	"	10,0	$M_{2,5} \frac{Cl 98}{(Na+K) 53 \text{ Ca } 27 \text{ Mg } 20}$
450,0—454,0	"	4,0	$M_{4,9} \frac{Cl 99}{(Na+K) 58 \text{ Ca } 36}$

из роторных скважин, имеет близкую минерализацию — 12 200 мг/л. Водам с минерализацией выше 1000 мг/л обычно свойственен хлоридный натриевый или кальциево-натриевый состав. В отдельных случаях содержание кальция в этих водах больше, чем натрия. Характерной особенностью вод глубоких горизонтов комплекса является их бессульфатность, присутствие нафтеновых кислот, йода (до 50 мг/л), брома (до 15 мг/л), нефтяных пленок, а среди газов — метана.

Температура воды источников меняется от 1 до 10, чаще 2—5° С. Как показали геотермические наблюдения в скважинах на Богачевской площади, температура воды на глубине 500 м достигает 27° С, на глубине 1000 м — 49° С, а на глубинах от 1500 до 2200 м — 60—78° С.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

На Камчатке этот комплекс объединяет широко развитые в Камчатско-Корякском антиклинории породы анавайской (олигоцен—средний миоцен) и алнейской (верхний миоцен—плиоцен) * серий, а также их возрастные и литологические аналоги, распространенные в пределах вулканических полуостровов восточного побережья, в южной и северной частях Западно-Камчатского прогиба. На Курильских островах к комплексу относятся зеленцовская эффузивно-пирокластическая свита палеогена, развитая на островах Малой Курильской гряды, и широко распространенные на островах Большой Курильской гряды вулканогенные возрастные аналоги анавайской и алнейской серий Камчатки. На Командорских островах к комплексу отнесена существенно эффузивная часть туфогенно-осадочной свиты м. Толстого, слагающая северную оконечность о-ва Беринга, а также водопадская свита о-ва Медный.

Комплекс характеризуется переслаиванием потоков и покровов эффузивов разного состава с туфогенными и осадочными породами, причем соотношение между ними незакономерно меняется и по площади и в разрезе. Наиболее характерным является преобладание в разрезе вулканогенных пород — потоков андезитов, базальтов, андезито-базальтов, дацитов, пластов туфов, туфобрекчий, игнимбритов, туфолав. В подчиненном количестве встречаются пачки тонкослоистых осадочных пород — туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов, алевропелитовых туфов. На Камчатке суммарная мощность осадочных пород в центральной и северной частях Срединного хребта измеряется первыми сотнями метров, а на юге полуострова достигает 1000—2000 м. Общая мощность пород комплекса до 2000—3000 м. На Курильских островах соотношение эффузивной и туфогенно-осадочной частей комплекса также резко изменчиво по площади, а общая его мощность достигает 1000—2000 м. На Командорских островах, где комплекс представлен исключительно вулканогенными породами (эффузивы, туфобрекчии, лавобрекчии), видимая мощность его не менее 1500 м.

Породы комплекса смяты в пологие брахискладки. Главной особенностью толщи является интенсивное развитие крупных и мелких разрывных нарушений, сопровождающихся смещениями и мощными зонами брекчирования, а также регионально проявляющиеся гидротермальные изменения пород и большое количество мелких и крупных интрузий и экстрюзий.

Наиболее трещиноватыми породами разреза являются андезиты, андезито-базальты, базальты и дациты. Литогенетические, эпигенетические трещины, а также трещины выветривания образуют сложные системы, разбивающие эти породы на блоки разнообразной формы. Преобладают крутопадающие (45—80°), открытые трещины, пронизывающие пласты эффузивов на всю мощность. Ширина трещин в выветрелой зоне меняется от нескольких миллиметров до 5—10 см. Менее трещиноваты туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и другие осадочные породы толщи. В них развита преимущественно послойная трещиноватость; трещины пологопадающие, часто закрытые. По отношению к эффузивам эти породы иногда являются водоупорами.

С крупными дизъюнктивными нарушениями в породах связаны зоны дробления и гидротермального изменения. В таких зонах трещино-

* И. В. Мелекесцев (1965) и др. датируют алнейскую серию как верхний плиоцен—нижний плейстоцен

ватость всех литологических разностей комплекса, как правило, резко повышается. Например, в скважине, пробуренной на о-ве Шумшу, на глубине 70—100 м отмечается зона гидротермально-измененных туфогенных пород, карбонатизированных и эпидотизированных, местами сильнораздробленных. На 1 м породы в этой зоне насчитывается до 20—25 трещин различных направлений. В некоторых зонах, подвергшихся интенсивному воздействию гидротермальных растворов, многие трещины и пустоты в породах выполнены кварцем, кальцитом, хлоритом или глинистыми продуктами выветривания, что снижает их фильтрационные свойства.

В верхней трещиноватой зоне, наряду с горизонтом безнапорных вод, приуроченных к коре выветривания, возможно присутствие пластово-трещинных напорных вод, а на участках зон дробления трещинно-жильных вод в верхней выветрелой зоне в большинстве случаев существует тесная гидравлическая связь между всеми, сколько-нибудь существенными скоплениями грунтовых, пластовых и жильных вод. В связи с фациальной невыдержанностью пород комплекса и весьма интенсивным проявлением секущих разрывных нарушений пластовые горизонты трещинных вод не имеют широкого площадного распространения.

В большинстве скважин, вскрывших вулканогенные образования палеоген-неогена на юго-востоке Камчатки, зафиксированы безнапорные воды как в кровле комплекса, так и на глубинах 30—60 м, при общей глубине скважин близкой к 100 м. В отдельных скважинах подземные воды обладают напором или дают самоизлив, имея относительно водоупорные четвертичные покровы. Высота напора составляет 1—13 м. Реже в скважинах глубиной до 100—150 м встречаются изолированные пласты трещинных вод.

Трещиноватость пород резко уменьшается с глубиной. В районе г. Петропавловска-Камчатского выделяются две зоны с различными фильтрационными свойствами. Первая, наиболее разрушенная часть коры выветривания мощностью до 5—10 м характеризуется коэффициентами фильтрации 6—8 *м/сутки*; вторая — в интервале 5—140 м имеет коэффициенты фильтрации до 0,4 *м/сутки*. Такой перепад фильтрационных свойств пород часто обуславливает задержку атмосферных вод вблизи поверхности, что приводит к образованию верховодки. Ниже 100—140 м трещины выветривания практически затухают и основными водопроводящими путями становятся тектонические трещины и трещины отдельностей. Последние наиболее интенсивно развиты в потоках эффузивов, к которым обычно и приурочены глубокие горизонты трещинно-пластовых вод.

Обводненность глубоких частей комплекса палеоген-неогеновых вулканогенных пород в крупных зонах тектонических разломов изучена лишь на участках разгрузки термоминеральных вод (Паужетские, Большие Банные, Нижне- и Средне-Паратунские, Налычевские термы). Б. Г. Поляк, Е. А. Вакин и Е. Н. Овчинникова (1965) отмечают, что зоны тектонических нарушений имеют сложное строение и состоят из большого количества трещин, сходящихся и пересекающихся друг с другом. Отдельные крупные трещины не протягиваются на всю длину разрывной зоны, а затухают по простиранию и падению, заменяясь другими трещинами, расположенными кулисообразно по отношению к первым. Благодаря такому сочетанию трещин в пределах тектонических зон возможно чередование полос интенсивного дробления с узкими полосами менее нарушенных пород.

При разведке Налычевских терм скважины вскрыли несколько зон дробления, но водообильными оказались лишь некоторые из них. На-

пример, в одной из скважин раздробленные породы отмечаются на глубинах 35, 53—54, 84—85, 91—92, 102, 181 и 182 м. Интенсивный приток воды наблюдается только с глубин 35 и 102 м. Местами вскрыты практически безводные зоны тектонических нарушений. Детальное изучение Паужетского месторождения термальных вод также показало неоднородное обводнение тектонической зоны в целом.

Питание верхней зоны палеоген-неогеновых пород осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Интенсивная расчлененность местности густой сетью речных долин и распадков, врезаемых на глубину до 500—700 м, благоприятствуют дренажу верхней части комплекса. Значительная часть инфильтрационных вод выклинивается выше современного эрозионного вреза. Питание более глубоких горизонтов толщи осуществляется в основном по трещиноватым зонам разломов как за счет инфильтрации по ним вод на глубину, так и за счет подтока из сопряженных водоносных комплексов.

Из вулканогенных пород палеоген-неогенового возраста зафиксировано около 500 источников, которые располагаются на абсолютных отметках от 3—4 до 420—450 м. Чаще всего это линейные или пластовые выходы протяженностью от нескольких метров до 1—2 км, связанные с выклиниванием пластово-поровых грунтовых потоков или же разгрузкой вод по трещинам напластования. Сосредоточенные выходы вод обычно связаны с крутопадающими трещинами. Например, в морском береговом обрыве п-ова Шипунский источник с дебитом 8 л/сек приурочен к контакту крутопадающих и пологопадающих трещин.

Наибольшими дебитами обладают источники, дренирующие тектонические зоны дробления, которые иногда подпитываются из поверхностных водотоков и озер. Например, на п-ове Шипунский к такой зоне, прослеживающейся по долине руч. Бараньего и связанной с озером, приурочено четыре группы источников с дебитами 6, 10, 100 и 300 л/сек. Выходы источников из тектонических зон дробления отмечаются также в долинах рек Тигиль, Вироваям и других, где их дебиты достигают 10—15 л/сек. Пластовые выходы протяженностью до 200—400 м с суммарными дебитами от 4 до 21 л/сек фиксируются в долинах рек Белоголовая-2, Кенгуваям и др. Для одиночных источников наиболее характерны дебиты от 0,5 до 5,0 л/сек. На Курильских островах из пород рассматриваемого комплекса встречено 10 источников с дебитами до 1 л/сек.

Водообильность палеоген-неогеновых вулканогенных образований может быть охарактеризована также по данным откачек из скважин, пройденных в понижениях рельефа на глубину до 100—140 м и вскрывших пресные холодные воды (табл. 30).

Как видно из табл. 30, дебиты скважин меняются от 0,1 до 5,5 л/сек, а удельные дебиты — от 0,05 до 1,5 л/сек. Как правило, наибольшими дебитами обладают те скважины, в которых уровень подземных вод отмечается на наименьшей (до 10—15 м) глубине. Эти скважины каптируют трещинно-грунтовый поток в самой выветрелой и трещиноватой зоне водоносного комплекса. Относительно большими дебитами обладают скважины, каптирующие обводненные эффузивы. Водоносные горизонты в туфах или туфоконгломератах характеризуются меньшими дебитами.

Исходя из изложенного материала, вулканогенные образования палеоген-неогенового возраста в выветрелой зоне следует отнести к водообильным породам. Дебиты скважин, заложенных в понижениях рельефа на глубину до 100—150 м, как правило, будут колебаться от 1 до 5 л/сек.

Таблица 30

Водоносность вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста

Глубина скважины, м	Глубина появления воды (числитель); статический уровень (знаменатель), м	Удельный дебит, л/сек	Глубина установки рабочей части фильтра, м	Глубина скважины, м	Глубина появления воды (числитель); статический уровень (знаменатель), м	Удельный дебит, л/сек	Глубина установки рабочей части фильтра, м
<i>Южный берег Авачинской губы</i>				<i>Пос. Советский</i>			
80,0	$\frac{8,6}{8,6}$	0,71—0,91	15,0—41,3	116,4	$\frac{44,4}{44,4}$	0,07—0,06	—
82,0	$\frac{3,85}{3,85}$	0,73—1,5	9,0—29,6	140,0	$\frac{38,0}{38,0}$	0,21—0,2	—
96,0	$\frac{2,55}{2,55}$	0,32—0,59	8,9—29,6	128,8	$\frac{47,0}{47,0}$	0,35	37,0—60,0
81,0	$\frac{16,7}{3,75}$	0,05—0,6	26,3—40,9	<i>П-ов Завойко</i>			
111,6	$\frac{28,5}{+4,0}$	0,85	—	40,0	$\frac{9,98}{9,98}$	0,6—0,84	22,5—39,0
120,0	$\frac{39,5}{39,5}$	0,02	17,0—50,0	40,3	$\frac{17,8}{17,8}$	0,14	30,5—35,5
<i>П-ов Крашенинникова</i>				128,8	$\frac{45,0}{44,0}$	0,25	—
85,0	$\frac{15,9}{15,9}$	0,015	—	<i>П-ов Шипунский</i>			
60,0	$\frac{13,5}{13,5}$	1,5	15,5—44,9	75,6	$\frac{13,8}{+0,75}$	0,13—0,09	21,45—26,1 и 32,15—42,15
<i>Побережье бух. Лагерная</i>				90,1	$\frac{10,0}{9,0}$	0,09—0,06	29,1—42,8
40,0	$\frac{13,4}{13,4}$	0,78	6,7—24,6	73,0	$\frac{73,0}{+2,7}$	0,18—0,14	35,5—75,5
35,0	$\frac{15,7}{15,7}$	0,41	3,0—23,9				

В зонах разломов, там, где скважины вскрывают термальные воды или перегретую паро-водяную смесь, дебиты характеризуются значительной пестротой, что связано с различной трещиноватостью, а следовательно, и водопроницаемостью отдельных участков тектонической зоны. Это хорошо иллюстрируется на примере Паужетского месторождения, где напорные высокотермальные (до 150—199°С) воды приурочены к крутопадающей зоне дробления с системой оперяющих трещин, причем последние не затрагивают всю толщу туфов.

Залегание водоносного комплекса в зонах поднятий определяет хорошую промытость его верхней части. На Камчатке в зоне свободного водообмена комплекса циркулируют в основном пресные гидрокарбонатные или сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные магниевые или кальциево-натриевые воды (табл. 31). Они мягкие, общая жесткость обычно не превышает 1,6 мг-экв. На Курильских островах в водах комплекса наблюдается повышенное содержание сульфатов, хлора, натрия, что связано как с большим влиянием эолово-морского засоления, так и с широким развитием гидротермально-измененных пород.

Таблица 31

Химический состав вод вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста
(по данным 60 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л			
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное	
			на Камчатке	на Курильских о-вах
Na ⁺ +K ⁺	Следы	168	5—32	38—50
Mg ²⁺	"	28	2—10	5—9
Ca ²⁺	"	78	2—10	0—3
Cl ⁻	7	222	7—21	21—28
SO ₄ ²⁻	4	187	4—20	42—56
HCO ₃ ⁻	12	214	36—97	36—48
Общая минерализация	32	560	45—187	124—182

В зоне интенсивного водообмена комплекса на участках развития гидротермально-измененных пород формируются специфические кислые воды. Они имеют сульфатно-кальциевый состав, кислую реакцию (pH 3—5) при минерализации от 100 до 3500 мг/л. Температура воды в холодных пресных источниках изменяется от 1 до 10°С.

Итак, отложения водоносного комплекса, относящиеся к алнейской серии, являются наиболее водообильной частью комплекса. Породы более древних вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста ниже коры выветривания обводнены практически только в зонах тектонической трещиноватости, поэтому объединение их в один комплекс с породами алнейской серии оправдано только недостатком изученности.

Особые условия формирования подземных вод в недрах описываемого комплекса обусловлены обилием крупных разломов глубокого заложения. За счет растворения или конденсации глубинных эманаций, поднимающихся по этим разломам, формируются термоминеральные воды самого различного состава. Всего встречено около 70 термальных источников с азотными и углекислыми водами преимущественно гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 400—1570, чаще 1000—5000 мг/л. Отмечаются также и холодные минеральные источники, иногда содержащие до 2500 мг/л свободной углекислоты.

Подземные воды комплекса используются для бальнеологии и водоснабжения ряда населенных пунктов Камчатки.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОГЕНОвого ВОЗРАСТА

Комплекс включает породы тигильской серии палеоцен-нижеолигоценового возраста и ковачинской серии среднего и верхнего олигоцена, распространенные на севере и северо-западе Камчатки по обе стороны Срединного хребта.

Обводненность пород определяется (Берсон, Демидович, 1960) распространением трех типов трещин: 1) крупных трещин, пересекающих пачки слоев одинакового или различного состава мощностью до нескольких десятков метров; 2) трещин, пересекающих несколько литологически однородных слоев, и 3) трещин, развитых в пределах только одного слоя. Наиболее трещиноваты песчаники, удельная плотность трещин в которых в 1,5—2 раза выше, чем в аргиллитах. На крыльях

структур массивные песчаники обладают наименьшей растресканностью. Ближе к своду складки растресканность пород увеличивается. Плотность трещин в маломощных прослоях выше, чем в более мощных прослоях тех же пород. Послойная трещиноватость наиболее характерна для глинистых разностей. Другим породам комплекса более свойственны крутые трещины, падающие к напластованию под углом 45—90°. Системы трещин, развитые в отложениях, обуславливают проницаемость до 200 мд при среднем фоне трещинной проницаемости около 50 мд.

В отличие от вышеописанного водоносного комплекса олигоцен-нижнемиоценовых образований восточной Камчатки, палеогеновые отложения характеризуются несколько более значительной пористостью. Так, песчано-алевритовые породы тигильской серии обладают эффективной пористостью от 1 до 23% (при средних значениях 10,5%), породы ковачинской серии — от 0,42 до 34% (при средних значениях 13,2%). Однако гранулярная проницаемость пород характеризуется весьма резкими колебаниями (от 0 до 300 мд). Поэтому циркуляция подземных вод в них может быть обеспечена в основном трещинной проницаемостью пород.

В северной части Южно-Тигильского района можно выделить 22 горизонта с повышенными коллекторскими параметрами мощностью от 3 до 50 м и с колебаниями значений проницаемости от 23 до 270 мд.

Неоднородная послойная проницаемость палеогеновых отложений обуславливает появление в них трещинно-пластовых вод, приуроченных к пластам песчаников, реже к пачкам переслаивания песчаников с алевритами и аргиллитами. В них встречены также безнапорные или обладающие местным напором трещинно-грунтовые воды коры выветривания, а также трещинно-жильные воды тектонических зон дробления.

На Тигильском угольном месторождении, в междуречье Тигиль — Напана пройдено 13 скважин глубиной от 179 до 349 м. В большинстве скважин встречены безнапорные воды коры выветривания на глубине от 0,6 до 12,6 м. В одной из скважин отмечен водоносный горизонт на глубине 20—40 м, приуроченный к песчаникам. О неоднородной послойной трещиноватости толщи свидетельствуют отмеченные во многих скважинах на разных глубинах (от 14 до 140) поглощающие горизонты. Некоторые из них выдержаны и отмечаются сразу в нескольких близко расположенных скважинах.

На Хромовской антиклинальной структуре Тигильского поднятия пробурено 33 скважины глубиной от 288 до 561 м. Многими скважинами в коре выветривания и перекрывающих рыхлых отложениях вскрыты безнапорные воды.

Поглощающие и напорные водоносные горизонты отмечены здесь на разных глубинах. Например, в одной из скважин зафиксирован самоизлив с интервала 20—25 м, а в другой — с глубины 5,5—23,0 м.

На Воямпольской антиклинали, в отличие от Хромовской площади, не установлены горизонты трещинно-пластовых подземных вод. О большой плотности и меньшей проницаемости пород ядра Воямпольской антиклинали свидетельствует значительно меньшее количество нефтегазопроявлений в скважинах. По данным М. Б. Беловой и др. (1961), средние значения пористости отложений тигильской серии на Воямпольской площади (5,42%) в 2 раза меньше пористости пород на Хромовской площади.

Подземные воды в пределах Воямпольской площади встречены только в одной скважине, секущей линию сброса. В ней при бурении сильнотрещиноватых аргиллитов вода вместе с газом начала перели-

вать с глубины 40—55 м. Вторая обводненная зона приурочена к сильнотрещиноватым аргиллитам, залегающим в интервале 207—219 м среди 100-метровой пачки аргиллитов и глин. Встреченные на глубине 210 м воды фонтанируют на 15 м выше устья скважины, обильно выделяя горючий газ.

Итак, палеогеновые осадочные отложения западной и северной Камчатки обводнены весьма неравномерно. При почти повсеместном развитии в понижениях рельефа безнапорных вод коры выветривания местами к ним приурочены от одного до нескольких горизонтов напорных пластовых вод. По относительно редким трещиноватым зонам разломов разгружаются трещинно-жильные воды, играющие меньшую роль в обводнении палеогеновых толщ, нежели в комплексе олигоцен-нижнемиоценовых пород.

Условия накопления подземных вод в палеогеновых отложениях малоблагоприятны. Инфильтрация атмосферных осадков в пласты пород затруднена из-за слабой проницаемости почти повсеместно залегающего супесчано-суглинистого покрова элювиально-делювиальных отложений мощностью от 1 до 6 м. Большая часть атмосферных осадков уходит на поверхностный сток. Доля последнего в питании рек, зарождающихся на площади распространения палеогеновых отложений, достигает 70% от общего их стока. Густая эрозионная сеть, врезанная на глубину до 100—200 м, дренирует верхнюю, наиболее трещиноватую и, следовательно, наиболее обводненную часть разреза водоносного комплекса. Так, на Тигильском угольном месторождении установлено, что р. Половинной дренируются горизонты, залегающие на глубинах 12, 14—15, 29, 30—35 и 135—140 м. В большинстве случаев поток вод на этих глубинах направлен в сторону реки. Средние уклоны депрессионной кривой изменяются от 1,89 до 7,05 см на 1 м. Слабая водоотдача палеогеновых пород обуславливает незначительную роль подземного стока в питании рек и малые значения модуля подземного стока. Для бассейна р. Утхолок, например, этот модуль составляет всего 4,3 л/сек при общем стоке 17,9 л/сек на 1 км².

Слабая водообильность верхней части разреза пород проявляется в незначительном количестве источников и в относительно малых дебитах (от 0,001 до 9,0 л/сек). Наибольшими дебитами обладают источники, приуроченные к песчаникам.

Однако свыше 75% источников из них имеют дебиты до 1 л/сек. Еще менее водообильными являются аргиллиты и алевролиты, даже суммарные дебиты источников из которых не превышают 0,5 л/сек.

Сведения о водообильности пород могут быть дополнены немногочисленными данными о притоках воды в скважины, пройденные в палеогеновых отложениях, слагающих антиклинальные структуры Западно-Камчатской равнины (табл. 32).

Отмеченные закономерности обводнения палеогеновых отложений указывают на слабую водообильность, а иногда и на безводность (водоупорность).

Химический состав подземных вод в зоне свободного водообмена довольно однообразный. Здесь преобладают гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые-натриевые воды с минерализацией до 150—200 мг/л. Пресные воды гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией около 900 мг/л встречены в одной из скважин в пределах Хромовской площади на глубине 150 м.

Мощность зоны свободного водообмена невелика. Так, на Хромовской площади в двух скважинах уже с глубины 200—400 м обнаружены воды с минерализацией 1700—5000 мг/л при гидрокарбонатном или хлоридно-гидрокарбонатно-натриевом или натриево-кальциевом соста-

Т а б л и ц а 32

Водоносность осадочных отложений палеогенового возраста

Глубина скважины, м	Глубина до кровли водоносного горизонта (числитель), статический уровень (знаменатель), м	Дебит, л/сек (числитель) понижение, м (знаменатель)
<i>Хромовская площадь</i>		
557,5	$\frac{5,5}{+0,1}$	$\frac{0,05}{-}$
460,1	$\frac{20,0}{\text{Самонзлив}}$	$\frac{0,5}{-}$
503,0	$\frac{-}{330,0-340,0}$	$\frac{0,003}{60,0-70,0}$
500,0	$\frac{-}{150,0}$	$\frac{0,009}{40,0}$
<i>Воямпольская площадь</i>		
471,4	$\frac{40,0}{+15,0}$	$\frac{15,0}{-}$

ве. Одной из скважин на глубине 276 м вскрыты гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 10 600 мг/л. Минерализованные воды приурочены к тектоническим разломам. Так, на Воямпольской площади в одну из скважин с глубины 40—45 м поступают воды хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией 1500 мг/л, а с глубины 210 м—гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды с минерализацией 5800 мг/л. Характерным является отсутствие сульфатов в водах зоны затрудненного водообмена и присутствие йода, брома, а среди газов—метана. На площади Кинкильского поднятия известен холодный источник, вода которого имеет сульфатно-натриевый состав и минерализацию 4000 мг/л.

Температура воды в источниках, дренирующих зону свободного водообмена, меняется от 1 до 10° С.

Для целей водоснабжения водоносный комплекс палеогеновых отложений малопригоден из-за слабой, неравномерной обводненности и повышенной минерализации вод.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА

Кремнисто-вулканогенные образования верхнемелового возраста широко распространены на Камчатке. Крупные массивы этих пород встречены в Срединном и Восточном хребтах, незначительные участки они занимают в пределах Западно-Камчатской равнины на водоразделе рек Тигиль—Хайрюзова и на полуостровах восточного побережья Шипунский, Камчатский, Озерной.

Они представлены (ирунейская серия) в основном спилитами, порфиритами, туфами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, в подчиненном количестве присутствуют песчаники, аргиллиты, алевролиты. Общая мощность пород 1000—2200 м. На островах Малой Курильской гряды верхнемеловые породы состоят из измененных

базальтов и андезитов, перемежающихся с туфобрекчиями и туфоконгломератами. Мощность их здесь более 400 м.

Подземные воды в верхнемеловых породах циркулируют по трещинам отдельностей, расширенным в зоне выветривания, а также по трещинам тектонических разломов. Наиболее трещиноватыми являются кремнистые сланцы. В них, наряду с послойной трещиноватостью, широко развиты трещины, ориентированные под различными углами к слоистости. Для глинистых сланцев более характерна тонкая послойная трещиноватость. Трещины в кремнистых сланцах слабо закальматированы песчаными и супесчаными отложениями, в глинистых сланцах трещины по напластованию часто заполнены глинистыми продуктами выветривания. В ряде случаев трещины выполнены кварцем. Ширина трещин в выветрелой зоне пород 0,05—3,0 см. В сланцах часто наблюдаются мелкие пустоты выщелачивания.

Наиболее трещиноватыми среди вулканогенных пород серии являются эффузивы. Ширина трещин 2—3, реже до 10—15 см. Круто- и пологопадающие трещины могут пронизывать пласты эффузивов на всю их мощность, однако ширина трещин в направлении к основанию потока уменьшается. В туфах отмечается неравномерная, чаще тонкая и послойная трещиноватость. Только на отдельных разобренных участках можно встретить открытые трещины отдельностей шириной 2—5 см на расстоянии 0,1—0,5 м друг от друга.

В кремнистых сланцах открытая трещиноватость развита на глубину 100—200 м. В вулканогенных разностях пород открытые трещины встречаются до глубины 50—100 м.

С глубиной трещиноватость пород выветрелой зоны затухает. Как показали многочисленные скважины, вскрывшие верхнемеловые породы в районе г. Петропавловска-Камчатского, сланцы наиболее интенсивно трещиноваты в верхних 20—40 м, причем и в этом интервале чувствуется заметное уменьшение степени трещиноватости книзу.

Коэффициенты фильтрации кремнистых сланцев, рассчитанные по результатам опытной откачки, для интервала глубин 0—20 м составляют 1,4 м/сутки, а в интервале 30—90 м — 0,25—0,30 м/сутки.

Трещинные воды выветрелой зоны верхнемеловых пород, как правило, безнапорные. Однако в тех случаях, когда породы перекрываются элювиально-делювиальными или пролювиальными отложениями, представленными обломочным материалом с супесчаным или суглинистым заполнителем, воды приобретают незначительный напор. Высота напора достигает 6—30 м. Изредка отмечается самоизлив.

Причиной появления напорных вод в верхней выветрелой зоне может явиться также неоднородная трещиноватость отдельных литологических разностей пород. Относительными водоупорами могут служить прослои глинистых сланцев, туфов, слаботрещиноватые лавы, находящиеся в основании наиболее мощных потоков. В ряде скважин, пробуренных в районе г. Петропавловска-Камчатского в толще переслаивания кремнистых, филлитовидных и глинистых сланцев, на глубинах от 4 до 50 м ниже кровли верхнемеловых пород обнаружены пластовые горизонты напорных вод. Пьезометрические уровни в этих скважинах устанавливаются на глубине до 10—15 м. В одной из скважин установившийся уровень на 2 м превышал отметку ее устья.

Как видно из приведенного материала, до глубины 200 м в выветрелой зоне верхнемеловых пород, наряду с трещинно-грунтовыми водами, встречаются и отдельные, по-видимому, не выдержанные по площади напорные водоносные горизонты, приуроченные почти исключительно к пластам наиболее трещиноватых осадочных пород комплекса.

Вопрос о возможности встречи на глубинах более 100—200 м изолированных пластовых горизонтов подземных вод остается открытым из-за отсутствия глубоких скважин. Более определенно можно говорить о наличии трещинно-жильных вод зон тектонических разломов. Последние, как правило, сопровождаются зонами брекчирования пород мощностью до 300 м. Иногда в таких зонах вулканогенные разности верхнемеловых пород милонитизированы, лимонитизированы и нередко превращены гидротермальными растворами в глиноподобное состояние. Наиболее крупные разломы имеют северо-восточное и северо-западное простирание и протягиваются на десятки километров. В частности, трещинно-жильные воды подсечены скв. 53 в г. Петропавловске-Камчатском. Скважина вскрыла под толщей пирокластических отложений верхнемеловые породы, представленные слюдисто-кремнистыми, эпидотовыми и филлитовидными сланцами. Подземные воды встречены в сильно перемятых, инъецированных кварцевыми жилками породах только на глубине 165 м. Их уровень установился на глубине 3 м.

Годовая амплитуда колебания уровня подземных вод для района г. Петропавловска-Камчатского достигает 1,0—1,8 м. Минимальные уровни грунтовых вод отмечаются в апреле и сентябре, максимальные — в мае и конце октября — начале ноября.

Условия накопления и разгрузки подземных вод в верхней трещиноватой зоне верхнемеловых пород зависит в основном от рельефа местности. Области распространения верхнемеловых пород рассечены густой сетью речных долин и представляют сложную систему различного ориентированных узких горных отрогов и отдельных гор. Глубина вреза рек от 500—1000 м в среднегорье до 200—450 м в низкогорье. Относительно хорошие условия для инфильтрации атмосферных осадков и талых вод в горных районах создаются только в понижениях рельефа. На узких водоразделах и вершинах гор трещиноватая зона пород практически безводна и сдренирована на всю мощность.

Разгрузка водоносного комплекса происходит в нижней части склонов речных долин и на морском побережье в береговом уступе.

Всего к кремнисто-вулканогенным верхнемеловым породам приурочено 346 источников. Располагаются они на абсолютных отметках от 1,5 до 1200 м. Дебиты источников колеблются от 0,025 до 50,0 л/сек.

Восходящие родники с дебитами от 5 до 35 л/сек связаны с тектоническими нарушениями в долинах рек Вачвиной, Беме и в бассейне р. Прав. Шапины. Крупными дебитами (до 27 л/сек) обладают некоторые минеральные источники, приуроченные к тектоническим нарушениям в верхнемеловых породах.

Верхняя трещиноватая зона верхнемеловых пород характеризуется наибольшей водообильностью на площади распространения порфиритов и кремнистых сланцев. Большинство источников, приуроченных к ним, обладает дебитами 1—4 л/сек. Часто встречаются источники с дебитами до 20—40 л/сек. Наиболее крупнодебитные источники обнаружены в долинах рек Корниловской, Вакингиной и в районе пос. Паланы. Дебиты многочисленных источников, приуроченных к трещиноватым песчаникам, сланцам и алевролитам, колеблются в пределах от 0,01—0,05 до 3,0—5,5 л/сек.

Приведенный материал показывает, что верхняя трещиноватая зона обладает значительной водообильностью. Водообильность выветрелой зоны верхнемеловых образований охарактеризована многочисленными скважинами в районе г. Петропавловска-Камчатского, дебиты

Таблица 33

**Химический состав вод кремнисто-вулканогенных пород
верхнемелового возраста
(по данным 103 анализов)**

Компоненты	Содержание мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространённое
Na ⁺ —K ⁺	0,5	50	1—25
Mg ²⁺	0,2	22	2—9
Ca ²⁺	0,3	91	3—22
Cl ⁻	3	28	7—21
SO ₄ ²⁻	Следы	70	4—20
HCO ₃ ⁻	12	195	36—61
Общая минерализация	21	400	32—120

которых в верхней выветрелой зоне верхнемеловых пород меняются от 0,24 до 8,3 л/сек, удельные дебиты от 0,025 до 3,61 л/сек. Наибольшими удельными дебитами характеризуются скважины, captирующие водоносный горизонт в верхней части разреза. Меньшие удельные дебиты характерны для скважин, вскрывших обводненные породы на 10 м и более ниже кровли верхнемеловых образований. Удельный дебит одной из скважин, вскрывшей на глубине 160 м напорные воды зоны тектонического разлома, изменяется от 0,09 до 0,15 л/сек.

Скважины, вскрывшие подземные воды на небольших глубинах, испытывают значительные сезонные колебания дебита.

Дебит водосборной галереи в районе г. Петропавловска-Камчатского, captирующей грунтовый поток, приуроченный к галечно-щебенистому пролювию и коре выветривания верхнемеловых сланцев, колебался от 190 до 380 м³/сутки.

Итак, верхнемеловые образования характеризуются чрезвычайно разнородной водообильностью: от практически безводных (сдренированных) на гребнях водоразделов и вершинах гор до водообильных в понижениях рельефа, где дебиты скважин достигают 5—10 л/сек.

Химический состав подземных вод в зоне свободного водообмена довольно однообразный (табл. 33).

Воды мягкие, общая жесткость не превышает 4 мг-экв. Содержание железа в водах не более 0,5 мг/л, максимальное содержание углекислоты составляет 30,8 мг/л. В скважинах, пробуренных в районе г. Петропавловска-Камчатского на низких абсолютных отметках вблизи моря, минерализация вод часто увеличивается до 300 мг/л, и они приобретают хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав.

Обнаружено несколько холодных источников, имеющих запах сероводорода, минерализацию до 400 мг/л и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав.

Температура подземных вод, залегающих на глубине до 20 м в районе г. Петропавловска-Камчатского, колеблется в течение года от 3,5 до 6,5°С.

С глубокими разломами в районе внедрения в верхнемеловые породы многочисленных молодых интрузий связано появление холодных и термальных (25—84°С) углекислых и азотных источников, имеющих гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, а в зонах гидротермально-измененных пород — гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый или хлоридно-сульфатный натриевый состав при минерализации от 300 до 7800 мг/л.

Воды верхнемеловых образований самостоятельно или совместно с водами перекрывающих четвертичных отложений широко используются для водоснабжения г. Петропавловска-Камчатского и расположенных вблизи от него населенных пунктов.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

В комплекс включена нижняя часть верхнемеловой толщи (сеноман-турон), представленная терригенными образованиями, которые широко развиты в северной части и на западном склоне Срединного хребта, а также на крайнем западе Камчатки. В комплекс входят осадочные отложения, распространенные на периферии Малкинского хребта, предположительно относимые к мезозою, и незначительно развитые терригенные образования верхнего мела в пределах Восточного хребта, на полуостровах восточного побережья и на о-ве Карагинский.

Представлена терригенная толща монотонно переслаивающимися глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами, мелкозернистыми песчаниками, реже кремнисто-глинистыми породами, мелкогалечными конгломератами и туффитами.

Породы смяты в крупные или мелкие складки северо-восточного, реже северо-западного простирания.

Условия обводнения осадочных пород мезозоя почти не изучены. На западном побережье Камчатки эти отложения вскрыты несколькими скважинами в бассейне рек Утка, Начилова, где они залегают под неогеновой толщей.

В приповерхностной зоне осадочных пород основными водопродящими каналами являются трещины отдельности, расширенные процессами выветривания. В целом наиболее характерной для осадочных образований комплекса является система трещин отдельностей по напластованию пород, разбивающая их на плитки. Однако ширина этих трещин в выветрелой зоне обычно не превышает 2—3 мм, а в глинистых разностях комплекса они зачастую уже в непосредственной близости от поверхности закальматированы продуктами выветривания. Более подходящими для циркуляции подземных вод являются трещины отдельностей, секущие пласты пород. Такая система трещин характерна для песчаников и алевролитов, обладающих обычно более массивным сложением, нежели сланцы и аргиллиты. Эти трещины в выветрелой зоне открытые, ширина их достигает 1,5 см при расстоянии друг от друга 0,2—0,5 м. Трещиноватость пород верхней части выветрелой зоны обуславливает развитие здесь трещинно-грунтовых безнапорных вод.

С глубиной степень трещиноватости выветрелой зоны падает, и в связи с неоднородной водопроницаемостью пород толщи обводнение ее приобретает послыйный характер. В нижних частях выветрелой зоны возможна встреча более или менее изолированных друг от друга горизонтов трещинных вод, обладающих местными напорами. Относительными водоупорами здесь могут служить, например, глинистые сланцы или аргиллиты, а водовмещающими породами — песчаники или алевролиты. Мощность выветрелой зоны предположительно 80—100 м. Ниже выветрелой зоны возможна встреча напорных подземных вод в зонах тектонического дробления, а может быть и в отдельных пластах наиболее трещиноватых пород разреза.

Условия накопления подземных вод в выветрелой трещиноватой зоне мезозойских образований неоднородны и зависят главным образом от характера рельефа. Отроги Срединного хребта к югу от 56° с. ш., сложенные мезозойскими породами, представляют собой среднегорье

с отметками вершин, редко превышающими 1000 м. В широтном направлении склоны Срединного хребта рассечены через каждые 3—6 км речными долинами, врезанными на глубину до 400—500 м. Горный рельеф создает неблагоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков, большая часть которых идет на поверхностный сток и лишь незначительное количество просачивается в породы, формируя на горном склоне маломощный поток грунтово-трещинных вод.

Лучшие условия для инфильтрации атмосферных осадков создаются в нижних выположенных частях горных склонов и в долинах, где трещиноватая выветрелая зона практически обводнена на всю мощность. Питание более глубоких пластовых горизонтов происходит, по видимому, по трещинным зонам тектонического дробления. Разгрузка водоносного комплекса осуществляется в долинах рек.

Подавляющее большинство источников располагается на абсолютных отметках от 200 до 1100, чаще 360—440 м и обычно не выше 15 м над урезом воды в реках. Вода вытекает в виде мелких ручейков из-под задернованного склона или сочится непосредственно из трещин в обрывистых склонах долин.

Дебит большинства источников не превышает 1 л/сек. Более крупнодебитные источники представляют собой рассеянные на значительном протяжении выходы воды. Иногда они приурочены к тектоническим зонам дробления. Источники с дебитами до 10 л/сек встречены, в частности, в долинах рек Прав. Лесной, Кавычи и др.

В районе рек Начилова, Утка вскрытые на глубине 160—300 м отложения мезозоя являются нижним водоупором для водоносного горизонта, приуроченного к 10-метровой пачке слабосцементированных неогеновых песчаников.

Осадочные отложения мезозоя слабо водообильны. Дебиты скважин в большинстве случаев не превышают 1 л/сек и лишь в зонах тектонического дробления достигают 5—10 л/сек (табл. 34).

Таблица 34

Химический состав вод осадочных отложений мезозойского возраста
(по данным 24 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное*	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	1	28	3—9
Mg ²⁺	Следы	15	3—8
Ca ²⁺	3	47	3—12
Cl ⁻	3	35	7—28
SO ₄ ²⁻	Следы	70	4—25
HCO ₃ ⁻	12	146	24—67
Общая минерализация	31	310	65—120

Воды источников, дренирующих выветрелую зону, слабо минерализованы. Среди анионов преобладает гидрокарбонат-ион, среди катионов — кальций, реже — магний или натрий. Воды мягкие, общая жесткость не превышает 3,59 мг·экв. Содержание железа, как правило, не более 0,5 мг/л, свободной углекислоты — до 70,4 мг/л. В нескольких холодных источниках отмечен запах сероводорода. Минерализация их 200—300 мг/л, состав сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный магниевонатриевый или сульфатный натриево-кальциевый. Четыре минеральных источника приурочены к разломам. Один из них — холодный углекис-

лый (Малкинский) имеет минерализацию 4600 мг/л и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав. Три других — слаботермальные (до 20—35° С) гидрокарбонатно-хлоридного или гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава с минерализацией 300—3900 мг/л.

Для водоснабжения подземные воды осадочных отложений мезозоя не используются.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКОГО И ПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Комплекс объединяет метаморфизованные породы малкинской серии, развитые в южной части Срединного хребта, на восточном и северо-восточном склонах Ганальского хребта, а также в пределах Хавывенской возвышенности, и метаморфические породы протерозоя (?), слагающие осевую часть Малкинского горного массива. Малкинская серия сложена чередующимися измененными эффузивами и туфами, превращенными в зеленокаменные породы, и метаморфизованными нормально-осадочными породами (филлиты, слюдистые сланцы, филлитизированные алевролиты, песчаники). Первые из них преобладают в Ганальском хребте и на Хавывенской возвышенности, вторые — в Срединном хребте. Отложения протерозоя (?) представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мигматитами (колпаковская и камчатская серии).

Породы малкинской серии интенсивно дислоцированы. Крупные складки имеют размах крыльев от сотен метров до нескольких километров, мелкие складки характеризуются амплитудами 3—5, реже 10 м.

В домезозойских породах широко развиты дизъюнктивные нарушения. Наряду с разломами регионального плана, к которым нередко приурочены цепочки мелких или отдельные крупные интрузии, имеются многочисленные нарушения сплошности пород мелких порядков. Многие разломы сопровождаются брекчированием и развитием зон повышенной трещиноватости.

Водопроницаемость приповерхностной зоны палеозойских (?) пород изучалась в процессе инженерно-геологических изысканий на р. Быстрой. Здесь было пробурено более 30 скважин глубиной от 20 до 80 м. Они вскрыли толщу филлитов, филлитовидных и кварцево-серпичитовых сланцев, кварцевых альбитофиров. Породы разбиты многочисленными трещинами трех систем — по сланцеватости, перпендикулярными к ней и диагональными. Большинство трещин имеет крутые углы падения (70—90°), реже встречаются пологопадающие. На плоскостях трещин часто наблюдаются зеркала скольжения и палеты гидроокислов железа. Отмечается уменьшение степени открытой трещиноватости с глубиной. Ширина трещин отдельности в приповерхностной зоне может достигать 2—3 см. На больших глубинах встречаются трещины шириной от 1—2 мм и волосные. С глубиной уменьшается и водопроницаемость пород (табл. 35).

Исходя из данных, приведенных в табл. 35, породы в целом слабо водопроницаемы. Как показывает изучение трещиноватости палеозойских (?) пород в обнажениях, кальматация трещин глинистыми продуктами выветривания наиболее часто наблюдается в сланцах, что в общем согласуется с результатами сравнения водопроницаемости сланцев и филлитов. Наибольшее количество открытых трещин в обнажениях отмечается у зеленокаменных пород.

К верхней зоне палеозойских пород приурочены трещинные безнапорные воды. Об этом свидетельствуют результаты буровых работ в долине р. Быстрой. Здесь подземные безнапорные воды встречены во

Таблица 35

**Результаты поинтервальных опытных нагнетаний воды в скважины
(по материалам Л. С. Шутова)**

Глубина интервала опробования, м	Коэффициенты фильтрации, м/сутки		
	Филлиты и филлито- видные сланцы	Кварцево-серпичитовые сланцы	Кварцевые альбитофиры
10—15	0,27—1,62	0,0005—0,41	—
15—20	0,5—2,75	0,0007—1,42	0,6
20—25	0,003—0,72	До 0,75	0,51
25—30	До 0,5	0,0002—0,055	0,019
30—40	0,006—0,46	0,0001—0,098	—
40—50	0,002—0,07	0,0005—0,059	—
50—60	0,067	0,007—0,036	—
60—80	0,03	—	—

многих скважинах на глубинах от 3 до 50 м. Лишь в двух скважинах на глубинах 22 и 11 м воды обладали местным напором 0,75 и 2,0 м (выше кровли).

Большое значение в обводнении палеозойских (?) образований ниже выветрелой зоны имеют дизъюнктивные нарушения. Породы интенсивно и часто разбиты короткими разломами северо-восточного и северо-западного простирания, по которым развиваются зоны повышенной трещиноватости и дробления пород. Ширина зон дробления достигает 40—50 м. Наименее обводнены зоны дробления в сланцах, где обломки пород зачастую сцементированы глинистым цементом, более обводнены филлиты и особенно наиболее жесткие породы разреза — измененные эффузивы. Трещинно-жильные воды глубоких разломов могут быть напорными, о чем свидетельствуют приуроченные к ним восходящие минеральные источники. Наличием в верхней части разреза пород зон тектонического дробления объясняется иногда увеличение степени проницаемости пород с глубиной. Так, в одной из скважин в долине р. Быстрой коэффициент фильтрации в интервале глубин 9—30 м был равен 1 м/сутки, а в интервале 8—80 м — 1,8 м/сутки, что объясняется появлением на глубине зон дробления мощностью 2—4 м.

Породы протерозойского возраста гидрогеологически изучены очень слабо. Можно предполагать, что они обводнены в приповерхностной выветрелой зоне и по зонам тектонического дробления. Породы разбиты разнообразно ориентированными трещинами. Кристаллическим сланцам свойственна послонная трещиноватость, развивающая их на тонкие плиты. Гнейсы характеризуются более массивным сложением. В них, наряду с послонной тонкоплитчатой отдельностью, нередко развита и глыбовая, призматическая или грубоплитчатая отдельность. Трещины отдельностей в гнейсах чаще ориентированы нормально или под крутым углом к гнейсоватости пород. Для них в выветрелой зоне характерно большее количество открытых водопроводящих трещин, нежели для кристаллических сланцев. В последних трещины нередко закальматированы рыхлыми продуктами выветривания пород.

Ширина открытых трещин в выветрелой зоне меняется от 0,1—0,2 до 3—5 см. Расстояние между трещинами 0,1—1,5 м. Глубина проникновения открытых трещин отдельности, по аналогии с палеозойскими (?) метаморфизованными породами, не превышает 60—80 м. Ниже этой глубины трещины отдельности, как правило, становятся волосными и практически водонепроницаемыми.

Условия питания и разгрузки водоносного комплекса домезозойских (?) образований мало благоприятствуют накоплению в них значительных ресурсов подземных вод. В пределах Срединного и Ганальского хребтов они слагают горную, сильно расчлененную местность. Речная сеть развита очень густо, реки врезаются на глубину 200—500, иногда до 1000 м. Большинство рек ориентировано в широтном направлении. Это привело к тому, что при общем северном простирании Срединного и Ганальского хребтов на площади развития пород малкинской, колпаковской и камчатской серий основным морфологическим элементом являются небольшие по протяженности высокие и узкие хребты, обычно вытянутые в широтном направлении. Абсолютные отметки вершин гор и гребней достигают 1700—1900 м. Гребни хребтов — острые, скалистые, склоны гор крутые. В таких районах большая часть осадков идет на поверхностный сток и лишь незначительная — на питание грунтового потока. Глубина вреза речной сети значительно превышает мощность трещиноватой зоны. На узких, высоких водоразделах и в верхних частях склонов эта зона существенно обводняется только в периоды снеготаяния и затяжных дождей. Зарождающийся здесь грунтовый поток быстро стекает по выветрелой зоне пород вниз по склону или выклинивается, образуя временно действующие источники в верхней и средней частях склонов гор. При бурении по створам через долину р. Быстрой установлено, что на ее склонах выше уреза воды в реке на 60—70 м верхняя трещиноватая зона пород безводна на глубине от 18 до 50 м и более. Практически здесь дренирована большая часть выветрелой зоны. Ниже по склону мощность грунтового потока увеличивается. На высоте 20—30 м над урезом воды в реке выветрелая зона обводнена уже с глубины 9—20 м. Наиболее благоприятными условиями для накопления подземных вод обладают нижние, выположенные части склонов речных долин и русла рек, где трещинная зона обводнена, видимо, на всю мощность.

В домезозойских образованиях обнаружено 184 источника. Они располагаются у подножий склонов речных долин на абсолютных отметках 200—1200 м. Дебиты источников меняются в широких пределах.

Наибольшими дебитами (до 20 л/сек) обладают источники, приуроченные к зонам тектонических разломов и интрузивным контактам. Они обнаружены в долине безымянного правого притока р. Камчатки, в долинах рек Пымты, Прав. Кихчик, Лев. Коль в верховьях рек Прав. Лунтос, Лев. Колпакова. Суммарные дебиты двух наиболее мощных холодных источников составляют 200 и 50 л/сек.

Большое количество источников с относительно крупными дебитами связано с зеленокаменными измененными породами. Так, в пределах Ганальского хребта, где зеленокаменные эффузивы преобладают и в разрезе и по площади, большинство источников имеет дебиты до 10 л/сек.

Кроме источников, водообильность верхней выветрелой зоны метаморфизованных образований палеозойского (?) возраста охарактеризована откачками из трех скважин, пробуренных в 3—5 км западнее с Малки (табл. 36).

В целом выветрелую зону домезозойских (?) пород можно считать пестрой по степени водообильности, от практически безводной (сдренированной) в верхних частях склонов гор и на гребнях хребтов до относительно обводненной в понижениях рельефа. Можно полагать, что дебиты скважин в трещиноватой зоне филлитов и сланцев в большинстве случаев не будут превышать 1 л/сек, в зеленокаменных породах 3—5 л/сек, а в метаморфических породах будут колебаться от 1

Таблица 36

Водоносность метаморфизованных образований
палеозойского (?) возраста

Глубина скважины, м	Глубина появления воды (числитель), статический уровень (знаменатель), м	Удельный дебит л/сек
50,15	$\frac{22,3}{21,45}$	0,03—0,04
48,25	$\frac{11,2}{9,2}$	0,024—0,03

до 5 л/сек. Еще большими дебитами обладают скважины, приуроченные к зонам тектонического дробления пород.

Химический состав трещинно-грунтовых вод комплекса свидетельствует о хорошей проницаемости докембрийских образований. Эти воды хлоридно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатные со смешанным составом катионов и минерализацией 60—95 мг/л (табл. 37). Общая жесткость не превышает 1,95 мг·экв, железа — не более 0,5 мг/л, свободной углекислоты — до 30,8 мг/л.

Таблица 37

Химический состав вод метаморфизованных и метаморфических образований палеозойского (?) и протерозойского (?) возраста

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	1	31	5—15
Mg ²⁺	2	9	4—8
Ca ²⁺	2	31	3—15
Cl ⁻	3	24	7—10
SO ₄ ²⁻	2	50	4—10
HCO ₃ ⁻	12	109	30—40
Общая минерализация	22	235	60—95

Несколько большей минерализацией (200—3700 мг/л) обладают воды холодных углекислых источников, приуроченных к разломам и контактам с интрузиями. В воде этих источников содержится до 2200 мг/л свободной углекислоты. Они обладают преимущественно гидрокарбонатным натриевым, реже сульфатным кальциевым составом и кислой реакцией, что связано с выщелачиванием сульфидов. Температура воды источников меняется от 1 до 10°С.

Подземные воды комплекса в целях водоснабжения не используются.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Вскрытые эрозией батолиты и штоки интрузивных пород наиболее часто встречаются на Камчатке в пределах Камчатско-Корякского и Восточного Камчатского антиклинориев, а также в некоторых зонах поднятий полуостровов восточного побережья. В Западном и Восточном Камчатских прогибах небольшие интрузии прорывают дислоциро-

ванные осадочные породы палеоген-нижнемиоценового возраста. Мелкие интрузии встречены также на Курильских и Командорских островах.

Представлены интрузивные породы преимущественно гранитами, гранодиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, реже основными и ультраосновными породами. Возраст интрузий колеблется в очень широких пределах — от домезозойских в Срединном хребте до миоценовых.

Домезозойские интрузии по условиям обводненности не отличаются от вмещающих пород. Наиболее обводнены в верхней выветрелой зоне молодые интрузивы. Основными водопрводящими путями в верхней зоне пород являются преимущественно трещины отдельности, расширенные процессами выветривания. В неогеновых и мезозойских интрузиях породы пересекаются трещинами на отдельные, довольно массивные блоки, реже отмечается матрацевидная отдельность.

Ширина трещин в выветрелой зоне колеблется от долей миллиметра до 10 см. Трещины в основном открытые, иногда заполнены рыхлыми продуктами выветривания. Мощность коры выветривания ориентировочно составляет 80—100 м. Единственная скв. 28, каптирующая трещинные воды интрузивного комплекса, прошла по обводненной трещиноватой зоне в крупном массиве гранодиоритов на п-ове Шипунский около 60 м. Этой скважиной подземные воды были встречены в кровле гранодиоритов, непосредственно под супесчаными рыхлыми отложениями на глубине 23,2 м. Уровень воды установился на глубине 9,65 м.

Ниже выветрелой зоны подземные воды встречены только в трещиноватых зонах тектонических разломов. В скв. 72 глубиной 598,7 м, пройденной в районе пос. Усть-Большерецк, на глубине 529 м под рыхлыми четвертичными и осадочными неогеновыми породами до забоя вскрыты гипербазиты и габбро-диориты трещиноватые, с зеркалами скольжения, гидротермально-измененные по трещинам. В этой скважине на глубинах 530—539, 542,5—548,0 и 558—562 м установлены притоки термальных (20,0—33,6°С) вод, приуроченные к локальным зонам дробления. С глубины 548 м наблюдался самоизлив.

Питание водоносного комплекса происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, в меньшей степени — талых вод. Условия инфильтрации атмосферных осадков малоблагоприятны.

Площади разобщенных и преарированных эрозий интрузивных массивов чаще всего не превышают 25—100 км². В рельефе интрузии выделяются в виде сильно расчлененных горных массивов с крутыми склонами и острыми, реже куполообразными и выположенными вершинами. Большая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток и лишь незначительная — на пополнение естественных ресурсов грунтового потока. Кора выветривания интрузивов на вершинах гор и в верхних частях крутых склонов почти безводна. У подножий склонов она обводнена почти на всю мощность.

Разгрузка трещинно-грунтовых вод интрузивных пород происходит на выположенных частях склонов речных долин или в морском береговом уступе. Характер выходов воды различный. Часть источников вытекает непосредственно из трещин или из нишеобразных углублений в склонах долин. Нередко наблюдаются рассеянные выходы воды, просачивающейся через элювиально-делювиальные отложения.

Всего из интрузивных пород зафиксировано более 100 источников. Дебиты источников колеблются в пределах от 0,004 до 30 л/сек.

Источники с дебитами более 1 л/сек приурочены к зонам тектонических разломов и представляют собой крупные линейные и групповые выходы. Подобные источники с дебитами до 25—30 л/сек встречены

в Срединном хребте на юго-восточном склоне горы Широкая и на п-ове Шипунский. Дебиты большинства источников, дренирующих выветрелую зону интрузивных пород, не превышают 1 л/сек. С этими данными согласуются результаты гидрогеологических наблюдений двух скважин В скв. 72, вскрывшей жильные воды разлома, дебит при самоизливе составил 1—1,5 л/сек. Дебит скв. 25, дренирующей выветрелую зону Шипунского батолита, изменяется от 0,13 до 0,23 л/сек при понижении соответственно на 8,7 и 13,55 м. Удельный дебит равен 0,02 л/сек.

В целом трещиноватая выветрелая зона интрузивных пород слабо водообильна. Только в зонах тектонических разломов дебиты скважин достигают 5 л/сек (табл. 38).

Таблица 38

Химический состав вод интрузивных пород
(по данным 30 анализов)

Компоненты	Содержание, мг/л		
	минимальное	максимальное	наиболее распространенное
Na ⁺ +K ⁺	2	25	6—17
Mg ²⁺	2	22	3—10
Ca ²⁺	2	54	3—12
Cl ⁻	3	21	7—14
SO ₄ ⁻	4	201	4—25
HCO ₃ ⁻	12	134	24—55
Общая минерализация	21	330	30—60

Трещинно-грунтовые воды слабокислые, гидрокарбонатные, иногда хлоридно- или сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Общая жесткость не превышает 1,7 мг-экв, содержание свободной углекислоты достигает 39,6 мг/л. Повышенное содержание сульфат-иона, часто наблюдаемое в водах интрузивных пород при низкой общей минерализации, объясняется выщелачиванием сульфидов. В зоне разлома на глубине 548 м (скв. 72 в Большерецкой впадине) вскрыты хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 820 мг/л.

Глава 8

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАИОНИРОВАНИЕ

В системе общего мелкомасштабного гидрогеологического районирования СССР описываемый регион рассматривается как две складчатые гидрогеологические области—Камчатская (с Командорскими о-вами) и Курильская. В основу гидрогеологического районирования Камчатки и Курил положено их геоструктурное строение. На данной стадии изученности региона только геологические структуры позволяют выделить в их пределах гидрогеологические районы, отличающиеся друг от друга условиями залегания, циркуляции и формирования подземных вод. Геологическая история формирования структур Камчатки обусловила их своеобразное строение. Состав и дислоцированность слагающих структуры пород, тектонические блоковые подвижки вдоль разломов, ограничивающих структуры первого порядка, определили характерные для каждой из них орографические условия (рельеф, поверхностный сток, отчасти климат).

Так, крупные верхнемеловые прогибы Камчатки характеризуются широким распространением осадочных, относительно слабодислоцированных пород, перекрытых мощной толщей четвертичных отложений разного генезиса. Современный рельеф прогибов слаборасчлененный, осадков относительно немного, поверхностный сток преобладает над подземным. Разделяющие прогибы зоны поднятий в свою очередь характеризуются горным, сильно расчлененным рельефом, широким развитием метаморфических или вулканогенных пород, интенсивным проявлением разрывной тектоники, обилием осадков.

Исходя из вышеизложенного, на Камчатке можно выделить два основных типа гидрогеологических районов первого порядка: бассейны преимущественно пластовых вод или артезианские бассейны, располагающиеся в пределах верхнемеловых прогибов первого порядка, и бассейны трещинных вод, или гидрогеологические массивы, приуроченные к зонам поднятий.

Для наименования гидрогеологических районов первого порядка сохраняются общепринятые названия геологических структур, в которых они размещаются. В пределах Западно-Камчатского прогиба выделяется два артезианских бассейна первого порядка, так как прогиб в районе Кинкильского поднятия разделен на две части складчатым массивом миоценовых эффузивов.

Границы между артезианскими бассейнами и гидрогеологическими массивами в ряде случаев фиксируются по контакту на поверхности земли между осадочными породами кайнозоя, представляющими чехол бассейнов, и допалеогеновыми сильно дислоцированными толщами их фундамента. В условиях продолжающихся в четвертичное время тектонических движений по древним разломам эти границы довольно четко выражены в рельефе уступами.

В других случаях границы артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов проводятся по контакту между различными фациями палеоген-неогеновой толщи пород: осадочной, содержащей преимущественно трещинно-пластовые воды, и вулканогенной, в которой циркулируют трещинно-грунтовые, реже пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. На значительном расстоянии границы между гидрогеологическими районами первого порядка проведены условно, так как они перекрыты мощными вулканогенными толщами четвертичного возраста, которые маскируют глубинное строение региона. Широкое развитие по площади вулканогенных толщ четвертичного возраста, а также проявления современного вулканизма на этой площади являются особенностью, отличающей Камчатку и Курильские острова от остальных регионов Советского Союза. Мощность обводненной толщи пород, степень трещиноватости, площадь распространения вулканических покровов и построек, а в конечном итоге ресурсы подземных вод в вулканогенной четвертичной толще вполне сопоставимы с ресурсами других крупных геологических структур первого порядка. Все вышеизложенное в отношении этих наложенных вулканических структур позволяет выделить их в особые гидрогеологические районы первого порядка — вулканические супербассейны (Зайцев, Толстухин, 1963).

На гидрогеологической карте в виде врезки дается схема гидрогеологического районирования Камчатки, где наряду с районами первого порядка выделяются и гидрогеологические структуры второго порядка, которым присвоены географические наименования. В основу выделения гидрогеологических районов второго порядка положены особенности строения чехла бассейнов первого порядка, резкое изменение литологического состава водовмещающих пород по площади, характера трещиноватости или дислоцированности пород. Границы районов второго

порядка совпадают с геологическими структурами второго порядка. Выделение районов третьего и меньших порядков на Камчатке возможно только в наиболее изученных ее районах.

КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

К артезианским бассейнам первого порядка на полуострове относятся Западно-Камчатский, Центральнo-Камчатский, Восточно-Камчатский и Северо-Камчатский (Парапольский), к гидрогеологическим массивам первого порядка — Центральнo-Камчатский, Восточно-Камчатский и полуострова восточного побережья. Наложенные гидрогеологические структуры первого порядка представлены Срединно-Камчатским и Восточно-Камчатским вулканическими супербассейнами.

Западно-Камчатский артезианский бассейн. Бассейн располагается в южной половине Западно-Камчатского послемелового прогиба. Фундамент бассейна слагают верхнемеловые породы, обнажающиеся в его центральной части. Поверхность фундамента наклонена с востока на запад и с юга на север. С резким несогласием на фундамент налегают породы осадочного чехла.

В соответствии с особенностями строения чехла бассейна в нем выделяются три бассейна второго порядка Большерецкий, Паланский и Тигильский, размещающиеся в пределах одноименных геологических структур второго порядка кулисообразно по отношению друг к другу.

Большерецкий бассейн в гидрогеологическом отношении изучен несколько лучше, чем другие гидрогеологические структуры второго порядка Западно-Камчатского бассейна.

В верхней части гидрогеологического разреза бассейна водовмещающими породами являются четвертичные галечники, пески и валунники, а относительными водоупорами — пласты супесей, суглинков, глин и конгломератов с глинистым цементом.

Водовмещающими породами являются неогеновые пески, трещиноватые породы, песчаники, каменные угли, реже алевролиты, аргиллиты, конгломераты, туфы, туффыты.

В чехле артезианского бассейна развиты порово-пластовые и трещинно-пластовые, преимущественно напорные воды.

Подземные воды пород фундамента, нигде не выходящего на поверхность в пределах бассейна, не изучены. В скв. 72, вошедшей ниже осадочных пород чехла в интрузивные породы фундамента (?), вскрыты на глубине 549 м самоизливающиеся трещинно-жильные термальные воды.

Питание верхнего осадочного гидрогеологического этажа бассейна происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод. Условия инфильтрации наиболее благоприятны в восточной части бассейна. В западной части широко распространены влагоемкие торфяники. Питание осадочных пород чехла происходит главным образом в полосе выходов неогеновых пород на поверхность, т. е. в предгорьях Срединного хребта. Немаловажное значение имеет, по-видимому, перелив подземных вод из перекрывающих рыхлых отложений, а также подток поверхностных вод со склонов хребта. Разгрузка верхних горизонтов бассейна происходит в эрозионных врезках. Модуль подземного стока составляет 8—12 л/сек с 1 км². Возможна и субаквальная разгрузка водоносных комплексов.

Подземный сток вод направлен с востока на запад в сторону Охотского моря. Некоторые глубокие водоносные горизонты чехла гидравлически связаны с более высокими горизонтами по зонам разломов,

а местами и разгружаются на поверхность, о чем свидетельствует наличие минеральных источников

Все водоносные комплексы чехла бассейна характеризуются высокой водообильностью

Гидрохимический разрез Большерецкого бассейна имеет двухзональное строение. Воды зоны свободного водообмена гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией от 100—900 мг/л до 500—600 м. Воды на глубине 800 м уже приобретают хлоридно-натриевый состав и минерализация их 1700 мг/л. Характерным является отсутствие в водах глубоких горизонтов сульфат-иона, что свойственно зоне затрудненного водообмена нефтеносных районов. В водах минеральных (холодных и термальных) источников и глубоких скважин встречены пленки нефти, нафеновые кислоты, а в газах — метан и тяжелые углеводороды. Воды глубоких горизонтов, а также ряда источников, связанных с зоной затрудненного водообмена имеют запах сероводорода, что говорит о восстановительных условиях их формирования.

Геотермический режим Большерецкого бассейна изучен слабо. Известно лишь, что в одной из скважин на глубине 800 м подземные воды имеют температуру 34°С, а в другой скважине на глубине 550 м — 33,6°С.

Паланский бассейн в структурном отношении представляет крупную вытянутую в северо-восточном направлении мульду, которая выполнена в основном осадочными отложениями верхнемиоцен-плиоценового возраста мощностью около 1300 м.

Гидрогеологические условия Паланского бассейна на глубину не изучены. Основную часть гидрогеологического разреза чехла бассейна составляют верхнемиоцен-плиоценовые образования. По аналогии с Большерецким бассейном можно предположить наличие в них нескольких как напорных, так и безнапорных водоносных горизонтов, приуроченных к пластам песков, песчаников, гравелитов. Водупорами являются прослойки лигнитов, алевритов, аргиллитов. Таким образом в Паланском бассейне основное развитие имеют трещинно-пластовые и порово-пластовые воды. Поровые безнапорные воды, циркулирующие в рыхлых четвертичных отложениях, имеющих среднюю мощность 10—20 м, распространены незначительно.

Питание водоносных горизонтов осуществляется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка — в долинах рек, врезающихся на глубину до 200 м. Модуль подземного стока в реки до 12 л/сек с 1 км². Дебиты источников из четвертичных флювиогляциальных отложений достигают 50 л/сек, а дебиты источников, дренирующих верхние горизонты верхнемиоцен-плиоценовых отложений, нередко составляют 1—10 л/сек.

По аналогии с Большерецким бассейном можно предполагать двухзональное гидрохимическое строение Паланского артезианского бассейна. Воды источников, характеризующие зону свободного водообмена, имеют гидрокарбонатно-хлоридный, реже сульфатно-гидрокарбонатный состав и минерализацию до 200 мг/л. Мощность зоны пресных вод составляет 400—600 м.

Тигильский бассейн приурочен к Тигильскому поднятию, представляющему серию линейных складок меридионального и северо-восточного простирания, сложенных осадочными породами палеогенового возраста.

Основная часть гидрогеологического разреза чехла бассейна представлена водоносным комплексом осадочных палеогеновых отложений с почти повсеместным развитием трещинно-грунтовых вод в выветрелой зоне и спорадическим развитием напорных трещинно-пластовых вод и

трещинно-жильных вод разломов. На Тигильском угольном месторождении и Хромовской антиклинальной структуре, кроме безнапорных или обладающих местным напором трещинно-грунтовых вод, во многих скважинах отмечены поглощающие и напорные водоносные горизонты до глубины 400 м и более. Водоносными обычно являются наиболее трещиноватые породы разреза — песчаники, водоупорами служат алевролиты и аргиллиты. К небольшим синклинальным складкам, сложенным неогеновыми породами, приурочены еще более мелкие (III порядка) артезианские бассейны трещинно- или порово-пластовых вод. В четвертичных отложениях, распространенных в основном в долинах рек, содержатся незначительные ресурсы поровых безнапорных вод.

Условия накопления подземных вод в Тигильском бассейне мало благоприятны. Инфильтрация атмосферных осадков в пласты палеогеновых пород затруднена сплошным покровом супесчано-суглинистых элювиально-делювиальных отложений. Большая часть атмосферных осадков уходит на поверхностный сток. Их доля в питании рек наибольшая по сравнению с другими районами Западно-Камчатского артезианского бассейна и достигает 70% от общего стока. Густая эрозионная сеть, врезающаяся на глубину до 200 м, интенсивно дренирует верхнюю обводненную выветрелую зону палеогеновых пород. Значения модуля подземного стока для Тигильского бассейна составляют $5-6 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$.

Гидрохимический разрез Тигильского бассейна имеет двухзональное строение. В зоне свободного водообмена распространены гидрокарбонатные воды с минерализацией до 100, реже до 300 мг/л. Вдоль разломов встречаются источники сульфатно-гидрокарбонатных вод с минерализацией до 700 мг/л. Мощность зоны пресных вод невелика. На глубинах 200—400 м в скважинах встречены пластовые горизонты вод с минерализацией 1700—5000 мг/л гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого или натриево-кальциевого состава. Максимальная минерализация воды (10 600 мг/л) отмечена на глубине 276 м в скважине Хромовской площади. Состав ее гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. На Воямпольской площади из одной скважины с глубины 40 м самоизливается хлоридно-гидрокарбонатная натриевая вода с минерализацией 1500 мг/л, а с глубины 210 м — гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая с минерализацией 5800 мг/л.

Характерным для вод зоны затрудненного водообмена Тигильского бассейна является отсутствие сульфатов, наличие йода, брома, среди газов — метана и тяжелых углеводородов. Все это свидетельствует о нефтеносности глубоких частей бассейна.

Средний геотермический градиент в Тигильском бассейне, по данным Б. Г. Поляка (1966а), в интервале глубин 40—1280 м составляет 37 град/км, поэтому на глубине около 3400 м можно ожидать 100°С.

Тигильский бассейн отличается от других бассейнов сильной дислоцированностью отложений и, следовательно, невыдержанностью пластовых горизонтов, развитием трещинно-жильных и трещинно-грунтовых вод. Ресурсы последних составляют значительную часть от общих ресурсов и придают Тигильскому бассейну некоторые признаки гидрогеологических массивов. Этот бассейн может быть отнесен к гидрогеологическим структурам промежуточного типа — к адартезианским бассейнам (терминология И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина).

Центрально-Камчатский артезианский бассейн. Бассейн размещается в Центрально-Камчатском прогибе. Глубинное строение бассейна на большей его части не изучено. Можно полагать, что фундамент сложен метаморфизованными породами палеозоя (?) и кремнисто-вулканогенными осадочными толщами мезозоя. Чехол бассейна представлен

преимущественно осадочными породами палеоген-неогенового возраста и рыхлыми четвертичными отложениями разного генезиса. Выступом фундамента Центрально-Камчатский прогиб делится на две структуры второго порядка — Козыревскую впадину, совпадающую с Центрально-Камчатской депрессией, и Озерновскую, приуроченную к депрессии прол. Литке. Соответственно в нем могут быть выделены два артезианских бассейна второго порядка.

Козыревский бассейн характеризуется повсеместным развитием с поверхности мощной (до 120 м и более) толщи рыхлых четвертичных отложений разного состава и генезиса. Толща содержит несколько горизонтов пластово-поровых вод, приуроченных к пескам, галечникам, валунникам. Водоупорами являются слои иловатых супесей, суглинков и глин. Отдельные водоносные горизонты не выдержаны по площади. Кроме порово-пластовых напорных вод, широкое развитие здесь имеют и поровые безнапорные воды. Основные ресурсы подземных вод бассейна заключены в толще четвертичных отложений.

Питание верхних горизонтов чехла бассейна осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых, а также поверхностных вод, стекающих со склонов прилегающих хребтов и вулканов. По-видимому, существенную роль играет и перелив трещинно-грунтовых вод из пород, слагающих склоны примыкающих к депрессии горных сооружений. Реки, врезанные преимущественно на глубину не более 20 м, дренируют весьма незначительную часть водоносного комплекса. Модуль подземного стока в реки не превышает 6 л/сек с 1 км².

Гидрохимический разрез Козыревского бассейна почти не изучен. В верхних водоносных горизонтах циркулируют преимущественно пресные хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, реже сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 300 мг/л. Глубже 100—200 м в зоне затрудненного водообмена формируются минерализованные воды. О наличии в бассейне таких вод свидетельствует Едомский холодный источник близ с. Пушино с минерализованной (1100 мг/л) водой кальциево-натриевого состава. Некоторые особенности вод этого источника и, в частности, бром-йодный коэффициент, а также запах сероводорода в сочетании с другими факторами говорят о возможной нефтеносности Козыревского бассейна.

Геотермические условия недр Козыревского бассейна близки к условиям Тигильского бассейна. В районах, прилегающих к Ключевской группе вулканов, геотермический режим недр может быть более напряженным.

Озерновский бассейн отличается от Козыревского тем, что в нем все горизонты и комплексы чехла выведены на поверхность.

Верхняя часть чехла бассейна представлена водоносными комплексами флювиогляциальных, ледниковых, аллювиальных и морских четвертичных отложений. Мощность этой части разреза, измеряемая первыми десятками метров, уменьшается по мере удаления от прол. Литке. Под четвертичными отложениями, а часто и прямо с поверхности развиты водоносные комплексы относительно слабодислоцированных морских осадочных или туфогенно-осадочных, реже континентальных верхнемиоцен-плиоценовых и нижне-среднемиоценовых образований, составляющие основную часть разреза чехла бассейна. На периферии бассейна протягивается полоса выходов водоносного комплекса вулканогенно-осадочных олигоцен-нижнемиоценовых пород. Последние вместе с кровлей фундамента бассейна опускаются в сторону прол. Литке.

Гидрогеологическое строение Озерновского бассейна изучено плохо. Рыхлые четвертичные отложения характеризуются почти повсемест-

ным распространением поровых грунтовых вод; в морских и аллювиальных отложениях возможны порово-пластовые воды. В неогеновых осадочных породах, по аналогии с другими районами Камчатки, можно предполагать развитие напорных порово-пластовых и трещинно-пластовых вод; в нижней части разреза чехла, наряду с трещинно-пластовыми и пластово-трещинными водами, циркулируют и трещинно-жильные воды.

Питание водоносных комплексов верхней и средней частей разреза чехла осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Последние, видимо, не играют большой роли в питании нижней части разреза чехла из-за малой площади их выходов на поверхность. Подземный сток в бассейне направлен в сторону прол. Литке. Верхние водоносные горизонты дренируются в долинах рек, врезанных в краевых частях бассейна на глубину до 80 м, в осевой — не более 25 м. Модуль подземного стока в реки составляет 5—10 л/сек с 1 км².

Наиболее водообильными в Озерновском бассейне являются водоносные комплексы верхнего миоцена — пллюцена и нижнего — среднего миоцена, составляющие основную часть разреза чехла.

Гидрохимический разрез Озерновского бассейна имеет двухзональное строение. В зоне активного водообмена развиты преимущественно гидрокарбонатные, а в прибрежно-морской полосе — гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды. Вероятно, на глубине 200—300 м в зоне затрудненного водообмена могут быть встречены минерализованные воды. В Озерновском бассейне также отмечены признаки нефтеносности. Рассеянная битуминозность особенно интенсивна в нижней части осадочных пород.

Геотермическая обстановка Озерновского бассейна, по-видимому, близка к изученной в Тигильском бассейне.

Восточно-Камчатский артезианский бассейн. Бассейн располагается на восточном побережье п-ова Камчатка и ограничен с запада блоками верхнемеловых пород на водоразделе Восточного хребта, а с востока — вулканическими полуостровами восточного побережья. Характер строения поверхности бассейна резко отличается от равнинных ландшафтов других артезианских бассейнов Камчатки. Рельеф бассейна гористый, сильно расчлененный. Модуль общего стока рек достигает 30 л/сек с 1 км².

Восточно-Камчатский артезианский бассейн размещается в крупном послемеловом прогибе, ограниченном от примыкающих с востока и запада поднятий сбросами.

Основную площадь бассейна занимают кайнозойские породы, представленные вулканогенно-осадочными образованиями олигоцен-нижнемиоценового возраста.

В южной и юго-западной частях бассейн перекрыт мощной толщей четвертичных вулканогенных пород.

Различия в строении чехла Восточно-Камчатского бассейна позволяют выделить в его пределах два резко отличающихся по гидрогеологическим условиям бассейна второго порядка: Богачевский и Тюшевский.

Богачевский бассейн приурочен к площади распространения пород богачевской серии.

Во всех частях разреза водоносного комплекса богачевской серии встречены пластовые горизонты трещинных вод, обладающих напором. Трещинные зоны разломов выводят на поверхности минерализованные воды глубоких горизонтов и способствуют проникновению на большие глубины пресных вод зоны свободного водообмена.

Кроме трещинно-пластовых и трещинно-жильных вод, в бассейне широко распространены безнапорные трещинно-грунтовые воды в выветрелой зоне пород.

Питание основного водоносного комплекса бассейна осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока трещинно-грунтовых вод из мезозойских пород, слагающих более возвышенную, осевую часть Восточного хребта. В юго-западной части бассейна значительную роль в питании играет перелив из водообильных четвертичных вулканогенных пород. Большая густота и глубина (до 600—800 м) эрозионного вреза приводит к интенсивному дренажу верхней, наиболее обводненной части бассейна. Поэтому в Богачевском бассейне наблюдается большее количество источников. Модуль подземного стока в реки доходит до 20—30 л/сек с 1 км².

Как и в вышеописанных бассейнах, гидрохимический разрез Богачевского бассейна имеет двухзональное строение. В зоне свободного водообмена развиты гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, реже сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией до 100—200 мг/л. Пресные воды встречены скважинами до глубины 200—300 м. Сильная нарушенность пород часто приводит к появлению на поверхности хлоридно-натриево-кальциевых вод зоны затрудненного водообмена с минерализацией до 15 000 мг/л. Особенностью вод зоны затрудненного водообмена бассейна является их бессульфатность, присутствие нафтяных кислот, йода (до 50 мг/л), брома (до 15 мг/л), а среди газов — метана. В различных частях бассейна отмечены непромышленные притоки нефти во многие скважины (верховья р. Богачевки, долина р. Третьей, верховья р. Хальницы), а также большое количество источников с запахом сероводорода.

Температура воды в скважинах на Богачевской площади достигает на глубине 500 м 27° С, на глубине 1000 м — 49° С, на глубинах от 1500 до 2200 м — 60—78° С.

Гористый рельеф бассейна и сильная расчлененность его поверхности, невыдержанность пластовых горизонтов подземных вод, широкое развитие трещинно-жильных вод, появление минерализованных вод в зоне свободного водообмена — все это в какой-то мере роднит Богачевский бассейн с гидрогеологическими массивами. Поэтому этот бассейн можно также относить к структурам промежуточного типа — адартезианским бассейнам.

Тюшевский бассейн объединяет расположенные на восточной окраине Восточно-Камчатского бассейна наложенные прогибы, заполненные неогеновыми и четвертичными отложениями.

Основную часть гидрогеологического разреза чехла бассейна составляют водоносные комплексы отложений нижнего — среднего миоцена и верхнемиоцена — плиоцена. Они выходят на поверхность на границе бассейна с Восточным хребтом и с горными сооружениями п-ова Кроноцкий, где слагают сильно расчлененное низкогорье. В остальной части Тюшевского бассейна неогеновые образования почти нацело перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями. Их мощность в районе п-ова Камчатский не менее 70—80 м, а во впадине на побережье Кроноцкого залива — до 304 м.

Водоносность бассейна на глубину почти не изучена. По аналогии с другими районами Камчатки, в породах неогена здесь предполагается наличие нескольких более или менее выдержанных напорных горизонтов трещинных и поровых (в континентальных фациях каврана) вод, приуроченных к пластам песчаников, песков, галечников. Относительными водупорами могут служить глины, лигниты, аргиллиты, алевролиты. В рыхлых четвертичных отложениях, наряду с поровыми

грунтовыми водами, установлено развитие порово-пластовых вод, нередко высоконапорных.

Питание водоносных комплексов Тюшевского артезианского бассейна происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Область питания водоносных комплексов неогена в районе п-ова Кроноцкий совпадает с площадью его распространения. В остальных частях бассейна выходы их на поверхность весьма малы, и здесь основную роль в питании играет подток подземных вод из сопряженных водоносных комплексов более древних пород. Наиболее интенсивная разгрузка водоносных комплексов неогена происходит в районе п-ова Кроноцкий, где глубина вреза дренажной сети достигает 400 м. На остальной, преимущественно равнинной части бассейна глубина эрозионного вреза измеряется единицами, реже первыми десятками метров. Соответственно модуль подземного стока в реки в районе п-ова Кроноцкий предположительно составляет 5—10 л/сек с 1 км², а на остальной его части — менее 5 л/сек с 1 км².

В зоне свободного водообмена Тюшевского артезианского бассейна преимущественно развиты гидрокарбонатно-хлоридные или гидрокарбонатные воды. Среди катионов обычно преобладает натрий. На приморских равнинах воды этой зоны имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав. Гидрохимическими наблюдениями в скважинах, пробуренных на низменной равнине в районе соленого оз. Култучное, среди пресных грунтовых вод выявлены «языки» солоноватых вод, протягивающихся в глубь суши от моря, соленых озер и проток на расстояние до 1500 м.

Как и в других артезианских бассейнах Камчатки, в Тюшевском бассейне проявляется вертикальная гидрохимическая зональность. Многочисленные источники с запахом сероводорода, связанные с зоной затрудненного водообмена, имеют хлоридный натриевый или гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый состав воды с минерализацией до 700 мг/л. К разломам в породах Тюшевской серии приурочены термальные (20—70° С) источники с водами гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава и минерализацией до 900 мг/л.

Геотермическая обстановка в Тюшевском бассейне, по-видимому, аналогична изученной в Богачевском.

Северо-Камчатский (Парапольский) артезианский бассейн. Бассейн располагается на крайнем севере п-ова Камчатка и территориально приурочен к Парапольскому долу (южная часть Парапольско-Бельской низменности). Местность представляет собой заболоченную равнину с множеством термокарстовых озер.

В структурном отношении Северо-Камчатский бассейн представляет крупную мульдообразную складку, сложенную осадочными и континентальными отложениями верхнемиоцен-плиоценового возраста. Они перекрыты четвертичными аллювиально-озерными отложениями, мощность которых достигает 70—80 м и более. В краевых частях бассейна на весьма незначительной площади обнажаются угленосные туфогенно-осадочные породы среднемиоценного возраста.

Характерной особенностью Северо-Камчатского бассейна является наличие зоны прерывистого распространения многолетней мерзлоты. Мощность многолетнемерзлых пород на севере бассейна 70—80 м; к югу она уменьшается до 30—10 м.

Гидрогеологические условия бассейна на глубину слабо изучены. Четвертичные отложения почти нацело проморожены. Мощность слоя сезонного протаявания от 0,3 до 2,5 м. В таликовых зонах, расположенных в долинах крупных рек и под неперемерзающими озерами, встре-

чаются как безнапорные, так и слабонапорные воды. В неогеновых отложениях заключены подмерзлотные пластовые воды.

Условия питания чехла бассейна за счет инфильтрации атмосферных осадков неблагоприятны из-за развития с поверхности мерзлых пород. Модуль поверхностного стока достигает 10—15 л/сек с 1 км². Обводненный слой сезонного протаивания дренируется реками, врезанными в равнину на глубину не более 20, реже до 50—80 м. На склонах долин здесь отмечаются немногочисленные малodeбитные (до 0,1—0,4 л/сек) сезонно действующие источники. Модуль поверхностного стока достигает 10—15 л/сек с 1 км². Обводненный слой сезонного протаивания дренируется реками, врезанными в равнину на глубину не более 20, реже до 50—80 м. На склонах долин здесь отмечаются немногочисленные малodeбитные (до 0,1—0,4 л/сек) сезонно-действующие источники. Модуль подземного стока в реки на территории бассейна 2—5 л/сек с 1 км² и менее. Притоки в шурфы, пройденные в слое сезонного протаивания, изменяются от десятых долей до 0,5—1,0 л/сек, дебиты колодцев и скважин в таликовых зонах могут достигать 5—10 л/сек и более.

Воды источников из слоя сезонного протаивания пород и из таликовых зон пресные (минерализация до 100 мг/л), гидрокарбонатно-хлоридные магниево-натриевые.

Геотермическая обстановка глубинной части Северо-Камчатского бассейна, по-видимому, аналогична условиям Тигильского бассейна. Температура пород на глубине 5—10 м составляет 2,2—2,8° С.

Центрально-Камчатский гидрогеологический массив. В структурном отношении Центрально-Камчатский массив включает большую часть Камчатско-Корякского антиклинория и примыкающее к нему с северо-запада Кинкильское поднятие Западно-Камчатского прогиба.

С учетом особенностей структурного строения отдельных частей Центрально-Камчатского гидрогеологического массива, трещиноватости и дислоцированности пород в нем выделяется три гидрогеологических массива второго порядка: Анавгайско-Кинкильский, Паратунско-Приокеанский и разделяющий их Малкинско-Ганальский. Первые два размещаются в пределах Центральной вулканической зоны Камчатско-Корякского антиклинория. Малкинско-Ганальский массив объединяет горстово-глыбовые поднятия древнейших структур Камчатки.

Анавгайско-Кинкильский массив распространен в пределах Срединного хребта. Он характеризуется почти повсеместным развитием с поверхности вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста. В северной части Срединного хребта на поверхность выведены осадочные мезозойские и кремнисто-вулканогенные верхнемеловые образования.

Водоносный комплекс вулканогенных палеоген-неогеновых образований наиболее интенсивно обводнен в верхней выветрелой зоне, где широко развиты трещинно-грунтовые безнапорные воды, реже пластово-трещинные воды, обладающие местными напорами. Мощность выветрелой зоны пород в пределах массива не превышает 140 м. С кремнисто-вулканогенными верхнемеловыми и осадочными мезозойскими образованиями связаны главным образом трещинно-грунтовые, пластово-трещинные, а также трещинно-жильные воды, а с рыхлыми четвертичными отложениями — поровые и порово-пластовые воды.

Питание водоносных комплексов массива происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод снежников.

Дренаж водоносных комплексов интенсивно осуществляется в многочисленных речных долинах, глубина вреза которых достигает 400—800 м. Густота дренажной сети 1,0—1,5 км/км². Модуль подземного

стока в реки до 10—15 л/сек с 1 км², что составляет около половины общего речного стока.

В зоне свободного водообмена массива развиты весьма пресные (с минерализацией до 100 мг/л), гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные, магниевые-кальциевые-натриевые воды. На участках гидротермально-измененных пород циркулируют минерализованные воды, отличающиеся преобладанием сульфатов кальция, кислой реакцией и минерализацией до 3600 мг/л. Особые условия формирования подземных вод в недрах гидрогеологического массива обусловлены обилием крупных, часто регионального плана разломов, к которым приурочены многочисленные молодые интрузии и выходы минеральных вод различного состава. В пределах массива зафиксировано большое количество термальных источников различного состава с минерализацией 300—4300, чаще 1000—2500 мг/л, газифицирующихся азотом или углекислым газом. Температура доходит до 100°С. Отмечается также несколько холодных пресных источников с запахом сероводорода.

Геотермическая обстановка Анавайско-Кинкильского массива не изучена. Б. Г. Поляк рассматривает положительные структуры Камчатско-Корякского антиклинория как области относительного охлаждения и считает, что геотермический градиент в таких районах вряд ли будет превышать 15 град/км.

Паратунско-Приокеанский массив по своим гидрогеологическим условиям сходен с Анавайско-Кинкильским. В нем также преимущественно распространены трещинно-грунтовые, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды, циркулирующие в развитых здесь почти повсеместно с поверхности вулканогенных палеоген-неогеновых образованиях. К рыхлым четвертичным отложениям разного генезиса (аллювиальные, ледниковые, морские, флювиогляциальные) приурочены поровые и порово-пластовые воды, а к многочисленным интрузивным массивам — трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды.

Условия питания и разгрузки массива имеют некоторые особенности. Массив располагается в наиболее увлажненном районе Камчатки. Здесь в год выпадает до 2600 мм осадков, что в 8 раз превышает величину испаряемости. Модуль общего стока рек также достигает наибольших для Камчатки величин — до 30—35 л/сек с 1 км². Интенсивная разгрузка вод верхней выветрелой зоны пород осуществляется в густую (1,0—1,4 км/км²) сеть речных долин, врезанных на глубину до 400—600 м. Модуль подземного стока в реки достигает 25—32 л/сек с 1 км².

Водообильность палеоген-неогеновых вулканогенных образований аналогична указанной в Анавайско-Кинкильском массиве. Дебиты скважин, пройденных в верхней выветрелой зоне, — 0,2—5,5 л/сек, удельные дебиты — 0,01—1,5 л/сек. Дебиты скважин, каптирующих термальные воды в крупных зонах разломов, обычно более 10 л/сек, удельные дебиты их 0,007—8,3, чаще 0,1—0,7 л/сек. Предполагаемые дебиты скважин в коре выветривания интрузивных массивов составляют около 1 л/сек.

Химический состав вод зоны свободного водообмена имеет некоторые отличия, в основном связанные с интенсивным эолово-морским засолением области питания водоносных комплексов. В морских отложениях, слагающих террасированные равнины на побережье океана, грунтовые воды характеризуются хлоридно-гидрокарбонатным натриевым составом и минерализацией до 1000—1500 мг/л. На остальной части массива воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные с минерализацией до 100 мг/л. В зоне свободного водообмена локально распространены также пресные сульфатные или сульфатно-гидрокарбонат-

ные воды, связанные с участками гидротермально-измененных пород, а иногда и с корой выветривания интрузивных массивов.

К тектоническим зонам приурочено большое количество термоминеральных источников с водами различного состава и минерализацией от 700 до 7500 мг/л (преимущественно 2000—6000 мг/л), газифицирующихся азотом и углекислым газом. Их температура часто достигает 60—100° С.

Паратунско-Приокеанский массив располагается в непосредственной близости от активной зоны Восточного вулканического пояса Камчатки. В связи с этим геотермические параметры этого массива могут быть несколько выше, чем Анавайско-Кинкильского.

Малкинско-Ганальский массив характеризуется преимущественным развитием трещинно-грунтовых вод, приуроченных к выветрелой зоне дислоцированных протерозойских (?), палеозойских (?) и мезозойских образований, а также интрузивных пород разного возраста. Реже в выветрелой зоне, а для мезозойских пород и глубже ее, могут быть встречены отдельные невыдержанные горизонты напорных вод, приуроченные к наиболее трещиноватым разностям пород. Широко распространены трещинно-жильные воды.

Мощность выветрелой зоны для кремнисто-вулканогенных верхнемеловых образований составляет 100—200 м, для осадочных мезозойских отложений — до 100 м, для докембрийских пород — до 60—80 м. Степень трещиноватости пород уменьшается с глубиной.

Питание водоносных комплексов происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод многочисленных снежников. Среднее годовое количество атмосферных осадков от 700 до 1200 мм, что намного превышает величину испаряемости. Однако, вследствие чрезвычайно густой (до 1,5 км/км²) и глубоко врезанной (до 600—800 м) сети речных долин, большой крутизны горных склонов и в общем малой мощности выветрелой зоны пород, большинство атмосферных осадков идет на поверхностный сток. Модуль общего речного стока достигает 15—20 л/сек с 1 км² и более, в то время как модуль подземного стока в реки не превышает 7—10 л/сек с 1 км².

Наиболее водообильными из дочетвертичных пород, составляющих Малкинско-Ганальский массив, являются кремнисто-вулканогенные верхнемеловые образования.

В зоне свободного водообмена проявляется горизонтальная гидрохимическая зональность. Воды источников, дренирующих наиболее возвышенную часть хребтов, преимущественно ультрапресные (до 50 мг/л), гидрокарбонатно-хлоридные, натриево-кальциевые. На периферии массива, в предгорьях хребтов, минерализация вод увеличивается до 100—200 мг/л. В коре выветривания гидротермально-измененных образований, в пиритизированных породах, приуроченных к контактам с интрузиями, формируются сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды, обладающие кислой реакцией. Малкинско-Ганальский массив отличается от вышеописанных массивов Камчатки тем, что термальные воды здесь приурочены только к зонам глубоких разломов, ограничивающим выступы древних пород. К ним, в частности, относится Малкинский источник с водой хлоридно-сульфатного натриевого состава, газифицирующейся азотом. Минерализация воды 600 мг/л, температура до 84° С. С системой глубоких разломов связаны многие холодные минеральные источники. Все они углекислые, обладают кислой реакцией, из анионов в них преобладают гидрокарбонаты или сульфаты, из катионов — натрий или кальций. Минерализация вод достигает 4600 мг/л, содержание свободной углекислоты до 2600 мг/л.

Малкинско-Ганальский массив относится к типичной области охлаждения. Геотермический градиент здесь, по-видимому, не превышает 15 град/км.

Восточно-Камчатский гидрогеологический массив. Этот гидрогеологический район включает большую часть Восточно-Камчатского хребта и его структурное продолжение — восточную часть о-ва Карагинский.

В структурном отношении массив представляет горст-антиклинарий, сложенный преимущественно сильнодислоцированными кремнисто-вулканогенными верхнемеловыми и осадочными мезозойскими образованиями. В южной части массива довольно широко распространены палеоген-неогеновые вулканогенные породы. Некоторые межгорные впадины, типа грабен, выполнены осадочными неогеновыми и рыхлыми четвертичными отложениями разного генезиса. Здесь, как и в Центральном-Камчатском гидрогеологическом массиве, преимущественно распространены трещинно-грунтовые и пластово-трещинные воды выветрелой зоны мезозойских и вулканогенных палеоген-неогеновых образований. Мощность выветрелой зоны 100—200 м. Широко развиты трещинно-жилые воды зон разломов. В отдельных грабенах, а также в речных долинах распространены поровые, пластово-поровые и трещинно-пластовые воды.

Питание водоносных комплексов осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод снежников. Разгрузка подземных вод выветрелой зоны происходит в густую (1,0—1,5 км/км²) и глубоко врезанную (до 400—600 м) сеть речных долин. Модуль общего стока рек 20—30 л/сек с 1 км². Модуль подземного стока в реки достигает 10—15 л/сек с 1 км².

Водообильность пород разного возраста аналогична описанной для этих пород в Центральном-Камчатском массиве.

В зоне свободного водообмена широко развиты гидрокарбонатно-хлоридные преимущественно кальциево-натриевые воды с минерализацией до 100 мг/л. Кроме того, в коре выветривания гидротермально-измененных пород, а иногда и интрузивных массивов формируются гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды. Термоминеральные источники пространственно тяготеют к системам разломов в окраинных частях массива. Таковы углекислые источники Кашкинский и Пушинский хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 7800 и 6300 мг/л и температурой соответственно 35 и 42° С. Несколько севернее этой группы источников, также на разломе, ограничивающем массив с запада, располагается Перво-Бекешский источник с теплыми (до 35° С) слабоминерализованными (300 мг/л) гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми водами. Выходы холодных углекислых вод обнаружены также на п-ове Озерной и о-ве Карагинский. Их минерализация достигает 4700 мг/л, а содержание свободной углекислоты — 1800 мг/л. На площади распространения осадочных мезозойских отложений встречены холодные пресные источники с запахом сероводорода.

Гидрогеологические массивы полуостровов восточного побережья. Этот гидрогеологический район включает гористые п-ова Шипунский, Кроноцкий и Камчатский. Они сложены в основном вулканогенными палеоген-неогеновыми и кремнисто-вулканогенными верхнемеловыми образованиями. Первые из них смяты в пологие складки, вторые — в крутые, часто опрокинутые. Отмечается также большое количество интрузивных пород различного состава. Породы разбиты многочисленными разломами.

Массивы полуостровов характеризуются преимущественным распространением трещинно-грунтовых вод, приуроченных к выветрелой верхней зоне мощностью до 180—200 м. На п-ове Шипунский скважи-

ной на глубине 74 м вскрыт водоносный горизонт в трещиноватой толще туфов и эффузивов. Величина напора вод над кровлей составляет 76,7 м. Широко развиты трещинно-жильные воды. Потоки поровых вод заключены в отложениях горных долин.

Питание водоносных комплексов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Здесь за год выпадает до 1400 мм осадков, что значительно превышает величину испаряемости. Условия накопления подземных вод в пределах массивов, несмотря на обилие осадков и сильную трещиноватость выветрелой зоны пород, малоблагоприятны. Значительное количество осадков из-за большой крутизны горных склонов уходит на поверхностный сток, а подземные воды выветрелой зоны пород интенсивно дренируются густой (до $1,5 \text{ км/км}^2$) сетью коротких распадков и долин, врезаемых на глубину до 600 м. В значительной мере разгрузка обводненной выветрелой зоны осуществляется в береговых морских уступах. Общий речной сток с полуостровов предположительно достигает 20—30 л/сек с 1 км^2 . Модуль подземного стока в реки не превышает 10 л/сек с 1 км^2 .

Дебиты источников из дочетвертичных пород, слагающих полуострова, доходят до 2 л/сек, а в зонах тектонических разломов до 30 л/сек. Дебиты скважин, пройденных на п-ове Шипунский в вулканогенных палеоген-неогеновых породах, составляют 1,4—1,7 л/сек, а удельные дебиты соответственно 0,06—0,14 л/сек. В скважине, пробуренной в гранодиоритах, удельный дебит составляет 0,02 л/сек.

В зоне свободного водообмена преобладают гидрокарбонатно-хлоридные преимущественно натриевые воды с минерализацией до 100—200 мг/л. На п-ове Камчатский широко распространены сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниевые воды. С разломами связаны выходящие на морском побережье п-овов Кроноцкий и Камчатский термальные ($343\text{—}57^\circ \text{C}$) источники сульфатно-хлоридного натриевого состава и с минерализацией 400—4600 мг/л. На п-ове Шипунский встречено два холодных минеральных источника с водами гидрокарбонатно-хлоридного состава и минерализацией 2100 и 2400 мг/л.

Геотермическая обстановка в недрах гидрогеологических массивов полуостровов восточного побережья, по-видимому, сходна с другими массивами Камчатки, не граничащими с активной вулканической зоной. Возможно, на геотермический режим массивов в прибрежной зоне некоторое охлаждающее влияние оказывает соседство огромных водных масс Тихого океана.

Срединно-Камчатский вулканический супербассейн. Эта наложенная гидрогеологическая структура занимает значительную часть водораздела Срединного хребта и прилежащее к нему с юго-запада вулканическое нагорье, которое представляет возвышенное плато с многочисленными крупными и мелкими вулканическими конусами. Здесь же, в предгорьях Срединного хребта и Западно-Камчатской равнины, располагается несколько крупных вулканов.

Вулканический супербассейн характеризуется широким развитием порово-трещинно-грунтовых и пластово-трещинных вод.

В питании водоносного комплекса вулканогенных четвертичных образований, наряду с инфильтрацией атмосферных осадков, принимают участие и талые воды многочисленных ледников и фирновых снежников, затегающих на вершинах вулканов. Условия накопления подземных вод в супербассейне благоприятные. Глубина врезки дренажной сети речных долин на большей части площади супербассейна не более 500 м, что намного меньше общей мощности водоносного комплекса. По периферии вулканического супербассейна в долинах вскрываются дочетвер-

тичные породы, кора выветривания которых в ряде случаев служит водоупором

Здесь встречаются многочисленные источники с дебитами, превышающими 10 л/сек. Модуль подземного стока в реки 10—15 л/сек с 1 км², что составляет половину общего речного стока

Подземные воды вулканического супербассейна преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным составом катионов и минерализацией до 10 мг/л. Термальные источники на площади Срединно-Камчатского супербассейна зафиксированы только в отдельных наиболее глубоко врезанных долинах рек, вскрывающих дочетвертичные породы

Восточно-Камчатский вулканический супербассейн Этот супербассейн располагается в юго-восточной части Камчатки и территориально совпадает с Восточным вулканическим нагорьем. Мощные вулканогенные четвертичные образования слагают здесь возвышенные плато, вулканические хребты и одиночные, в том числе действующие вулканы.

Преимущественно развиты здесь трещинно-грунтовые, порово-грунтовые и пластово-трещинные воды вулканогенных четвертичных образований. Водоносные горизонты приурочены к потокам и покровам эффузивов, а туфы и туфобрекчии иногда являются водоупорами. Кроме того, широко распространены поровые или порово-пластовые, часто напорные воды рыхлых пирокластических отложений четвертичного возраста мощностью до 20 м, развитых на склонах и у подножий многих вулканов.

Условия питания и накопления подземных вод в Восточно-Камчатском супербассейне более благоприятны, чем в Срединно-Камчатском. Здесь шире развиты равнинные или слабонаклонные поверхности, сложенные хорошо водопроницаемыми образованиями. Расчлененность их дренажной сетью речных долин сравнительно невелика (густота ее 0,5—1,0 км/км², глубина вреза 100—200 м и лишь на периферии бассейна до 400 м). Среднее годовое количество осадков 1000—2000 мм. Общий модуль речного стока составляет в среднем 20—30 л/сек с 1 км².

В мощных толщах пирокластических отложений насчитывается от одного до шести водоносных пластов, залегающих на глубинах от 0,5 до 80 м. Высота напора над кровлей пластов колеблется от 1 до 65 м. Дебиты скважин здесь составляют 1—4, реже 10 л/сек, при удельных дебитах 0,2—0,8 л/сек. Дебиты источников из пирокластических отложений меняются в широких пределах, наиболее крупные из них достигают 15 л/сек.

Для эффузивных пород характерно наличие крупных линейных и пластовых выходов вод с суммарными дебитами до 200 л/сек.

Восточно-Камчатский супербассейн характеризуется своеобразным химическим составом подземных вод. В зоне свободного водообмена, на общем фоне гидрокарбонатно-хлоридных вод с минерализацией до 100 мг/л, выделяются многочисленные участки распространения хлоридно-сульфатных вод с минерализацией до 350 мг/л, пространственно приуроченных к действующим вулканам. В пределах последних встречаются также высокотермальные, ультракислые воды fumarоального типа и азотно-углекислые термы различного состава.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАССИВ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Гидрогеологические условия Командорских островов почти не изучены.

Оба острова представляют собой антиклинальные структуры северо-западного простирания, в которых сохранились от разрушения толь-

ко присводовая часть и одно из крыльев, сложенные в основном туфогенно-осадочными верхнеолигоценовыми отложениями, реже вулканогенными образованиями палеоген-неогена. Характер обводнения туфогенных образований сходен с обводнением пород Богачевской серии Восточно-Камчатского прогиба. Трещинно-грунтовые, пластово-трещинные, реже трещинно-пластовые воды приурочены к наиболее трещиноватым эффузивам и песчаникам. По разломам субширотного и северо-восточного простирания, а также в локальных зонах смятия верхнеолигоценовых пород циркулируют трещинно-жильные воды.

На погружении антиклинальной структуры в центральной части о-ва Беринга развит синклиальный прогиб, выполненный осадочными миоценовыми отложениями с водообильными горизонтами трещинно-пластовых артезианских вод.

Количество атмосферных осадков здесь достигает 800 мм в год. Однако малые размеры островов, крутые уклоны местности, густая ($1,0—1,5 \text{ км/км}^2$) дренажная сеть речных долин, врезанных на глубину до 600 м, не способствуют накоплению подземных вод в наиболее проницаемой верхней зоне пород, мощность которой, вероятно, не превышает 200 м. Лишь в пределах артезианского бассейна в северной части о-ва Беринга, где глубина вреза речной сети не более 200 м, возможно наличие значительных ресурсов подземных вод. Общий сток подземных вод направлен от оси островов в сторону моря. Модуль общего речного стока на Командорских островах предположительно оценивается в 30 л/сек с 1 км^2 . Доля подземного стока в реки невелика.

Водообильными породами являются осадочные миоценовые отложения. Предполагаемые дебиты скважин в них могут превышать 1 л/сек. Дебиты источников, дренирующих туфогенно-осадочные отложения верхнего олигоцена, меняются в широких пределах, достигая в зонах тектонического дробления пород нескольких литров в секунду. Из плиоценовых эффузивов водопадской свиты, развитой на о-ве Медный, отмечено только слабое высачивание вод. К эоловым отложениям, распространенным в приустьевых частях рек, приурочены источники с дебитами до 5—10 л/сек.

Островное положение территории и ее малые размеры обуславливают интенсивное эолово-морское засоление области питания водоносных комплексов и соответственно преобладающее развитие хлоридно-гидрокарбонатных, а на наиболее пониженных участках островов — и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод. С выщелачиванием гидротермально-измененных пород связано появление сульфатных или гидрокарбонатно-сульфатных кальциевых вод.

КУРИЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Курильская гидрогеологическая область характеризуется весьма сложной и своеобразной гидрогеологической обстановкой. Ее можно условно разделить на несколько гидрогеологических районов мелких порядков, со специфическими условиями формирования и распространения подземных вод.

Гористые выступы складчатого фундамента островов, сложенного дочетвертичными образованиями, объединяются в группу небольших гидрогеологических массивов трещинных вод. Мощные толщи вулканогенных образований четвертичного возраста, слагающие в погружениях складчатого фундамента многочисленные действующие и потухшие вулканы, вулканические нагорья и возвышенные плато, относятся к вулканическим бассейнам. К малым артезианским бассейнам или склонам могут быть отнесены молодые прогибы на равнинных перешейках круп-

ных островов, выполненные туфогенно-морскими четвертичными отложениями, а также краевые (прибрежные) части антиклинальных структур, сложенные миоценовыми туфогенно-осадочными образованиями.

Курильская складчатая область располагается в сильноувлажненной зоне. Количество атмосферных осадков (800—1500 мм в год) в 5—7 раз превышает испаряемость.

Геотермическая обстановка Курильской области в региональном отношении слабо изучена. Многочисленные аномалии теплового поля приурочены к действующим вулканам.

Гидрогеологические массивы области сложены осадочно-вулканогенными образованиями палеоген-неогенового и верхнемелового возраста. Они представляют собой сильнорасчлененные относительно высокие (500—1000 м) горные хребты (острова Кунашир, Уруп и Парамушир) или выровненные поверхности, незначительно приподнятые над уровнем моря (о-в Шумшу и острова Малой Курильской гряды). Породы, слагающие массивы, смяты в пологие складки, нарушены многочисленными разломами, прорваны мелкими интрузиями и в значительной степени гидротермально изменены.

В массивах широко развиты трещинно-грунтовые, реже пластово-трещинные воды, приуроченные в основном к выветрелой зоне пород, мощность которой 50—100 м. В зоне разломов здесь распространены трещинно-жильные воды. Питание водоносных горизонтов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из вулканических бассейнов. Однако из-за сильной расчлененности местности и малой мощности трещиноватой зоны основная масса атмосферных осадков идет на поверхностный сток.

Разгрузка трещиноватой водонасыщенной зоны происходит преимущественно в местную гидрографическую сеть и в морских береговых обрывах. Дебиты малочисленных источников изменяются от 0,02 до 0,8 л/сек; притоки в мелкие шурфы не превышают 1 л/сек. Дебит скважины на о-ве Шумшу, пройденной в туфах, перемежающихся с андезитами, составляет 1,2 л/сек при понижении 1,5 м. И только в тектонических зонах, обладающих повышенной трещиноватостью, наблюдается сравнительно большая обводненность пород.

Воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с общей минерализацией 100—300 мг/л. В гидротермально-измененных породах циркулируют кислые гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией 50 мг/л и более.

К тектоническим разломам приурочены трещинно-жильные термоминеральные воды. Многочисленные группы минеральных источников распространены на всех островах. Минерализация их и температура колеблются в широких пределах.

Артезианские бассейны распространены узкими полосами в прибрежных террасированных равнинах, а также на возвышенных (до 150 м над уровнем моря) перешейках между отдельными горными сооружениями наиболее крупных островов Большой Курильской гряды. Породы фундамента, представленные вулканогенными образованиями палеоген-неогенового возраста, выведены на поверхность в прилегающих гидрогеологических массивах. Чехол бассейнов состоит из двух гидрогеологических этажей. Верхний этаж сложен рыхлыми водопроницаемыми четвертичными отложениями (морскими, лагунными, аллювиальными и др.), мощность которых достигает местами 100—150 м. Нижний этаж состоит из слабопроницаемых пологоскладчатых туфогенно-осадочных образований миоценового возраста, представленных туфогенными песчаниками, туффитами, туфодиатомидами и туфогенными сланцами.

В рыхлых четвертичных отложениях циркулируют поровые, реже пластово-поровые воды, иногда обладающие местным напором. В породах миоценового возраста могут быть встречены горизонты трещинно-пластовых как напорных, так и безнапорных вод. Питание водоносных горизонтов осуществляется главным образом за счет подтока из расположенных выше вулканогенных образований четвертичного возраста и стока поверхностных вод со склонов вулканов. Водоносные породы дренируются в долинах рек, ручьев, в морских береговых обрывах. Глубина вреза речных долин не превышает 20 м, что благоприятствует накоплению подземных вод.

Притоки воды в многочисленные колодцы и отдельные мелкие скважины, пройденные в рыхлых четвертичных отложениях, не превышают 1,0 л/сек. Дебиты источников изменяются от 0,1 до 1,5 л/сек. Суммарные дебиты отдельных линейных выходов, приуроченных к контактам с подстилающими коренными породами, достигают 40 л/сек. Наибольшей водообильностью среди пород нижнего этажа отличаются сильнотрещиноватые туфогенные песчаники и туффиты. Дебит одиночных выходов составляет 1—5 л/сек. Гидрографической сетью вскрывается лишь верхняя часть этажа, имеющая ограниченную область питания.

Минерализация вод зоны свободного водообмена составляет 120—350 мг/л. Состав преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый. Во время приливов и при интенсивном водозаборе воды в колодцах, пройденных на первой морской террасе, часто засолены.

В артезианских бассейнах имеются выходы термоминеральных источников с температурой до 55°С. Химический состав вод большинства из них характеризуется преобладанием хлор-иона. В подчиненных количествах присутствуют сульфатные или гидрокарбонатные ионы. Из катионов, как правило, преобладает натрий. Минерализация колеблется от 700 до 15 000 мг/л. В составе спонтанных газов преобладают азот и углекислый газ. В некоторых источниках обнаружено до 58 об. % метана, позволяющее предполагать наличие в недрах бассейнов битуминозных пород.

Вулканические бассейны (или артезианские системы) приурочены к участкам распространения мощной толщи вулканогенных четвертичных образований, затегающих горизонтально или с небольшим уклоном от центров вулканических сооружений.

В бассейнах преимущественно распространены трещинно-грунтовые и пластово-трещинные, а также трещинно-жильные воды. К отдельным потокам современных эффузивов приурочены порово-трещинные грунтовые воды. Наиболее обводнены пласты эффузивов, водоносные горизонты в которых могут быть встречены в любой части разреза. Относительными водупорами являются пласты туфогенных пород.

Области питания подземных вод бассейнов совпадают, как правило, с площадью их распространения. Разгрузка подземных вод происходит на перегибах и у подножия склонов вулканических возвышенностей, в долинах рек, ручьев, в абразионных обрывах и под уровнем моря. Условия накопления подземных вод в бассейнах этого типа, напоминающих супербассейны II порядка, более благоприятны, чем в тригх структурах Курильских островов. Этому способствуют большая мощность и хорошая проницаемость водоносных пород, обилие осадков, а также сравнительно слабая расчлененность вулканических сооружений дренажной сетью речных долин. Наибольший эрозионный врез (до 400 м) отмечается по периферии вулканических сооружений.

Здесь фиксируются большие модули подземного стока в реки, измеряемые десятками литров в секунду с 1 км^2 .

К вулканогенным породам четвертичного возраста приурочено большое количество источников с пресной водой, из которых более 50% имеют дебит свыше 10 л/сек . Большинство таких многодебитных источников встречено на островах Кунашир, Итуруп и Парамушир. Иногда они наблюдаются и на малых островах.

На малых островах Курильской гряды, представляющих одиночные вулканы, возвышающиеся над поверхностью моря (Черные Братья, Средний Райкоке, Чиринкотан, Ширинка), нет никаких проявлений.

Воды вулканогенных пород преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с общей минерализацией до 500 мг/л . Химический состав вод, циркулирующих в гидротермально-измененных образованиях, иной. Обычно это кислые (pH ниже 5,5) сульфатные воды, в катионном составе которых преобладают кальций и натрий. В значительных количествах в них присутствуют алюминий и железо. Общая минерализация этих вод достигает 3200 мг/л . Большую часть железа и алюминия они выносят в море. В различных частях склонов действующих вулканов отмечено большое количество термоминеральных источников фумарольного типа с минерализацией от 500 до $60\,000 \text{ мг/л}$.

Глава 9

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

В результате вулканической и гидротермальной деятельности на Камчатке и Курильских островах возникли структуры с весьма своеобразными гидрогеологическими условиями.

ОБВОДНЕННОСТЬ «ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ» ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Вулканические постройки, слагающие положительные формы рельефа, за редким исключением подняты на значительную высоту и полностью находятся в зоне интенсивного водообмена. Они сложены породами с высокой трещинной или поровой проницаемостью. На их поверхность выпадает в 2—2,5 раза больше атмосферных осадков, чем у подножья, поэтому они представляют собой области интенсивного питания подземных водоносных горизонтов и поверхностных потоков.

Подземные воды в породах лавовых плато имеют пластово-трещинный характер. Лавы разбиты литогенетическими трещинами, служат коллекторами, а спекшиеся основания лавовых покровов — относительными водоупорами. Там, где лавовые покровы полностью прорезаны каньонами рек, они часто сдренированы на всю глубину. Преобладающая доля стока с плато идет на питание грунтовых вод, которые большей частью разгружаются у их подножий.

Лавовые покровы в целом обладают хорошей вертикальной проницаемостью, а отдельные потоки глыбовых лав играют роль своеобразных дренажей, и в языках таких потоков появляются источники с очень высокими (десятки и сотни литров в секунду) стабильными дебитами.

На вершинах многих столь образных вулканов возникли крупные кальдеры (Горелый, Ксудач, Опала). Эти древние постройки «реставрированы» и защищены от разрушения игнимбритовыми покровами, связанными с кальдерообразованием. Гидрогеологическая обстановка на внешних склонах таких построек сходна с обстановкой вулканиче-

ских нагорий. Периклинальное залегание лав и игнимбритов обуславливает «центробежный» сток в теле этих вулканов, причем преобладает трещинно-пластовый характер циркуляции, а коллектором служат лавы с литогенетической трещиноватостью и относительно немногочисленные пепловые прослойки.

Шлаковые конусы сооружения очень непрочные и быстро разрушаются, поэтому часто можно наблюдать их внутреннее строение. Отчетливо выделяются внешняя, водопроницаемая зона и внутренняя, плотная, состоящая из лав и агглютированного шлака, которые изолируют до определенного момента глубинные вулканические продукты от воздействия внешней среды. Поверхность конусов полностью поглощает атмосферные осадки и талые воды, но их проникновение в центральную часть постройки ограничено.

Гидрогеологическое значение шлаковых конусов для вулканической области невелико. Скорее они представляют интерес для изучения как гидрогеологическая модель вулкана. Лавовые потоки, вытекающие из-под шлаковых конусов, часто перегораживают долины, образуя подпорные озера.

Экструзивные тела как гидрогеологические объекты, находящиеся на поверхности, также не представляют большого интереса. Небольшие по размеру, они относительно водопроницаемы лишь во внешней трещиноватой зоне. Экструзии оказывают двойное влияние на водопроницаемость вмещающих толщ: с одной стороны, процесс внедрения вязкой малоподвижной кислой магмы должен нарушить сплошность вмещающих пород на большую глубину и резко увеличить их проницаемость в зоне контакта; с другой стороны, и сами экструзии, и приконтактные зоны вмещающих толщ обычно подвергаются интенсивному гидротермальному воздействию, уменьшающему проницаемость пород.

Очень мало изучена роль вулканических конусов как собирателей атмосферной влаги. В гл. 3 было показано, что с увеличением гипсометрических отметок местности количество атмосферных осадков быстро возрастает (до 15% на 100 м). Отдельно стоящие высокие конусы вулканов, большую часть года покрытые снегами, неминуемо должны особенно интенсивно конденсировать влагу, принесенную с окружающих водных пространств. К сожалению, это явление не охарактеризовано с количественной стороны.

Для приближенных расчетов водного баланса вулканов средний коэффициент увеличения количества осадков на конусе по сравнению с подножием можно принять равным 2,5. Тогда на стратовулкан средних размеров должно выпадать около 2500 мм осадков ($80 \text{ л/км}^2 \cdot \text{сек}$) или при диаметре конуса 10 км — $6 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Проницаемость пород, слагающих стратовулканы, достаточна для того, чтобы на их конусах полностью поглощались дождевые и талые воды. Фильтруясь в теле конуса, воды поступают в породы цоколя или в пирокластические отложения, окаймляющие подножие вулкана. По мере удаления от вулкана уменьшаются наклон поверхности, проницаемость пирокластических пород и грунтовый поток разгружается в виде полосы болот или источников в эрозионных врезках.

Проникновение вод к кратеру и подводящим каналам вулканов затруднено тем, что стенки канала уплотнены инъекциями лавы во время эффузивных извержений, а пирокластический материал вблизи каналов подвергся спеканию. Кроме того, кратеры изолированы породами, измененными фумарольными газами (жерловые фации). В разрушенных вулканах жерловые зоны бывают вскрыты эрозией на глубину нескольких сотен метров, и можно наблюдать агглютинированный туфовый ма-

териал и массивы пород, измененных газогидротермальной деятельностью (от пропилитов и опало-алунитов до каолиновых глин). Эти массивы достигают в поперечнике многих сотен метров (вулканы Ааг, Арик, Зубчатка, Мутновский, Кошелевский, Эбеко). Все эти отложения отличаются слабой водопроницаемостью. Насколько может быть прочна эта изоляция, говорит хотя бы тот факт, что в кратере многих вулканов находятся постоянные озера, например известное фумарольное озеро в Мал. Семлячке, озеро в южном кратере влк. Мутновская Сопка и т. д. В кратерах влк. Горелого лежат покрытые льдом озера с минерализацией воды всего 18 мг/л, причем на берегах озер выходят струи фумарольных газов, но ни фумаролы не повлияли на состав воды в озерах, ни вода озер не заглушила газовые струи.

Благодаря очень хорошей изоляции газовыводящих каналов термомпроявления в кратерах и на склонах вулканов обычно локализованы на площади в несколько сотен квадратных метров, а остальная часть вулканической постройки остается холодной. На дне активного кратера влк. Мутновская Сопка, например, в 1963 г. снежник сохранился до конца лета в 50 м от мощных фумарол с температурой более 700° С. Грунтовые воды, разгружающиеся у подножий вулканов и на их склонах, за исключением тех немногих, которые непосредственно связаны с фумарольными полями, имеют низкую (1—4° С) температуру и ничтожную (менее 100 мг/л) минерализацию, что также говорит об отсутствии контакта с вулканическими эманациями.

«Гидроизоляция» вулканического канала может быть нарушена во время эксплозивных извержений или вулкано-тектонических подвижек. Тогда воды, накопившиеся в теле вулкана, устремляются по трещинам в зону канала и активно участвуют в вулканическом процессе. В зависимости от степени прогрева зоны канала и количества «прорывающихся» к нему вод либо усиливается эмиссия паров, либо происходят фреатические взрывы.

На внутренних стенках вершинных кратеров действующих вулканов, которые бывают врезаны в конус на глубину до 200 м, нигде не обнаружены водные источники. Фумарольные струи, напротив, очень часто располагаются на стенках и гребне кратера. По-видимому, поступление метеорных вод в кратер ограничивается в основном осадками, выпадающими непосредственно над ним. Проследить дальнейшую судьбу этой воды сложно. Частично или полностью она входит в состав фумарольных газов. Над кратером влк. Авачинская Сопка (диаметр 400 м) выпадает около 9,5 л/сек воды (исходя из модуля питания 80,0 л/сек·км²). Чтобы испарить эту влагу, требуется 6000 ккал/сек тепла или около 7000 ккал/сек, если осадки твердые. Если тепловая мощность вулкана будет меньше этого предела, начнется образование кратерного озера*. Осадки, выпавшие на внешние склоны вулканов, не проникая в центральные, водонепроницаемые части постройки, транспортируются в основном подземным путем к подножью, т. е. конус вулкана выступает в роли щедрого поставщика холодных подземных вод в грунтовые и артезианские бассейны подножий.

Почти ничего не известно о гидрогеологической обстановке в глубинных частях вулканов вблизи подводящих каналов. На первых сотнях метров от поверхности эти каналы проходят в водоносных породах верхнего структурного этажа, а глубже — в практически водонепроницаемых отложениях фундамента. Но вулканы всегда расположены на ослабленных участках земной коры, где можно ожидать повышения

* Тепловая мощность влк. Авачинская Сопка в стадии покоя оценивается в 18×10^3 ккал/сек (Штейнберг, 1965).

проницаемости пород и, следовательно, усиления циркуляции подземных вод. Условия взаимодействия инфильтрационных вод с магмой и магматическими экзскаляциями являются предметом постоянных дискуссий. По мнению одних исследователей, вулканический канал, по крайней мере на глубине первых километров, представляет собой изолированную, прогретую и газонасыщенную зону ничтожного, по сравнению с длиной, диаметра и вряд ли может оказать существенное воздействие на окружающую гидрогеологическую обстановку. Другие считают, что вулканические каналы служат источниками тепла для термальных водоносных систем.

ОБВОДНЕННОСТЬ «ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ» ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Строение отрицательных вулканических структур в отличие от положительных благоприятно для образования в них водообильных артезианских и грунтовых бассейнов подземных вод. При этом только верхние части кальдер и депрессий находятся в зоне интенсивного водообмена, а нижние горизонты многих впадин, заполненных вулканогенными породами относительно высокой проницаемости, лежат ниже нулевых отметок и принадлежат зоне более замедленной циркуляции подземных вод.

«Отрицательными» вулканическими структурами являются кальдеры, грабены, депрессии, соммы, маары, разнообразные кратеры, воронки взрыва и т. д. Гидрогеологическая роль этих сравнительно небольших образований относительно невелика — они играют роль местных дрен или заняты озерами.

Сведения о подземных водах кальдер Камчатки в литературе отсутствуют. О глубинном строении кальдер пока можно судить лишь по наблюдениям на поверхности и немногочисленным геофизическим данным. При кальдерообразовании происходит перестройка гидрогеологической обстановки на довольно обширной территории. Дробление пород при взрывах и блоковом проседании увеличивает трещинную проницаемость и создает условия для вертикального движения вод и магматических экзскаляций. Крупные блоки пород с относительно хорошей водопроницаемостью погружаются в своеобразный цилиндрический «сосуд» из пород нижележащего структурного этажа. В результате в кальдерах возникают сложные водоносные системы, состоящие из гидравлически связанных между собой бассейнов грунтовых вод, артезианских горизонтов и трещинных вод тектонических разломов. Разгрузка верхних водоносных горизонтов кальдеры может происходить через кольцевой вал — останец древнего вулкана (или нескольких вулканов) или подстилающие их отложения. Воды глубинных частей кальдер, по-видимому, дренируются разрывными нарушениями, пересекающими периферийные кольцевые разломы, но даже при наличии дрен эти части кальдер из-за своего гипсометрического положения должны характеризоваться замедленным режимом циркуляции вод.

Сам факт образования кальдеры говорит о наличии в прошлом на относительно небольшой глубине очага кислых магм, размеры которого сопоставимы с диаметром депрессии, а фумаролы и другие проявления современной гидротермальной деятельности на территории кальдер свидетельствуют о том, что многие из этих очагов возможно продолжают жить, т. е. в них продолжается дифференциация магмы, ее кристаллизация и отделение летучих. В то же время водопроницаемые породы и многочисленные разрывные нарушения позволяют инфильтрационным водам проникать в зону теплового и химического воздействия магматического очага. Глубина залегания таких очагов, видимо, не

превышает 7 км, а по данным палеовулканических реконструкций может быть близка к 1—2 км. Сходные цифры получены при интерпретации геофизических данных.

Глубинные части кальдер являются идеальными структурами для формирования бассейнов и трещинных систем термальных вод. Здесь налицо относительно изолированные массивы водопроницаемых пород и режим замедленного водообмена. Тепловой потенциал и ресурсы этих бассейнов определяются количеством тепла, выделяемого очагом, и количеством инфильтрационных вод, проникающих в прогретые зоны.

Отложения подножий вулканов обладают очень хорошей водопроницаемостью. Все потоки дождевых и талых вод, стекающие с Авачинской и Козельской Сопок, поглощаются рыхлыми отложениями. Вдоль подножий вулканов тянется безводная равнина шириной до 10 км. Она сменяется полосой болот, возникающих в результате разгрузки водоносного горизонта рыхлых вулканокластических отложений. Данных о водоносности пород, залегающих под рыхлыми вулканическими образованиями верхних горизонтов депрессии, нет, но, судя по их плотностной характеристике, можно полагать, что они более водопроницаемы, чем отложения фундамента. Возможно также, что в тысячеметровой толще этих пород есть и водоносные горизонты и трещинно-жильные водоносные системы.

Путем приближенных балансовых расчетов оценена величина общего стока и отдельных его составляющих для южной части депрессии. Модуль общего стока равен $33,1 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$, модуль речного стока (поверхностного + грунтового) — $13,4 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$, глубинного (не дренируемого местной речной сетью) — $19,7 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. Эти данные показывают, что значительная часть инфильтрационных вод проникает в более глубокие горизонты депрессии. Движение подземных вод, по-видимому, направлено в сторону океана, так как ступенеобразные поднятия пород фундамента, играя роль структурного барража, препятствуют стоку на юго-запад. Однако разломы северо-восточного и субмеридионального направления, пересекающие фундамент на блоки, могут служить каналами для частичной разгрузки этих вод в юго-западном направлении, в сторону Авачинской бухты.

В осевой части депрессии находятся действующие вулканы. Наблюдающийся под ними эффект экранирования поперечных сейсмических волн С. А. Федотов и А. И. Фарберов интерпретируют как следствие наличия здесь, в интервале глубин от 20 до 80—90 км, обогащенной магматическим веществом зоны диаметром около 25 км. Кроме того, под влк. Авачинская Сопка предполагается периферический магматический очаг, кровля которого залегает на глубине 1,5—2 км ниже уровня, т. е. на глубине поверхности фундамента депрессии (Штеинберг и др., 1965). В связи с этим возникает вопрос о существовании в недрах депрессии термальных вод.

Верхние горизонты депрессии, заполненные рыхлым вулканокластическим материалом и находящиеся в зоне интенсивного водообмена, омываются такими большими массами инфильтрационных вод, что существование термального бассейна, не защищенного от их охлаждающего влияния, вряд ли возможно (Вакин, 1966а). Но в более глубоких частях депрессии, изолированных от этого потока, могут быть встречены термальные воды. В частности, высокотемпературные воды и перегретый пар должны присутствовать в том или ином количестве вблизи промежуточной магматической камеры влк. Авачинская Сопка, хотя по расчетам Б. Г. Поляка (1966г) количество тепла, выделяемого этим магматическим очагом в окружающую среду, оказывается не таким уж большим — $18 \cdot 10^3 \text{ ккал/сек}$. Значит, даже при самых благоприятных

гидрогеологических условиях динамические запасы терм вблизи подобных магматических камер ограничены. Остается открытым вопрос о формировании в Корякско-Авачинской депрессии термальных вод за счет глубинного тепла, переносимого по разломам восходящими флюидами. При наличии зоны, насыщенной магматическим веществом, этот путь наиболее вероятен.

Другая крупная гидрогеологическая отрицательная структура приурочена к Паужетской депрессии, которая вместе с западным склоном Камбального хребта представляет артезианский склон. В пределах депрессии расположено известное Паужетское месторождение парогидротерм.

В недрах Паужетской впадины сложилось не часто встречающееся благоприятное сочетание геологических, гидрогеологических и геотермических факторов (водопроницаемые отложения, перекрытые водоупорными пластами, залегающие в зоне замедленного стока, интенсивный привнос тепла в водоносные горизонты эндогенным теплоносителем, обусловившее возникновение месторождения высокотемпературных вод). Характеристика месторождения дается ниже.

Из рассмотренных примеров ясно, что, независимо от причины возникновения и второстепенных деталей строения, вулканотектонические депрессии представляют собой прогибы, заполненные породами более высокой проницаемости, чем их борта и фундамент, благодаря чему в них возникают бассейны артезианских или грунтовых вод. Такие небольшие «супербассейны» являются гидрогеологическими структурами, благоприятными для формирования бассейнов термальных вод.

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Гидротермальными системами называют термоаномалии верхней части земной коры в области современного вулканизма, приуроченные к определенным геологическим структурам, с которыми связана разнообразная гидротермальная деятельность, возникающая вследствие аномальной плотности теплового потока и переноса тепла текучим теплоносителем.

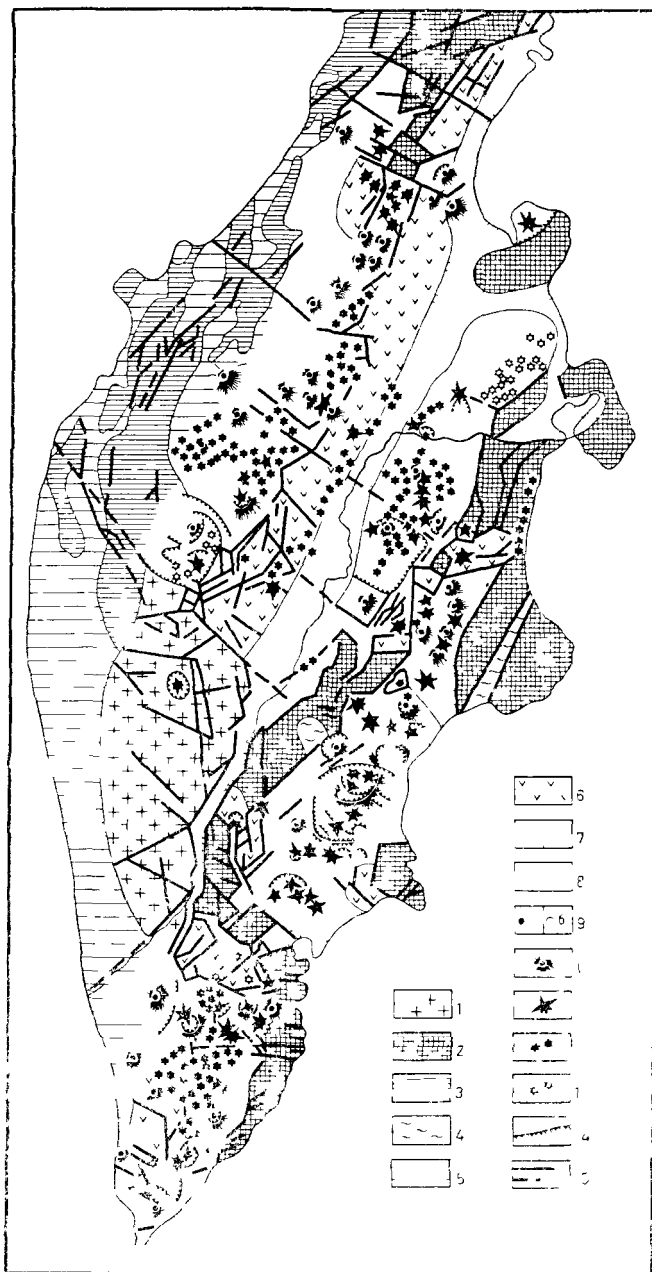
Тепловой поток на таких участках в 50—100 раз превышает средние показатели для Земли. Очевидно, что передачу тепла на глубине и теплопотери в приповерхностных условиях здесь можно объяснить в основном тепло-массопереносом. Верхние части гидротермальных систем находятся в условиях водонапорного режима конкретных гидрогеологических структур. Поэтому здесь главным агентом в процессе тепло-массопереноса выступает вода или водяной пар, а в глубинной обстановке, как предполагается, — восходящий поток горячего водного флюида. В приповерхностных условиях гидротермальные системы являются в сущности высокотемпературными водонапорными системами (Аверьев, 1961; Сугробов, 1964).

На Камчатке, Курильских островах и в других вулканических районах мира современная гидротермальная деятельность протекает в зонах развития кислого вулканизма, характеризующихся широким распространением пемз, экструзий, дацитов и риолитов. В большинстве случаев гидротермальные системы приурочены к вулканотектоническим депрессиям или обширным древним кальдерам в пределах крупных кольцевых структур. На Камчатке, например, высокотемпературные гидротермальные системы приурочены к грабен-синклиналям восточной вулканической зоны. Их географическое положение и геоструктурные позиции показаны на рис. 24.

Важнейшей особенностью геологического строения участков гидротермальных систем является присутствие в верхней части разреза плотных непроницаемых пород, которые перекрывают нижележащие прони-

Рис. 24. Схема современной тектоники Камчатки (по Э. Н. Эрлиху):

1 — Малкинский свод, заложившийся в палеогене на территории Среднего массива и части геосинклинального трога, 2 — горст-антиклинальные поднятия, следующие по положению геосинклинальной внешней дуги и активно «живущие» с миоцена, 3 — Тигильско-Паланская система поднятий, сформировавшаяся в плиоцене в осевой части Камчатского тылового прогиба, 4 — участки плиоценовых прогибов, вовлеченные в активное поднятие в четвертичное время; 5 — монооклиналь Западной Камчатки — современная платформа на месте бывшего тылового шва, 6 — аккумулятивно-тектонические зоны поднятий четвертичного возраста, исследующие положение бывшей «геосинклинальной» внутренней дуги неогенового времени, 7 — зоны активного континентального осадконакопления в четвертичное время; 8 — грабен синклиналь; 9 — вулканы центрального типа (а — потухшие, б — действующие); 10 — щитовые и крупные лавовые вулканы, 11 — стратовулканы и вулканы со сложной постройкой, 12 — шлаковые конусы и лавовые вулканы, связанные с ареальным вулканизмом, 13 — экструзивные купола регионального типа, 14 — вулкано-тектонические нарушения, 15 — разломы (а — активно «живущие», б — древние)



цаемые отложения или чередующиеся проницаемые и непроницаемые слои (Аверьев и др., 1965). Прежде всего это характерно для гидротермальных систем, формирующихся в вулкано-тектонических депрессиях и кальдерах (Узон-Гейзерная, Паужетская); хотя похожее строение имеют и наложенные грабены горно-складчатого обрамления (Паратунская система).

Образование депрессий было связано с извержением больших объемов пемз и игнимбритов, продукты размыва которых отлагались в понижениях, часто занятых водоемами. В результате на отдельных участках таких структур формировались мощные толщи, состоящие из чередующихся слоев пирокластики и мелкозернистых туфогенных осадков. Иногда термальные участки в пределах депрессий приурочены к локальным структурным поднятиям, которые ограничиваются крутопадающими разломами и представляют собой сложные горсты (например, хр. Камбальный в депрессии бассейна р. Озерной).

Водоносные системы, к которым приурочена гидротермальная деятельность, имеют небольшие размеры, что обусловлено достаточно четким ограничением геологических структур, с которыми они связаны (кальдеры, системы горстов и грабенов и т. д.) или локальным распространением водовмещающих литологических комплексов. В гидродинамическом отношении в большинстве случаев они соответствуют водонапорным системам малых артезианских бассейнов и артезианских склонов.

Мощность обводненных комплексов пород по данным разведочного бурения в Паужетской и Больше-Банной системах достигает 200—500 м, а мощность перекрывающих их водоупоров составляет 50—150 м. Проницаемость туфогенных комплексов пород невелика и составляет по данным лабораторных исследований и опытных выпусков одиночных скважин $1 \cdot 10^{-2}$ — $5,6 \cdot 10^{-4}$ д. Эффективная же проницаемость пласта, определенная на основании длительных опытных выпусков, как правило, превышает лабораторные измерения, отражая, видимо, поровую и трещинную проницаемость пласта в целом (0,26—0,44 д для туфов Паужетского месторождения).

На участках термоаномалий в водонапорных системах такого типа высокотемпературные воды (100—250°C) находятся в жидком состоянии вследствие большого гидростатического давления. По характеру циркуляции воды относятся преимущественно к трещинному типу напорных (артезианских) вод. В естественной обстановке высокотермальные напорные воды и холодные подземные воды гидравлически связаны между собой, и пластовое давление в гидротермальной системе определяется пластовым давлением, существующим в гидрогеологической структуре, в рамках которой она возникает.

Положение пьезометрического уровня высоконагретых подземных вод в гидротермальных системах определяется не только пластовым давлением, но и температурой, так как нагретая вода имеет меньший объемный вес. В связи с этим новозеландскими исследователями было введено понятие о термоартезианском давлении.

Пьезометрические уровни термальных вод, как показывают данные бурения в термальных зонах Камчатки и Курильских островов, согласуются с положением статических уровней холодных напорных вод, и абсолютные отметки их закономерно снижаются от возвышенных участков рельефа к долинам рек, озер или к береговой линии моря. Очаги разгрузки гидротермальных систем, так же как и зоны разгрузки водонапорных систем, приурочены к этим отрицательным формам рельефа. Например, разгрузка Паужетских гидротерм осуществляется в долине р. Паужетки, а гидротермы системы Горячего Пляжа разгружаются по береговой полосе океана на южной оконечности о-ва Кунашир.

Таким образом, движение гидротерм, как и обычных вод, в общем подчиняется геоморфологической обстановке. Они получают питание на возвышенных участках рельефа и разгружаются в долинах рек.

Вместе с тем высокая температура, свойственная гидротермам, активизирует их движение и разгрузку, усиливая водообмен во всей водонапорной системе.

Высокую динамичность высокотемпературной водонапорной системы определяют следующие основные ее особенности:

- 1) относительно большая скорость фильтрации воды, обусловленная ее низкой вязкостью;
- 2) возможность интенсивной разгрузки в естественной обстановке при условии значительного превышения напорного уровня над поверхностью земли, что связано с уменьшением объемного веса перегретых вод;
- 3) парообразование в зоне разгрузки при понижении гидростатического давления и в связи с этим самопроизвольная откачка воды паром;
- 4) возможность частичной разгрузки за счет отделения пара, если напорный уровень находится ниже поверхности земли (Сугробов, 1964; Сугробов и Краевой, 1966).

Парообразование является причиной того, что поверхностные термоявления представлены различными формами: кипящими источниками, гейзерами, паровыми струями, участками «парящей земли» и зонами гидротермального метаморфизма пород. Возможность вскипания воды определяется конкретной геолого-гидрогеологической обстановкой на участках термальных полей и прежде всего температурой в недрах гидротермальных систем, а также величиной гидростатического давления.

Для гидротермальных систем, в верхней части которых имеется относительно проницаемый пласт, вмещающий перегретые (по отношению к атмосферному давлению) воды, характерны разнообразные формы термальной активности, проявляющиеся в зависимости от положения пьезометрического уровня. На участках, где пьезометрический уровень устанавливается над поверхностью земли (обычно область разгрузки водонапорной системы), наблюдаются преимущественно горячие или кипящие источники и гейзеры, паровые струи и участки прогретой ими почвы. Примерами таких термоявлений могут служить Паужетское термальное поле, Долина Гейзеров, Больше-Банное поле, Горячий Пляж и др.

Там, где пьезометрические уровни устанавливаются ниже поверхности, отмечаются только выходы пара в виде отдельных струй или рассредоточенного парения (участки «парящей земли»). Выходящий пар, как правило, является «вторичным», и его температура соответствует точке насыщения при данном атмосферном давлении. Это связано с тем, что пар, отделившийся от подземных вод, проходит через грунтовые воды, верховодку или поверхностные воды (местные водотоки). Обычно участки с выходами пара приурочены к возвышенностям микрорельефа. Если пар, выделившийся с поверхности подземных вод, выходит в заполненные водой понижения, образуются кипящие и грязевые котлы и озера. Как правило, они характеризуются почти полным отсутствием стока.

В процессе пароотделения происходит дегазация и, как следствие, химическая дифференциация исходных парогидротерм. Отделившиеся пар и газ, выходя на поверхность, образуют паро-газовые струи, содержание водяного пара в которых составляет более 99%, а в составе газов преобладают CO_2 , H_2S и NH_3 (табл. 39). При конденсации пара происходит частичное растворение химически активных газов и образуются воды преимущественно гидрокарбонатно-аммонийного состава,

Таблица 39

Химический состав фумарольных терм поверхностного формирования и конденсата пара

Место отбора пробы	Содержание, мг/л									pH	Общая минерализация, мг/л	Автор
	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻			
Паужетская система												
Источник „Южный“	8,0	92,7		13,5	5,8	13,9	232,3	24,4		5,8	526,1	В. В. Аверьев, Е. П. Рябичкина
Северо-Камбальное поле (конденсат)	44,6	1,6		84,60	13,1	Следы	279,7	83,2	20,0	7,0	614,0	Н. С. Нехорошев
Южно-Камбальное поле (конденсат)	47,1	36,7		46,4	6,5	Следы	1372,4	41,6	Не обн.	6,6	2018,0	„
Семлячкская система												
Источник на поле влк. Центр. Семлячик	9,0	106 (?)		51,8	3,22	Не обн.	514,0	Не обн.	Не обн.	3,2	690,0	В. В. Аверьев, Е. А. Вакин
Термальное поле „Парящая Долина“ (конденсат)	70,0	Не обн.		1,6	Не обн.	Не обн.	Не обн.	244,18	Не обн.	8,0	316,68	В. В. Понамарев
Жировская система												
Верхне-Жировское поле:												
а) источник	Не обн.	46,92		48,0	1,46	4,26	120,98	117,12		7,8	400,0	Т. П. Кирсанова
б) конденсат	0,50	49,68		44,80	8,2	3,55	239,08	Не обн.		4,2	510,0	Ю. Ф. Манухин
Узон-Гейзерная система												
Узон, озерко Центрального фумарольного поля	2,1	132,8		28,0	7,3	126,0	210,5	Не обн.		4,0	510,0	В. И. Кононов
Восточное фумарольное поле (конденсат)	0,08	0,0005	0,0101	0,004	0,0073	0,0036	0,1416	0,0952	0,0312	8,3	400,0	„
Верхне-Гейзерные источники	3,0	—		40,0	7,3	Не обн.	325,0	Не обн.	Не обн.	4,0	390,0	„
Конденсат	12,5	36,6		6,4	5,8	Следы	153,6	Не обн.	Не обн.	5,0	220,0	„
Гейзерные источники	—	92,0		72,0	9,6	Не обн.	345,0	73,2	Не обн.	7,2	600,0	„

а при выщелачивании горных пород и окислении сероводорода — слабокислые сульфатные растворы различной минерализации (см. табл. 39). Последние особенно характерны для бессточных водных и грязевых котлов. В. В. Иванов (1958, а) выделил эти воды как «псевдофумарольные» термы поверхностного формирования. В зоне разгрузки дегазированные гидротермы представляют собой щелочные воды, преимущественно хлоридно-натриевого состава с повышенным содержанием бора, калия, лития.

В. В. Аверьев (1961), впервые рассмотревший химическую дифференциацию гидротерм на примере Паужетского района, высказал предположение о возможном формировании вод различных типов в результате подземного вскипания и дегазации парогидротерм на глубине. В случае внедрения отделившегося пара и газа, главным образом CO₂, в вышележащие слабообводненные горизонты, формируются гидрокарбонатные натриево-кальциевые или гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды, которые на поверхности дают теплые углекислые источники. В зоне разгрузки при смешивании щелочных хлоридно-натриевых вод с грунтовыми и поверхностными водами и при взаимодействии с вмещающими породами образуются также различные типы вод. Составленная В. В. Аверьевым для Паужетского района схема формирования разнообразных по составу термальных вод в ре-

зультате химической дифференциации гидротерм затем подтвердилась при анализе гидрогеологических условий других систем Камчатки и Курильских островов (Пилипенко, 1969; Дуничев, Ризнич, 1968).

Теплофизическая характеристика гидротермальных систем видна из анализа температур в их недрах, тепловой мощности и удельного выноса тепла на площади формирования систем.

Температура на глубине в гидротермальных системах Камчатки и Курильских островов измерена на Паужетке, Горячем Пляже и Больше-Банном месторождении. Как видно из термограмм скважин (рис. 25), температурными измерениями охарактеризован разрез до глубины 1200 м. Максимальная температура зарегистрирована в этом интервале глубин на Паужетке и составляет 200°C. Температура значительно выше была получена на месторождении Вайотапу в Новой Зеландии — 295°C (а максимальная температура в современных гидротермальных системах зафиксирована на глубине 1320 м мексиканского месторождения Серро Прието — 354°C).

Распределение температуры по площади зависит от условий обводненности и геологического строения. В гидротермальных системах, характеризующихся наличием верхнего водоупора (Паужетка, Горячий Пляж), оно связано с передвижением воды. Причем в обводненной толще температура распределяется довольно равномерно, постепенно

уменьшаясь к границам потока парогидротерм. В верхней водоупорной кровле она распределяется в соответствии с законом кондуктивной теплопередачи, а температурный градиент в ней достигает $50\text{--}70^\circ\text{C}$ на 100 м. Наблюдаемый ход температурной кривой, по данным замеров в скважинах, иногда отличается от теоретического в связи с конвекцией в скважинах. Температурные аномалии в водоупорных слоях наблюдаются лишь вблизи разломов и трещин, которые являются путями движения воды и пара. Они прослеживаются и на поверхности, помо-

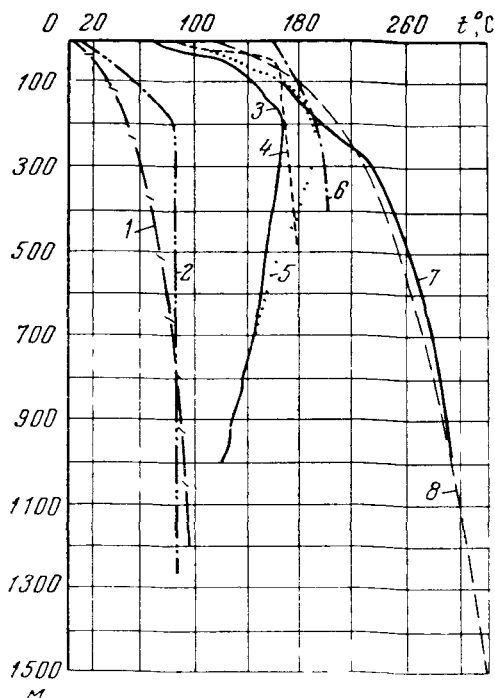


Рис. 25. Термограммы скважин, пробуренных на площади гидротермальных систем Камчатки

1, 2 — Паратунская система, скв. ГК-11, ГК-3 (данные Камчатского ГУ), 3, 4 — Большая Банная система скв. ГК-2, 38 (данные Камчатского ГУ), 5, 6 — Паужетская система, скв. Р-1, 13 (по В. М. Сугробову) 7 — Вайотапу (Новая Зеландия) 8 — теоретическая кривая изменения температуры кипения в зависимости от увеличения нормального гидростатического давления

гая, в ряде случаев, выявлению пространственного положения трещинных зон.

Сравнение термограмм скважин, пробуренных в пределах гидротермальных систем, с теоретической кривой точек кипения в зависимости от глубины при нормальном гидростатическом давлении показывает, что все измеренные температуры меньше значений на кривой насыщенного пара (см. рис. 25). Возможность вскипания воды появляется только в приповерхностной зоне, где наблюдается минимальное гидростатическое давление.

В толще пород, вмещающих высоконагретые воды и пар, температура с глубиной или остается постоянной или очень постепенно увеличивается. Эта тенденция не подтверждается только на отдельных участках гидротермальных систем. Они представляют собой наведенные тепловые поля, приуроченные к участкам разгрузки и связанные с горизонтальным движением потока парогидротерм. Обычно такая инверсия температур характерна для гидротермальных систем, циркуляция воды в которых происходит в трещинно-поровом коллекторе, например Паужетская система и Новозеландская система Вайракей.

Тепловая мощность гидротермальных систем или термальных полей в настоящее время определяется как суммарный вынос тепла источниками, паровыми струями или фумаролами с учетом теплоотдачи с поверхности нагретых пород на термальных участках. В табл. 40 приве-

дены данные по тепловой мощности термальных полей и гидротермальных систем, при определении которых с той или иной степенью точности учтены все ее составляющие, включая разгрузку высокотермальных вод и теплоотдачу с поверхности термальных участков. О тепловой мощности некоторых термальных полей, в связи с отсутствием измерений или трудностью определения ее в естественной обстановке, можно судить по выносу тепла геотермальными скважинами.

На Камчатке наибольшую тепловую мощность имеют Узон-Гейзерная система и система Большого Семлячика — $1,34 \times 10^5$ и $0,75 \times 10^5$ ккал/сек, приближающиеся к мощности гидротермальных систем Новой Зеландии.

Фумарольные поля наиболее активных в межпароксизмальную стадию деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов, на что обращал внимание В. В. Аверьев (1966), незначительно отличаются по тепловой мощности от гидротермальных систем. Например, вулканы Мутновская Сопка, Авачинская Сопка, Эбеко выносят соответственно $0,6 \times 10^5$; $0,2 \times 10^5$ и $0,25 \times 10^5$ ккал/сек. Удельный вынос тепла (отношение тепловой мощности гидротермальных систем к площади их проявления) позволяет сравнивать интенсивность гидротермальной деятельности в различных районах.

Удельный вынос тепла в различных гидротермальных системах имеет одинаковый порядок и превышает средние показатели для Земли в сотни раз (табл. 40). Некоторое расхождение в величинах удель-

Таблица 40

Естественная тепловая мощность известных гидротермальных систем Камчатки

Гидротермальные системы	Тепловая мощность, 10^5 ккал/сек	Удельный вынос тепла, ккал/сек км ²	Автор
Узон-Гейзерная	134	2000 для Долины Гейзеров	В. В. Аверьев, Г. Н. Коватев, Г. Ф. Пилипенко
Паужетская	25 (78)*	1600	В. В. Аверьев, В. М. Сугробов
Кошелевская	75	—	Е. А. Вакин
Большой Семлячик	75	5000	В. В. Аверьев, Е. А. Вакин
Северо-Мутновская	60	—	Б. Г. Поляк, Е. А. Вакин
Жировская	4	—	В. И. Белоусов, Т. П. Кирсанова
Больше-Банная	5,6	2000	В. И. Кононов, Б. Г. Поляк
Киреунская	5,2	—	Т. П. Кирсанова

* Прогноз по данным разведки

ного выноса тепла объясняется различным отношением исследователей к ограничению площадей генерации гидротерм и трудностью их точного оконтуривания. Так, В. В. Аверьев применительно к гидротермальным системам удельный вынос тепла называл интенсивностью теплового питания и связывал ее с площадью, на которой происходит инфильтрация и нагрев подземных вод. Эта площадь, как правило, имеет четкие геологические границы и соответствует площади водонапорных систем. В табл. 40 значения интенсивности теплового питания даны в понима-

нии В. В. Аверьева. Приведенные значения плотности теплового потока свидетельствуют о том, что гидротермальные системы области современного вулканизма приурочены к мощным термоаномалиям в земной коре.

Продолжительность существования современных гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической зоны сопоставлена со временем последнего оледенения (10 тыс. лет), после которого гидрогеологические структуры, вмещающие парогидротермы, оформились в современном виде.

Вопрос об источниках тепла и горячих водных масс, обеспечивающих указанную выше интенсивность теплопотерь в течение продолжительного времени, находится пока на уровне гипотетических разработок. Ясно только одно, что наблюдаемую интенсивность выноса тепла нельзя обеспечить ни региональным тепловым потоком (в этом случае пришлось бы допустить, что площади питания гидротермальных систем составляют тысячи квадратных километров), ни кондуктивной теплоотдачей магматических очагов (последние должны были бы залегать на глубине 500—1000 м); и то и другое противоречит имеющимся геологическим данным.

Традиционным является объяснение нагрева гидротерм эманациями остывающих магматических очагов, но оно возможно только при наличии очень крупных интрузивов объемом в 100 км³. В восточной вулканической зоне, судя по объему игнимбритового и пемзового материала, выброшенных в средне- и верхнеплейстоценовое время (более 1000 км³), а также по размерам кальдер обрушения, образование которых возможно связано с магматическими очагами, залегающими на малой глубине, объем гранитоидных тел в недрах превосходит 5000 км³. Выделение из этих магм 1—2% летучих с теплосодержанием 800 ккал/кг может обеспечить современный уровень выноса тепла гидротермами в течение 10 тыс. лет. При наличии конвекции магмы в очагах их размер уже не играет существенной роли, однако и в этом случае остается неясным способ отделения летучих в условиях высоких давлений. Отделение возможно только в случае, если магма перенасыщена водой или если через магматическое тело идет фильтрация водного флюида (сквозьмагматические растворы по Д. С. Коржинскому). В этом случае магматические тела играют роль «флюидопровода». Эндогенные теплоносители (флюид, «водная магма» по Д. Ферхугену) способны расплавить отдельные участки земной коры.

В. В. Аверьев (1966) высказал предположение о том, что источником энергии для гидротермальной деятельности является газо-пароводяной флюид, движущийся с уровня верхней мантии. При этом флюид может обусловить и кислый вулканизм, связанный парагенетически с современным гидротермальным процессом. До внедрения в водоносные системы верхних частей коры флюид является основным теплоносителем. Формирование гидротерм, согласно этой точке зрения, происходит в результате смешения эндогенных эманаций с водами инфильтрационного происхождения в пределах конкретных гидрогеологических структур (рис. 26).

Обозначенные выше тепловые мощности полей могут обеспечить глубинный флюид в количестве 20—30% по отношению к холодным водам при его энтальпии 700—1000 ккал/кг в интервале температур 400—1000°C, причем в его составе в неизвестных пропорциях смешаны ювенильные и мобилизованные из нижних горизонтов коры воды. В самой верхней зоне коры гидротермы вовлекаются в общее движение подземных вод, образуя часто локальные напорные потоки, в которых перенос и перераспределение тепла осуществляется по схеме вынужден-

ной конвекции В более глубоких частях систем можно предполагать, что перенос массы и тепла происходит не только фильтрационным, но также диффузионным и конвективным путем, обусловленным вариациями температуры, вязкости и плотности воды при дополнительном притоке тепла.

Гидротермальные системы Восточной вулканической зоны приурочены к относительно однотипным геологическим структурам и находятся в большинстве случаев в непосредственной близости друг от друга, что наводит на мысль о существовании связи между ними. В. В. Аверьев, например, предполагал, что Узон-Гейзерная и Семлячическая системы, так же как и Паужетская и Кошелевская, имеют общий источник теплового питания и объединяются в Семлячический и Паужетский геотермальные районы. Однако недостаточная изученность глубинного строения систем не позволяет сейчас точно очертить границы таких районов. Ниже приводятся основные данные, характеризующие геологическое строение и гидрогеотермическую обстановку крупнейших гидротермальных систем Камчатки.

Паужетский геотермальный район. Этот район интенсивной гидротермальной деятельности находится на

самом юге Камчатского полуострова и приурочен к структурному трог (Аверьев, Святловский, 1961). В его пределах можно выделить крупную вулcano-тектоническую депрессию, сходную с кольцевыми структурами Узон-Гейзерной, Карымской, Семлячической (Эрлих, 1966; Иванов, 1961а, Аверьев, Брайцева, Богоявленская и др., 1969).

Здесь установлено существование двух гидротермальных систем — Паужетской и Кошелевской.

Паужетская гидротермальная система. Современная гидротермальная деятельность сосредоточена в северной и северо-западной частях хр. Камбальный и проявляется в существовании поверхностных термоаномалий — термальных полей, связанных с выходом перегретых вод и паро-газовых струй. Самое крупное термальное поле, Паужетское, приурочено к северо-западному подножью Камбального хребта и наблюдается в долине р. Паужетки. Оно связано с разгрузкой высокотемпературных гидротерм в виде кипящих источников, гейзеров и паровых струй. Глубинное строение и гидрогеологические условия поля детально исследованы благодаря проводившемуся здесь бурению и рассматриваются в гл. 14.

Помимо Паужетского поля на западном склоне хр. Камбальный и в его осевой части наблюдается еще восемь термальных полей, прослеживаемых в узкой полосе шириной 3 км, вытянутой на юго-восток от Паужетского поля (рис. 27). Эта термальная зона однородна в геологическом отношении, представляя часть брахиантиклинали Кам-

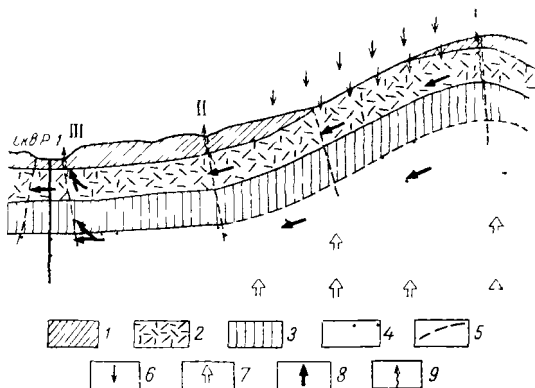


Рис. 26 Схема формирования и разгрузки Паужетских гидротерм (по В. В. Аверьеву, 1965):

1 — атевропелитовый чехол, 2 — псефитовые туфы, 3 — спекшиеся туфы, 4 — туфопесчаники, 5 — разломы, 6 — инфильтрационные воды, 7 — эндогенный пар, 8 — высокотермальные воды, 9 — паровые струи (I — Северо-Камбальные, II — Восточно-Паужетские паровые струи, III — Паужетские источники)

бального хребта, и приурочена к выходам туфовой толщи паужетской свиты, местами перекрытой андезитовыми лавами и прорванной экстрюзиями дацитов. Туфы паужетской свиты на западном склоне зале-

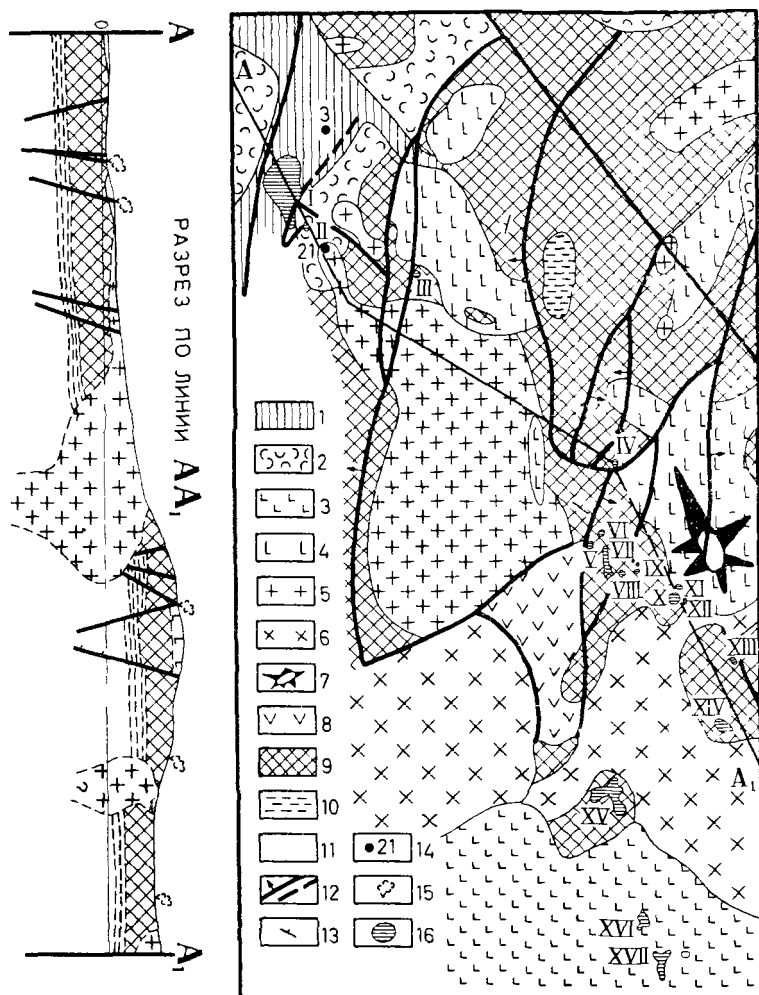


Рис. 27. Геологическая карта Камбального хребта (составил В. В. Белоусов, В. М. Сугробов, 1968):

1 — аллювиальные отложения, 2 — пемзовые отложения (нижний голоцен), 3 — лавы андезитов и базальтов влк Камбального (голоцен), 4 — лавы андезитов и базальтов влк Черные Скалы (голоцен), 5 — риодациты экстрюзий гряды Плоской (голоцен), 6 — риодиты и дациты экстрюзий Камбального хребта (голоцен), 7 — вулкан центрального типа — Черные Скалы, 8 — андезито-базальтовая экстрюзия (голоцен), 9 — псефитовые, алевропелитовые, пепловые туфы риодацитового состава (плейстоцен, паужетская свита), 10 — спекшиеся туфы дацитов (плейстоцен), 11 — песчаная вулканомиктовый (плиоцен), 12 — разрывные нарушения, 13 — элементы залегания, 14 — скважины, 15 — паровые струи, 16 — термальные поля (I — Паужетское, II — Верхнее Паужетское, III — Восточно-Паужетское, IV — первая группа Северо-Камбальных паровых струй, V — IX — вторая группа Северо-Камбальных паровых струй, X — XIV — третья группа Северо и Восточно-Камбальных паровых струй, XV — третья группа Южно-Камбальных паровых струй, XVI — вторая группа Южно-Камбальных паровых струй, XVII — первая группа Южно-Камбальных паровых струй).

гают со слабым падением на северо-запад. В результате внедрения экстрюзий и тектонических подвижек северная часть брахиантиклинали приобрела характер сложного горста, что нашло отражение в блоковом строении моноклинали западного крыла складки (см. рис. 27).

Поверхностная гидротермальная активность обусловлена наличием напорных термальных водоносных комплексов, приуроченных к псефитовым туфам паужетской свиты (верхний) и палеоген-неогеновым вулканомиктовым песчаникам (нижний). Верхний водоносный комплекс изолирован от грунтовых вод водоупорными алевропелитовыми туфами, а от нижнего комплекса — туфобрекчиями и спекшимися туфами дацитов. Они вскрыты скважинами только на Паужетском поле, но предполагается, что циркуляция термальных вод происходит на всем протяжении термальной зоны, так как туфовая толща прослеживается на западном склоне Камбального хребта, и на площади ее распространения наблюдаются выходы паровых струй.



Рис. 28. Разведанный участок Паужетской гидротермальной системы в долине р. Паужетки. На заднем плане влк. Кошелева (фото В. М. Сугробова)

По характеру залегания водоносных и ограничивающих их водоупорных пород, образующих моноклиналь, рассматриваемая гидрогеологическая структура соответствует артезианскому склону. В его границах формирующийся поток высокотемпературных гидротерм окружен холодными водами и связан с ними гидравлически, о чем свидетельствуют опытные работы на скважинах Паужетского месторождения.

Движение гидротерм, установленное на участке разведки по закономерному изменению пьезометрических уровней, происходит со стороны хр. Камбальный, а разгрузка осуществляется в долине р. Паужетки (рис. 28). Пространственное положение потока контролируется расположением термальных полей на склоне хребта. Генетическое родство их подтверждает однотипность газового состава паровой фазы Паужетских источников в очаге разгрузки и паровых струй хр. Камбальный (табл. 41).

Вынос тепла паром, гидротермами и теплоотдачей с поверхности термальных полей в естественных условиях равен 25 тыс. ккал/сек (из этой величины 15 тыс. ккал/сек выносятся на Паужетском поле). Удельный вынос тепла для площади термальной зоны (15 км^2) и для площади артезианского склона (40 км^2) равен соответственно 160 и $60 \text{ м кал/сек} \cdot \text{см}^2 \cdot \text{град}$. Величина удельного выноса тепла здесь значительно превышает средний кондуктивный теплопоток ($2 \text{ м кал/сек} \cdot \text{см}^2 \cdot \text{град}$), что предполагает дополнительный привнос тепла глубинным водным флюидом, обуславливающим при внедрении в водонапорную систему формирование высокотемпературных гидротерм (см. рис. 26).

Кошелевская гидротермальная система. Поверхностные термоявления системы представлены двумя термальными полями.

Таблица 41

Газовый состав источников и паровых струй Паужетской гидротермальной системы (по К. П. Флоренскому)

Местоположение источника или струй	Содержание конденсата, мг/л				Содержание, об. %			
	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂ +инертные газы	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂ +инертные газы
Гейзер I	52,9	6,0	0,53	10,6	75,6	8,4	0,8	15,2
Первая струя на Паужетском поле	305	16,0	10,0	34,4	83,6	4,4	2,7	9,3
Верхнотермальное поле	138	10,0	5,6	11	83,7	6,2	3,4	6,7
Термальное поле южнокамбалных струй . .	—	—	—	—	92,78	—	4,86	1,66

Верхне-Кошелевское термальное поле приурочено к кратерообразному понижению западной части многоглавой вершины влк. Кошелева на высоте 1400 м над уровнем моря. Нижне-Кошелевское термальное поле расположено на западном внешнем склоне древней соммы.

Гидротермальная активность на термальных полях проявляется в виде выходов мощных паровых струй (фумарол) и связанных с ними горячих и кипящих водных и грязевых котлов, а также прогретых участков грунта и современных гидротермально-измененных пород. Термальные поля развиваются непосредственно на верхнечетвертичных андезито-базальтовых лавовых потоках влк. Кошелева.

На Верхне-Кошелевском поле наблюдаются мощные струи перегретого и насыщенного пара. Максимальная температура на выходе, по данным Е. А. Вакина, достигает 154°C, расход наиболее мощных струй—0,5—0,7 кг/сек, общий расход пара—до 80 кг/сек. Концентрированные паровые струи отмечаются в основном в долине ручья, ограничивающего термальное поле с востока.

Общая естественная тепловая мощность поля составляет 50 тыс. ккал/сек, а площадь поля по изотерме +20°C на глубине 1 м равна 30 тыс. м².

На Нижне-Кошелевском термальном поле отмечаются преимущественно выходы струй насыщенного пара (температура на выходе 98°C), кипящие воронки и грязевые котлы. В одном выходе пара температура достигла 117°C. Термальное поле вытянуто в субширотном направлении и приурочено к узкому оврагу верховьев Третьей речки, впадающей в Охотское море. Общий расход пара составляет приблизительно 40 кг/сек. Площадь термального поля по изотерме +20°C на глубине 0,5 м, по данным Е. А. Вакина, составляет 38 тыс. м², а естественная тепловая мощность достигает 25 тыс. ккал/сек.

Таким образом, вынос тепла в пределах гидротермальной системы оценивается цифрой в 75 тыс. ккал/сек. Это самая мощная термоаномалия на южной оконечности полуострова.

По составу газа паровые струи азотно-углекислые (до 90 об. % углекислоты).

Характерна довольно высокая концентрация метана (табл. 42). Общее содержание газа в паре невелико и составляет менее 0,2% по объему.

В районе рассматриваемых систем известны, помимо упомянутых выше, отдельные термопроявления у подножья Кошелевского массива и на восточном склоне Камбального хребта. Это источники Медвежий и углекислые струи оз. Витаминное. Возможно, они являются deriva-

Таблица 42

Химический состав газов паровых струй гидротермальных систем Камчатки

Место сбора проб	Т°, С	Баланс, об. %							Азот
		СО ₂	СО	Н ₂	SO ₂	H ₂	CH ₄	N ₂ -инерт выс. газы	
Патокская система									
Патокское поле	Кипение	74,25	—	—	—	0,00	1,76	0,97	20,11
Верхнее Патокское поле	"	79,16	—	—	—	0,00	0,00	5,11	15,73
Восточно-Патокское поле	"	87,8	—	6,6	Не обн	—	1,8	—	3,8
Южно-Камбальное поле	"	93,65	—	—	—	1,00	3,55	0,00	1,40
Косоватская система									
Верхне-Косоватское поле	105	64,9	Н. обн	19,5	3,5	Не обн	1,5	—	8,6
Северно-Муромская система									
Северный кратер вк. Мур- новский Сова	300	36,74	0,25	0,00	1,11	1,09	0,25	0,2	0,80
									Н. Т. Косоват- Е. Северная
Семеновская система									
Термальное поле "Парная дача", вк. Бутыркин	Кипение	71,8	—	14,0	Не обн	—	—	0,3	10,9
Верхнее термальное поле вк. Бутыркин	130	60,8	—	16,2	Не обн	—	—	1,8	13,2

тами высокотемпературных паро-газовых струй и принадлежат, так же как и сами гидротермальные системы, к одной крупной термоаномалии, несмотря на существенные структурные различия участков поверхности гидротермальной активности.

Мутновский геотермальный район. Он расположен в северной части грабен-синклинали южной части Камчатки и тяготеет к двум активным вулканам Камчатки — Мутновская Сопка и Горелая Сопка. Выделяются две гидротермальные системы: Северо-Мутновская и Жировская.

Северо-Мутновская гидротермальная система приурочена к узкой депрессии — Северо-Мутновской вулканической зоне, протягивающейся в субмеридиональном направлении на север от влк. Мутновская Сопка. Депрессия заполнена отложениями алтнейской серии и нижнечетвертичными эффузивами, являющимися фундаментом для современных вулканических построек. Эти отложения перекрываются игнибритами кальдеры влк. Горелая Сопка и отложениями конусов действующих стратовулканов. Зона контролируется выходами экструзий андезито-дацитового состава, наблюдавшихся вплоть до верховьев р. Жировой (Вакин, Кирсанов, Пронин, 1966), и захватывает периферические части вулканических построек Мутновской и Горелой Сопок.

Вулкано-тектоническая зона севернее влк. Мутновская Сопка выражена в рельефе грабенообразным понижением, пересекаемым разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного направлений. Пересечения разрывных нарушений с нарушениями, ограничивающими депрессию, являются наиболее тектонически раздробленными участками. К ним и приурочены экструзии, шлаковые конусы и термальные поля. Они связаны с выходами пара на внешнем северном склоне влк. Мутновская Сопка и на всем 14-километровом протяжении Северо-Мутновской зоны.

Выделяются фумарольные поля северо-восточного кратера влк. Мутновская Сопка, Северо-Мутновские и Дачные термальные поля. Поверхностная гидротермальная активность на термальных полях имеет вид струй насыщенного пара, кипящих и горячих котлов и воронок, рассредоточенного парения «парящей» земли, нагретых участков грунта теплых местных водотоков и т. д.

По данным Е. А. Вакина, тепловая мощность Северо-Мутновских термальных полей составляет 5900 ккал/сек. Дачных — 9100 ккал/сек. Условно к гидротермальной системе относятся фумаролы и термальные поля северо-восточного кратера влк. Мутновская Сопка. Здесь, кроме перечисленных видов поверхностной активности, наблюдаются мощные фумаролы, максимальная температура которых достигает 300°C, а суммарный вынос тепла (Поляк, 1965) составляет 89 00 ккал/сек.

Газовый состав фумарол кратера отличается от состава газа в струях насыщенного пара, выходящего на внешнем склоне вулкана. Если последние характеризуются преобладанием углекислоты и высоким содержанием воды (более 99%), что характерно и для паровых струй других гидротермальных систем (см. табл. 42), то в фумаролах содержание воды составляет 97%, а в составе газа появляется HCl до 1,5 об.%. Что касается термальных источников, то это типичные «псевдофумарольные» термы поверхностного формирования, химический состав которых не отличается от состава воронок, котлов, водотоков, термальных полей других районов (см. табл. 42).

Е. А. Вакин считает, что влк. Мутновская Сопка не имеет тесной связи с гидротермами, формирующимися на площади Северо-Мутновской тектонической зоны, которые связаны с гранитоидным магматическим очагом в ее недрах. В. В. Аверьев, оценивая общую мощность

Северо-Мутновской гидротермальной системы в 60 000 ккал/сек, включал северо-западную часть вулкана в ее границы.

Жировская гидротермальная система. Поверхностные термопроявления системы представлены термальным полем Верхне-Жировских паровых струй и Нижне-Жировскими кипящими источниками. На Верхне-Жировском поле, расположенном в верховьях р. Жировой, наблюдаются выходы насыщенного пара и прогретые участки грунта, небольшие кипящие воронки и котлы. Геологоструктурное положение системы неясно из-за слабой изученности района. Верхне-Жировское поле приурочено к выходам пород алнейской серии в бортах глубоководной долины р. Жировой. Отмечаются выходы экструзии липаритов и даек базальтов. Газовый состав аналогичен составу газов вышерассмотренных термальных полей, связанных с выходом насыщенного пара (см. табл. 42). Тепловая мощность Верхне-Жировского термального поля составляет, по данным Е. А. Вакина, 4400 ккал/сек.

Предполагается, что Верхне-Жировские паровые струи связаны с выходами перегретых подземных вод в нижней части долины р. Жировой — Нижне-Жировскими кипящими источниками. Основная группа источников расположена на правом и левом берегах р. Жировой в 9 км от ее впадения в Тихий океан на небольших площадках пойменной террасы. Отдельные выходы воды наблюдаются и в 3,5 км ниже по течению реки. Кроме кипящих источников здесь наблюдаются слабые парогазовые выделения, горячие источники с температурой 89°C и прогретые участки грунта. Теплосодержание паро-водяной смеси кипящих источников, по данным В. И. Белоусова и Т. П. Кирсановой, составляет 115 ккал/кг.

Дебит источников небольшой (9 л/сек — кипящие и 12 л/сек — горячие источники). Общий вынос тепла вышеуказанными исследователями оценен в 4000 ккал/сек.

Вода источников характеризуется сульфатно-хлоридно-натриевым составом с общей минерализацией 0,8 г/л и, по-видимому, является аналогом щелочных хлоридно-натриевых углекисло-азотных гидротерм типа Паужетки и Долины Гейзеров (см. табл. 42).

В Мутновском районе описано отдельное термальное поле в верховьях р. Мутновской в пределах древнего вулкана (Апрелков, Шеймович, 1964). Общее структурное положение этого поля остается пока неясным. Возможно, оно является проявлением Жировской гидротермальной системы. Согласно описанию названных авторов термальное поле по характеру термопроявлений (струи насыщенного пара, источники с небольшим дебитом кислого состава) относится к типичным проявлениям поверхностной активности гидротермальных систем.

Узон-Семлячيكский геотермальный район. Это район наиболее интенсивного развития современного гидротермального процесса. Здесь расположена знаменитая Долина Гейзеров, термальные поля кальдеры Узон и вулканического массива Бол. Семлячик. В. В. Аверьев выделил здесь две крупные гидротермальные системы: Узон-Гейзерную и Семлячикскую (система вулканического массива Бол. Семлячик).

Семлячикская гидротермальная система. Поверхностные термопроявления системы приурочены к вулканическому массиву Бол. Семлячика, расположенного в 20 км севернее пос. Жупаново. Массив занимает площадь более 100 км² и состоит приблизительно из 20 стратовулканов и экструзивных куполов разного возраста и состава. Гидротермальная активность проявляется в виде сосредоточенных струй перегретого и насыщенного пара, кипящих водных и грязевых котлов и прогретых участков грунта. Все крупные современные термальные поля расположены на древних вулканических постройках — вулканах Бурлящий

и Центр. Семлячик (Аверьев, Вакин, 1966). У юго-восточного подножья массива наблюдаются Нижне-Семлячикские термальные источники.

Вулканический массив находится в пределах кольцевой вулканотектонической депрессии, заполненной туфами и игнимбритами. Окружающие ее плато слагают пемзы и игнимбриты, перекрытые базальтовыми лавами, которые служат фундаментом вулканических сооружений. В гидрогеологическом отношении депрессия может рассматривать-



Рис 29 Термальные поля вулканического массива Большой Семлячик, Парящая долина (фото Н. И. Смелова)

ся как наложенный артезианский бассейн, сформировавшийся в послеледниковое время, однако термопроявления пространственно не связаны с послеледниковыми вулканическими аппаратами (Аверьев и др., 1969).

Наиболее мощными поверхностными термопроявлениями системы являются «Парящая долина» (рис. 29) и Верхнее термальное поле влк. Бурлящий (Аверьев, Вакин, 1966). Максимальная температура пара на выходе зафиксирована на Верхнем поле и составляет 137°C . Газовый состав пара не отличается от состава паровых струй подобных термопроявлений других систем Камчатки (см. табл. 42). Можно только отметить высокую весовую концентрацию углекислоты и сероводорода. Например, содержание CO_2 в расчете на 1 кг пара достигает 8–11 г, H_2S —1,35–2,65 г. Образующиеся на поверхности термальных полей и вблизи их источники, связанные с конденсацией пара, представляют собой типичные фумарольные термы поверхностного формирования (см. табл. 42).

Суммарная тепловая мощность термальных полей Большого Семлячика составляет, по данным В. В. Аверьева и Е. А. Вакина,

50 000 ккал/сек, а плотность теплового потока здесь равна 5000 ккал/сек · км².

С описанными термальными полями связаны выходы термальных вод в виде теплых источников, наблюдающихся у юго-восточного подножья массива Большой Семлячик, вблизи Тихоокеанского побережья. Общая площадь участка разгрузки превышает 10 км². Здесь находятся известные Нижне-Семлячические ключи (Семлячические) с максимальной температурой 49,6°C и дебитом 70 л/сек. Общий вынос тепла источниками на этом участке оценивается в 25 000 ккал/сек. Таким образом, тепловая мощность системы в целом достигает 75 000 ккал/сек. Предполагается, что зона нагрева гидротерм находится в центральной части кольцевой депрессии, а привнос тепла осуществляется глубинными эманациями. Причем для такого типа структур источники тепла, вероятно, связаны с внутрикоровыми очагами: кислых магм, обусловивших образование кольцевых вулcano-тектонических депрессий (Вакин, 1966а).

Узон-Гейзерная гидротермальная система.

Поверхностная гидротермальная активность сосредоточена на двух участках: в Долине Гейзеров и кальдере Узон. Долина Гейзеров известна своими разнообразными по форме термоявлениями, масштабом разгрузки гидротерм и величиной выноса тепла. Здесь на сравнительно небольшой площади наблюдаются многочисленные гейзеры, кипящие и горячие источники, паровые струи, участки парящего и нагретого грунта. Выходы

воды и пара приурочены к долине р. Гейзерной, узким каньоном прорезающей окружающее лавовое плато. В верховьях р. Гейзерной отмечаются главным образом парящие и нагретые площади и горячие источники (Верхне-Гейзерные). Основная разгрузка гидротерм в виде кипящих источников и гейзеров осуществляется в нижней части долины, на протяжении 2,5 км от устья (рис. 30). На террасах и склонах долины отмечаются сосредоточенные струи насыщенного пара, парящие и прогретые участки, кипящие и горячие грязевые и водные котлы.

Выходы гидротерм приурочены к двум водоносным горизонтам. Верхний горизонт связан с псефитовыми пемзовыми и псаммитовыми туфами, нижний — отделен от верхнего плотными алевропелитовыми туфами и приурочен к псефитовым туфам и туфобрекчиям. Воды этого горизонта на рассматриваемом участке обладают напором (Кононов, 1965).

Химический состав вод разнообразный и, так же как и на термальных полях всех современных систем, различается в зависимости от характера термоявления. Вода кипящих источников и гейзеров имеет хлоридно-натриевый состав и слабощелочную реакцию (табл. 43). Вода в воронках и грязевых котлах, образующаяся при смешении конденсата

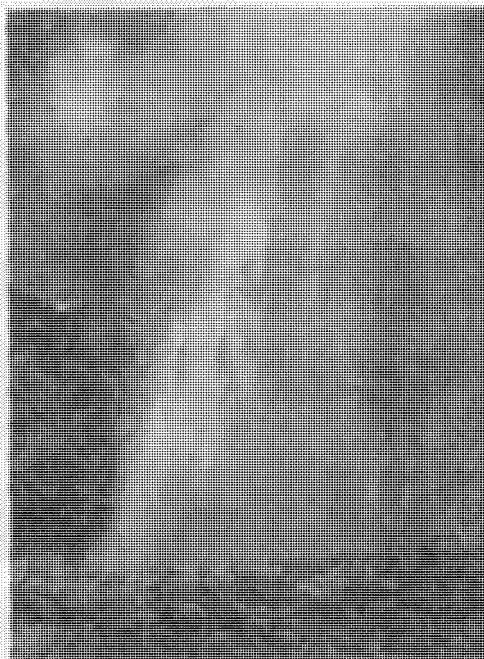


Рис. 30. Извержение гейзера «Великан» в Долине гейзеров (фото В. Н. Виноградова)

Химический состав высокотемпературных азотио-углекислых гидротерм Камчатки
и Курильских островов

Компоненты, мг/л	Паужетские		Узон-Гейзерные			Киреунские	Жировские	Горячий пляж	Больше-Баннные	
	Ист. Парящий, I/X 1957 г.	Скв 4 (на выходе), III 1961 г.	Гейзер Великан, VII 1962 г.	Узон ист Центральный, V 1968 г.	Узон, ист Гейзеритовый, IX 1966 г.	Ист Зредн Кипящий, VIII 1951 г.	Нижняя группа, VIII 1961 г.	Скв 3 (на выходе) 2/X 1965 г.	Ист 4, III 1968 г.	Скв 35, VI 1968 г.
M _{общ}	3269	3448	2195	3778	2065	1537	820	2764	1027	1400
T°, C	Кипение	195 _{макс}	Кипение	Кипение	84	Кипение	Кипение	170	Кипение	Кипение
pH	8,1	8,2	7,6	6,4	8	7,2	7,9	8,2	8,4	8,7
NH ₄ ⁺	0,4	0,6	0,2	6,7	5	3	—	0,2	0,15	0,1
K ⁺	74	105	60	98	45	12	6,4	39	25	25
Na ⁺	1010	986	597	1144	511	416	213	873	305	324
Mg ²⁺	8	3,5	3,7	2,2	4	2,8	Сл	8,5	Не обн.	Не обн.
Ca ²⁺	60	52	26	4,8	13,4	33	1,1	86,2	15	23
Fe ³⁺	—	—	Не обн	0,3	—	0,4	Не обн	Не обн	—	—
Fe ²⁺	—	—	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн	Не обн	—	—
Al ³⁺	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—
As	—	—	—	2,0	0,25	—	5,0	—	0,14	0,12
F ⁻	0,4	—	—	1,5	—	0,8	—	—	—	—
Cl ⁻	1667	1633	859	1853	887	578	146	1489	126	127
Br ⁻	3	—	2,5	3,5	—	3,7	—	—	—	—
I ⁻	—	—	1,2	0,5	—	Не обн	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	76	78	143	124	39	125	164	50	511	532
HCO ₃ ⁻	41	4	81	17	55	74	122	67,1	33	42,7
CO ₃ ²⁻	0,9	22	38	—	—	—	—	Не обн.	23,7	37,2
CO ₂ своб	—	—	—	—	—	32	—	—	—	—
H ₂ SiO ₃	216	393	382	268	353	190	121	156	215	290

пара с поверхностной водой, характеризуется слабокислой реакцией и сульфатно-натриевым составом. Это фумарольные термы поверхностного формирования (см. табл. 43). В составе газов также преобладает CO_2 , присутствуют H_2S , NH_3 , CH_4 .

Температура на выходе всех типов термопроявлений не превышает точки кипения. Теплосодержание паро-водяной смеси кипящих источников, по данным В. В. Аверьева, достигает 250 ккал/кг, что свидетельствует о высокой температуре (не менее 250°C) в недрах этой термоаномалии. Общая тепловая мощность ее, по подсчетам вышеупомянутого исследователя, составляет 70 000 ккал/сек.

Существование в недрах термоаномалии перегретых по отношению к атмосферному давлению подземных вод и возможность, в связи с этим, вскипания в приповерхностных условиях обуславливает разнообразную по форме гидротермальную деятельность и, в частности, образование гейзеров.

Гейзеры — это, в сущности, разновидность кипящих источников, характеризующихся периодичностью извержения паро-водяной смеси. Каждое извержение состоит из нескольких регулярно повторяющихся стадий. Обычно выделяются следующие стадии: излив воды из канала гейзера, выброс паро-водяной смеси (собственно извержение гейзера), парение и стадия покоя. В последней иногда выделяют в отдельную стадию заполнение канала гейзера водой, которое нередко начинается еще в стадии парения и продолжается до начала излива воды.

Вначале изливается относительно охлажденная вода, причем расход ее незначительный. Затем по мере образования пузырьков пара на глубине расход воды резко увеличивается, наблюдаются отдельные выплески воды и выделение пара. В конце неравномерного излива происходит мощный выброс паро-водяной смеси, который начинается с выталкивания водяной пробки. Стадия извержения паро-водяной смеси занимает обычно очень короткий интервал времени, но наиболее эффективна (см. рис. 30).

В этот период расход гейзеров достигает десятков литров в секунду, соответственно происходит и наибольший вынос тепла. После извержения паро-водяной смеси начинается выделение пара и наконец действие гейзера прекращается.

Работа гейзеров, их режим и геолого-гидрогеологические условия на площади развития достаточно подробно рассмотрены различными исследователями (Пийп, 19376; Устинова, 1949, 1955; Набоко, 1954д). Однако принципиальные положения, объясняющие механизм действия гейзеров, были разработаны в самое последнее время, когда на Паужетке исследовались паро-водяные скважины с гейзерным режимом (Нехорошев, 1959а; Аверьев, 1960б, 1965).

Они отмечают, что обязательным условием существования гейзеров является наличие на глубине вод с температурой более 100°C. В этом случае при приближении к поверхности вода закипает, выделяется пар, давление которого превышает в какой-то момент давление столба воды в канале гейзера. Расчеты А. С. Нехорошева показали, что в результате выброса паро-водяной смеси и пара происходит самоохлаждение перегретой воды и, так как теоретически она не может полностью перейти в пар за счет внутреннего теплосодержания, парообразование прекращается. Причем образующийся в канале гейзера пар опережает воду, от которой он отделился. Охлажденная после отделения пара вода остается в канале — наступает перерыв в работе гейзера. Новый цикл начнется тогда, когда охлажденная вода выльется на поверхность и начнет поступать в канал следующая порция перегретой воды.

Как показали исследования Г. А. Гонсовской (1951), в момент наполнения каналов гейзеров величина Eh воды возрастает до $+0,19$ в, а в период фонтанирования понижается до нуля. Это свидетельствует о притоке в канал гейзера в период его наполнения неглубоких грунтовых вод, обогащенных кислородом. Изменениям величины Eh соответствуют и вышеуказанные колебания температуры воды. В процессе действия гейзера паро- и теплосодержание смеси меняется. Это было четко установлено непосредственными замерами расхода и теплосодержания при испытании скважин с гейзерным режимом (табл. 44). Среднее теплосодержание паро-водяной смеси гейзеров или скважин с гейзерным режимом соответствует величинам непрерывно действующих кипящих источников и скважин и определяется температурой водоносного комплекса.

Таблиц 44

Расход и теплосодержание паро-водяной смеси на пульсирующей скв. К-2
(по В. В. Аверьеву)

Стадии цикла извержения	Средн. продолжительность стадии	Расход паро-водяной смеси, кг/сек			Энтальпия паро-водяной смеси, ккал/кг			Суммарный вынос паро-водяной смеси, кг	Суммарный вынос тепла, ккал	Среднее теплосодержание паро-водяной смеси за цикл, ккал/кг
		от	до	средн.	от	до	средн.			
Начальная	3			7,2			138	21,6	29 81	
Средняя										
I половина . . .	9,5	3,3	3,7	3,55	161	183	170	33,7	5 733	173,5
II половина . . .	30	2,0	3,4	2,7	168	259	191	81,0	15 471	
Конечная	15	2,1	3,1	2,5	140	163	160	37,5	6 000	
Итого: . . .								173,8	30 185	

Возможность опережающего движения пара в канале гейзера связана с относительно большим его сечением и небольшой скоростью поступления перегретой воды в канал. Это приводит к тому, что возможность выброса большого объема паро-водяной смеси не компенсируется притоком воды из водоносного комплекса. Поэтому причина гейзерного режима кроется в низких фильтрационных свойствах водоносных пород (Аверьев, 19606).

Действительно, и природные гейзеры, и скважины с гейзерным режимом, несмотря на эффектное извержение, характеризуются низкими средними расходами и уступают в этом постоянно действующим источникам. Каналы же гейзеров, как правило, имеют большое сечение (до 1 м в поперечнике), а их устьевые части часто представляют собой довольно большие воронки.

Уменьшение сечения канала или ствола скважины и, следовательно, уменьшение их расхода ведет к замене гейзерного режима работы на постоянный. Например, на Паужетке удалось перевести на непрерывный постоянный режим скважины с гейзерным и пульсирующим режимом путем прикрытия устьевых задвижек.

Действие гейзеров и их режим тесно связаны с режимом высоко-температурных водоносных комплексов и не связаны с особым услови-

ем питания, например прорывом глубинного пара и другими явлениями, как это считалось до недавнего времени. Связь работы гейзеров с динамикой водоносного горизонта была показана непосредственным наблюдением перехода постоянно действующего кипящего источника в гейзер и гейзера в источник при нарушениях режима подземных вод, вызванных опытной эксплуатацией (Сугробов, 1965).

Особенности гидрогеологической обстановки могут нарушить типичный гейзерный режим, а многообразие форм каналов и конкретных условий фильтрации на участке развития гейзеров является причиной



Рис. 31. Кипящий грязевой котел в кальдере Узон. На переднем плане грязевой вулканчик (фото И. В. Вайнштейна)

их различного режима. Примером этого может служить Долина Гейзеров.

Термальные поля кальдере Узон также характеризуются разнообразной гидротермальной активностью. Здесь выделяются парящие и нагретые участки грунта, кипящие источники и множество грязевых кипящих воронок и котлов (рис. 31). Специфический облик термальным полям придают теплые озера и обширные термальные болота (рис. 32), характеризующиеся различной температурой, глубиной и площадью. Формированию высокотермальных вод способствует морфология кальдере. Воды атмосферного происхождения, стекая по внутренним склонам кальдере, просачиваются в относительно хорошо проницаемую туфогенно-осадочную толщу и, нагреваясь поднимающимися глубинными эманациями, дают начало источникам и паровым струям в центральной части кальдере.

Максимальная температура поверхностных термопроявлений не превышает температуры кипения при данном атмосферном давлении. Разнообразие температур источников и озер связано с различным соотношением глубинной составляющей и вод поверхностного стока, что является также причиной разнообразного химического состава гидротерм. Распределение химических типов гидротерм закономерно и объясняется процессами химической дифференциации хлоридных терм при

их движении и вскипании в приповерхностных условиях (Пилипенко, 1969).

Общая тепловая мощность термоаномалии кальдеры Узон составляет, по оценке Г. Н. Ковалева, 64 000 ккал/сек

Долина Гейзеров и кальдера Узон приурочены к Узон-Гейзерной кольцевой вулcano-тектонической депрессии и рассматриваются в настоящее время как проявления единой гидротермальной системы. В гидрогеологическом отношении структура отвечает наложенному артезианскому бассейну, очаги разгрузки которого контролируются система-

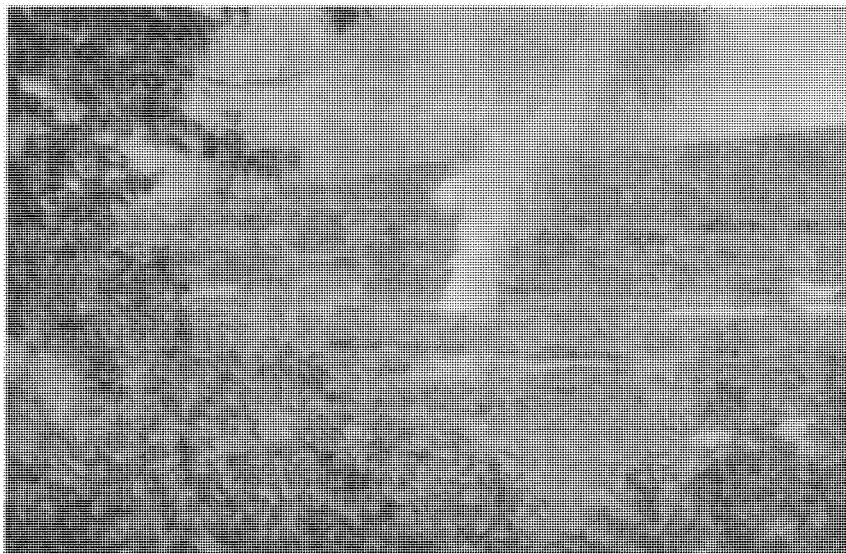


Рис. 32. Парящие глыбки и термальные озера кальдеры Узон. Виден северо-западный борт кальдеры (фото В. А. Щека)

ми рзрывных нарушении (Аверьев и др., 1969). В частности, Долина Гейзеров приурочена к кольцевому разному, ограничивающему депрессию с востока (см. рис. 30).

Общая тепловая мощность Узон-Гейзерной системы составляет 134 000 ккал/сек. Это самая крупная гидротермальная система Камчатки.

Глава 10

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На территории Камчатки и Курильских островов распространены разнообразные типы подземных вод, формирование химического состава которых происходит в различных геотермических и геохимических условиях

ХОЛОДНЫЕ ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Повсеместно в зоне активного водообмена развиты пресные грунтовые поровые, пластовые и пластово-трещинные воды. В зависимости от петрохимического состава вмещающих пород и пространственной связи

с вулканическими и криогенными процессами эти воды приобретают соответствующий газовый и солевой состав.

Обилие осадков (свыше 800 мм/год) при малом испарении определяет широкое распространение пресных вод с минерализацией до 100 мг/л. Изменение количества осадков с высотой местности отражается на составе грунтовых вод. Так, на юге Камчатки, в приводораздельной части Срединного хребта осадков выпадает более 1000 мм/год, а по направлению к западному побережью их количество постепенно падает до 500 мм/год. В этом же направлении происходит и увеличение минерализации грунтовых вод. В Центрально-Камчатской низменности, где осадков выпадает менее 600 мм/год и более высокое испарение, чем в других районах, минерализация грунтовых вод несколько повышена (100—300 мг/л). Изменение минерализации грунтовых вод определяется не только количеством осадков, но и другими факторами. В частности, повышение минерализации грунтовых вод в пределах Западно-Камчатской равнины и в Центрально-Камчатской низменности объясняется более замедленным их движением, в отличие от вод сильно расчлененных горных районов, где время взаимодействия воды с породой мало, и она не успевает обогатиться продуктами выщелачивания пород. Кроме того, в прибрежных равнинных районах повышение минерализации грунтовых вод до 1 г/л обусловлено влиянием морских соленых вод. Процесс выноса в атмосферу брызг морской воды протекает в периоды сильных ветров, дующих с моря на сушу и срывающих гребни волн. «Эоловый перенос» морской пыли наиболее сильно проявляется в приморских низменностях. Определение химического состава водных и солевых вытяжек из верхних горизонтов почво-грунтов приморских низменностей показало, что содержание хлора в них достигает 50—100 мг/л при pH вытяжки, равной 5—6. С удалением от моря и вниз по разрезу почво-грунтов количество хлора уменьшается до 10 мг/л. Все это говорит о привносе хлора извне, так как трудно предположить, что в условиях избыточного увлажнения региона подобное засоление почво-грунтов является результатом испарения грунтовых вод. Таким образом, влияние моря как через атмосферные осадки, так и непосредственно (в результате подтока морских вод во время приливов и привноса ветром морских брызг) отчетливо проявляется в виде образования хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных грунтовых вод.

Значительное влияние на состав грунтовых вод оказывает и современная вулканическая деятельность. Вулканы, как известно, извергают в атмосферу различные газы (CO_2 , H_2S , HCl , HF , SO_3 , SO_2 , CO , H_2 , CH_4 и др.) и выносят на земную поверхность продукты пирокластической и эффузивной деятельности, обогащенные различными солями, которые в дальнейшем подвергаются интенсивному выщелачиванию и растворению. Так, например, во время пеплопада, связанного с извержением влк. Безымянный, 30/III 1956 г. в воздухе у пос. Ключи (45 км севернее вулкана) содержалось, по данным Л. А. Башариной (1958, а), 2,2 мг CO_2 (0,11%); 0,295 мг/л SO_2 (0,01%); 0,106 мг/л HCl (0,006%); O_2 —19,7% и N_2 —80,15%. Воздух у кратера влк. Шивелуч в различные периоды содержал, %: CO_2 —2,7—49,0; O_2 —7,8—19,6; N_2 —39,02—77,35.

Один из побочных кратеров влк. Ключевская Сопка — Билукай, по расчетам С. И. Набоко (1940) и Л. С. Селиванова (1947), выделял за период июль — сентябрь 1938 г. в атмосферу хлор (в виде его соединений) в количестве $n \cdot 10^2$ т в течение каждых двух часов извержения. Влк. Ключевская Сопка, по подсчетам Г. С. Горшкова (1953), только за одни сутки (с 22 по 23/X 1948 г.) выделил в атмосферу $1,58 \cdot 10^{10}$ м³ газа, что в пересчете на жидкую воду составит 1 250 000 т, или около

0,001 км³. Если учесть, что среднее количество HCl в газообразных продуктах Ключевской Сопки, по данным И. З. Иванова и С. И. Набоко, составляет около 1%, а иногда и 5,51%, то эти 0,001 км³ жидкой воды должны были содержать хлора (в виде HCl и свободного хлора) около 12 500 т. Не меньшее количество соединений серы выбрасывается вулканами и концентрируется в атмосферных осадках. Видимо, с этим процессом связано высокое содержание сульфат-иона в атмосферных осадках, выпадающих в Долине Гейзеров.

В воде снега, содержащего свежевыпавший пепел из вулканов Корякская Сопка и Креницина, количество сульфат-иона достигало 250—1891 мг/л, хлор-иона — 78—459 мг/л при общей минерализации 2175—3389 мг/л. Максимальные содержания микрокомпонентов составляли, мг/л: Fe_{общ}—114; H₂SiO₃—107; Al—35; HBO₂—34; F—24; H₂AsO₃—4; Ti—2,8; Mn—0,3.

В течение года с атмосферными осадками выпадает, по данным Б. В. Стыриковича, от 10 до 96 т солей на 1 км² (табл. 45). В. П. Зве-

Таблица 45

Количество компонентов, выпадающее с атмосферными осадками, т/год на 1 км²

Район	Количество анализов	Общее количество компонентов	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺ , Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Северо-западное побережье Камчатки . . .	3	13—37	1—7	1—4	3—6	0—2	6—20
Северо-восточное побережье Камчатки . . .	1	17	6	Не обн.	4	Не обн.	7
Западно-Камчатская равнина	2	12—30	2	2—7	4—8	То же	3—14
Юго-восточное побережье Камчатки . . .	4	54—96	11—22	5—6	8,5	" 79 "	29—58
Долина Гейзеров . .	—	76,7	42	2	3,8	" 79 "	10
Центрально-Камчатская депрессия	2	6—10	1—2	1—1,5	1,5	Не обн.	3—5
Курильские острова (о-в Широткан) . . .	1	87	18	8	36	10	15

* Дополнительно определено поступление с атмосферными осадками, т/год на 1 км². F — 0,09; J — 0,002; B₂ — 0,015; H₂SiO₃ — 2,3 (Кононов, 1965).

рев (1962) считает, что в подземные воды поступает примерно треть солей, выпадающих с атмосферными осадками, а две трети в виде эоловой пыли находятся в постоянном круговороте «поверхность суши — атмосфера — поверхность суши».

При крупных эксплозивных извержениях вулканов выбрасывается большое количество пепла. Например, после извержения Ключевской Сопки в 1937—1938 гг., по данным С. И. Набоко (1947), пепел выпал на площади 300 тыс. км².

Водными вытяжками установлено, что пирокластические отложения адсорбируют значительную часть вулканических газов и летучих возгонов (табл. 46).

Общее количество воднорастворимых веществ, выносимых в периоды крупных эксплозивных извержений вулканов, достигает громадных величин. Исходя из подсчетов И. И. Товаровой (1958), суммарный объем легкорастворимых компонентов в свежей пирокластике, извергнутой влк. Безымянный в 1954—1955 гг. составил около 20 млн. т. По данным Б. И. Пийпа и Е. К. Мархинина (1965), при извержении влк. Шивелуч

Химический состав подземных вод и водных вытяжек из водонасыщающих пород

Водонасыщающая порода и ее выветр.	Из водных вытяжек	Водная вытяжка из
Рыхлые горные отложения (Q)	$M_{0,05-0,10}$ $\frac{Cl-75 (50) \quad HCO_3-45 (20) \quad SO_4-10 (6)}{Na-33 (67) \quad Mg-28 (22) \quad Ca-19 (43)}$	—
Рыхлые отложения за пределами водосбора (Q)	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-58 (65) \quad Cl-19 (17) \quad SO_4-14 (6)}{Na-33 (48) \quad Ca-32 (34) \quad Mg-28 (28)}$	—
Эффузивы и их туфы (Q)	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-61 (68) \quad Cl-28 (24) \quad SO_4-10 (11)}{Na-39 (40) \quad Mg-29 (12) \quad Ca-29 (28)}$	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-48 (66) \quad SO_4-33 (16) \quad Cl-22 (44)}{Na-45 (44) \quad Ca-37 (30) \quad Mg-19 (14)}$
Эффузивы и их туфы (P ₀ -N)	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-66 (72) \quad Cl-13 (16) \quad SO_4-11 (7)}{Na-38 (24) \quad Mg-30 (27) \quad Ca-30 (23)}$	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-54 (62) \quad SO_4-23 (15) \quad Cl-20 (7)}{Na-37 (38) \quad Ca-38 (28) \quad Mg-14 (6)}$
Твердые осадочные и осадочные породы (P ₀ -N)	$M_{0,15-0,15}$ $\frac{HCO_3-55 (69) \quad Cl-25 (16) \quad SO_4-17 (6)}{Na-33 (28) \quad Mg-31 (21) \quad Ca-29 (17)}$	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-40 (44) \quad SO_4-37 (44) \quad Cl-20 (7)}{Na-37 (38) \quad Ca-36 (14) \quad Mg-14 (6)}$
Кристаллические и осадочные породы (MZ)	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-63 (78) \quad Cl-22 (16) \quad SO_4-11 (7)}{Ca-42 (36) \quad Na-29 (15) \quad Mg-27 (26)}$	$M_{0,05-0,15}$ $\frac{HCO_3-31 (65) \quad SO_4-30 (30) \quad Cl-17 (6)}{Na-37 (34) \quad Ca-21 (6) \quad Mg-10 (5)}$
Метакристаллические породы P ₁ (P ₁) и PZ (P ₂)	$M_{0,15-0,15}$ $\frac{HCO_3-25 (37) \quad Cl-27 (20) \quad SO_4-13 (7)}{Mg-34 (24) \quad Ca-35 (17) \quad Na-27 (16)}$	$M_{0,15-0,15}$ $\frac{HCO_3-62 (75) \quad SO_4-24 (6) \quad Cl-15 (6)}{Na-49 (60) \quad Ca-39 (36) \quad Mg-15 (10)}$
Пегматитовые породы (различные)	$M_{0,15-0,15}$ $\frac{HCO_3-29 (46) \quad Cl-28 (25) \quad SO_4-14 (6)}{Mg-37 (33) \quad Na-32 (33) \quad Ca-34 (20)}$	$M_{0,15-0,15}$ $\frac{HCO_3-19 (30) \quad SO_4-34 (46) \quad Cl-14 (6)}{Na-63 (68) \quad Ca-36 (36) \quad Mg-14 (6)}$

Примечание. Приблизительные относительные содержания ионов в водных вытяжках.

в 1964 г. только в течение одного часа было выброшено с пеплом приблизительно следующее количество воднорастворимых веществ, т: К — 20 000, Na — 80 000, NH_4 — 300, Mg — 27 800, Ca — 315 300, Cl — 106 000, SO_4 — 936 900, H_2SiO_3 — 5000, H_3BO_3 — 9600.

Как отмечает И. И. Гущенко (1965), компоненты, сорбированные частицами пепла, концентрируются на их поверхности в виде пленки, размер и состав которой зависят в значительной степени от интенсивности, типа и стадии извержения, а также минералогического и механического состава пепла. Основным компонентом пленки является железо. Вынос подвижных соединений из пеплов андезитового состава в 4 раза меньше, чем из пеплов базальтового состава. Содержание хлора и серы в пеплах уменьшается с удалением от центра извержения. Так, водные вытяжки из пеплов, собранных на расстоянии 45 км от влк. Безымянный во время извержения 1956 г., содержали хлора в два, а серы в полтора раза меньше, чем в 16 км от вулкана (Башарина, 1958, а). Интенсивность выщелачивания инфильтрационными водами катионов из пепла, по И. И. Гущенко, может быть представлена в виде следующего ряда (в порядке убывания): Na, Mg, Fe, Mn, V, Ti. Время почти полного разрушения поверхностной пленки пеплов составляет около 2500 лет. Учитывая частоту вулканических извержений в регионе, можно сказать, что пеплы являются поставщиками многих компонентов в подземные воды.

Таким образом, различные вулканические факторы прямо или косвенно влияют на состав грунтовых вод, обогащая их специфическими компонентами (As, F, Mn и др.). Особенно ярко они проявляются в районе действующих вулканов.

Влияние почв на состав подземных вод, помимо процессов, рассмотренных в гл. 3, наблюдаются и в других процессах, приводящих в конечном итоге к обогащению грунтовых вод различными компонентами. Так, например, в результате окисления кислородом органического вещества почв, изменяется состав растворенных газов. Содержание кислорода в воде уменьшается, а углекислого газа — увеличивается. Выделяющаяся углекислота служит частично источником образования гидрокарбонат-иона.

Выщелачивание горных пород, как было показано на примере пирокластических отложений, является одним из основных факторов формирования химического состава грунтовых вод зоны активного водообмена. Изучение процессов выщелачивания пород в лабораторных условиях путем производства большого количества водных вытяжек из различных пород Камчатки и Курильских островов (Воробьев, 1960) позволило выявить некоторые различия в составе образующихся растворов в зависимости от состава и генезиса выщелачиваемых пород. В табл. 46 приведены усредненные формулы химического состава (с учетом наиболее часто встречающихся значений) для подземных вод, находящихся в различных литолого-стратиграфических комплексах горных пород и водных вытяжек из этих же образований.

Как следует из табл. 46, сходство между составом водных вытяжек и составом подземных вод наиболее ярко выражено в анионах и в меньшей степени — в катионах. Некоторое различие объясняется искусственной дезинтеграцией пород в процессе приготовления вытяжек, когда резко нарушаются природные условия выщелачивания и порода становится более «свежей».

Водные вытяжки из гидротермально-измененных пород имеют повышенную минерализацию и сульфатный или хлоридно-сульфатный состав. В качестве примера можно привести формулы химического со-

става водных вытяжек гидротермально-измененных андезитов влк. Коселева (1) и из района бух. Асача (2) на Камчатке:

$$M_{3,0} \frac{SO_4 67 \text{ Cl } 33}{Na 87 \text{ Mg } 15 \text{ Ca } 7} \text{ pH } 3,8 \quad (1)$$

$$M_{2,7} \frac{SO_4 94 \text{ Cl } 6}{Na 63 \text{ Ca } 25 \text{ Mg } 12} \text{ pH } 3,8 \quad (2)$$

Кроме указанных в формулах ионов, в подземные воды из пород переходят кремнекислота и некоторые другие микрокомпоненты. Количество последних в водах увеличивается при выщелачивании гидротермально-измененных пород. Максимальные содержания некоторых редких элементов в водных вытяжках из пород составляют, *мг/л*: Mn — 1,4; Cu — 0,04; Pb — 0,05; Zn — 0,25; Cr — 0,18; Ni — 0,14; V — 0,13; Mo — 0,05; Co — 0,04; Sn — 0,02; Ga — 0,009; Ag, Be — 0,001. Концентрация этих элементов в подземных водах примерно такая же.

Гидрокарбонатно-сульфатные, чаще кальциевые, воды распространены на незначительных по площади участках. Это связано с тем, что сульфат-ион, будучи сравнительно неустойчивым в природе, в повышенных количествах содержится только в тех водах, где имеются источники для постоянного его пополнения. Миграция сульфат-иона ограничивается относительно слабой растворимостью его солей, а также восстановительными биохимическими процессами при взаимодействии с органическими веществами.

Влияние состава пород на химический состав подземных вод наблюдается также в районе Валагинского хребта, где местами развиты карбонатные образования. Здесь обычно распространены хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, реже кальциево-магниевого воды с несколько повышенной по отношению к фону минерализацией (от 100 до 300 *мг/л*).

Повышенная минерализация и высокое содержание сульфатов в вытяжках из туфогенно-осадочных и осадочных пород палеоген-неогена объясняются тем, что породам богачевской серии (Pg₃—N₁) свойственна пылевидная вкрапленность пирита. Сильная пиритизация интрузивных пород также обуславливает сульфатно-гидрокарбонатный состав водных вытяжек. Повышенная сульфатность вытяжек из кремнисто-вулканогенных и осадочных пород мезозоя, видимо, обусловлена тем, что исследовались в основном образцы из района г. Петропавловска-Камчатского, где эти породы секутся большим количеством разломов, с которыми также часто связана пиритизация пород.

Наиболее сильно процессы выщелачивания пород проявляются в пределах распространения кислых сульфатных холодных и термальных вод. Образование этих вод связано либо с выщелачиванием гидротермально-измененных пород, содержащих сульфиды, серу, гипс и другие включения, либо с вулканическими проявлениями. Иногда появление сульфат-иона в водах связано с выщелачиванием угленосных толщ палеоген-неогена, так как в углях обычно также содержится много серы.

На участках смешения с глубокими минеральными холодными и термальными водами грунтовые воды зоны активного водообмена обогащаются соответствующими этим водам специфическими макро- и микрокомпонентами (кремнекислота, уголекислота, бор, фтор, мышьяк и др.).

Поинтервальное опробование грунтовых вод в скважинах, пробуренных в районе морских побережий, показало отчетливое нарастание минерализации вод с глубиной (рис. 33). Мощность зоны грунтовых

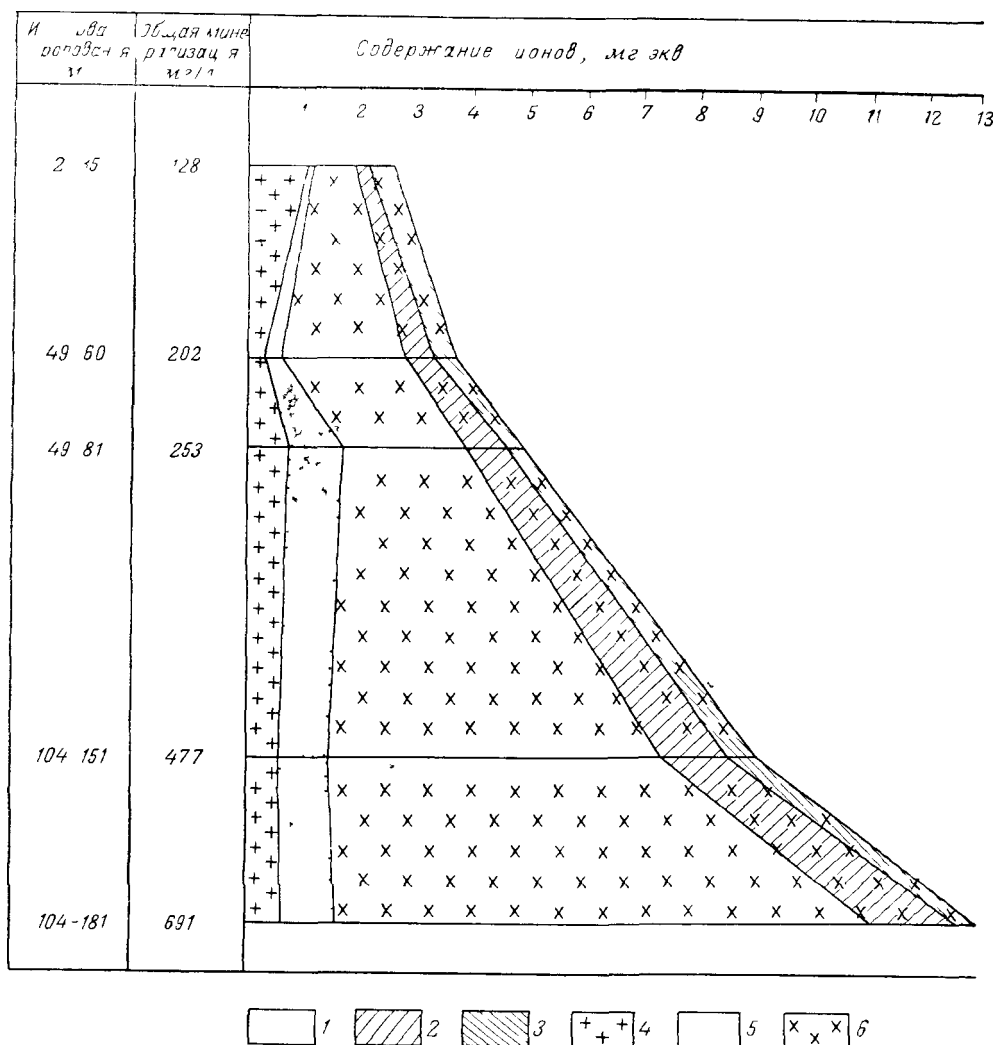


Рис. 33 Эюра изменения химического состава и минерализации воды с глубиной в нижневетертичных эффузивах побережья Авачинской бухты
 1— $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ 2— SO_4^{2-} 3— Cl^- 4— Ca^{2+} 5— Mg^{2+} 6— $\text{Na}^+ + \text{K}^+$

пресных (до 1 г/л) вод изменяется, таким образом, от первых сотен метров в коре выветривания изверженных пород горноскладчатых массивов до нескольких десятков метров в районе морских побережий и речных долин.

ТЕРМАЛЬНЫЕ И ХОЛОДНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Все гидрогеологические массивы Камчатско-Курильского региона по активности проявления вулканических и гидротермальных процессов разделяются на две крупные зоны.

Первая (Восточная) зона включает в себя массивы с наиболее широким распространением перегретых ($>100^\circ\text{C}$) вод, генетически и пространственно связанных с активной вулканической деятельностью. Во второй (Центральной) зоне угасшего четвертичного вулканизма сосре-

доточены гидрогеологические массивы с более локальным распространением термальных вод, обладающих, соответственно, и более низкой (до 75°C) температурой.

Еще в середине XVIII в. один из первых исследователей Камчатки — С. П. Крашенинников, характеризуя природные условия полуострова, писал: «Что же касается вулканов и горячих ключей, то вряд ли можно найти другое такое место, где бы их было такое множество на столь незначительном пространстве...» (Крашенинников, 1948). Богатки минеральными водами и Курильские острова. Всего в пределах Камчатки обнаружено около 115 групп термальных и 37 холодных минеральных источников, а на островах Большой Курильской гряды — соответственно 53 и 5. Одна группа выходов холодных минеральных источников встречена также на о-ве Карагинский. На островах Малой Курильской гряды и Командорских островах открытых очагов разгрузки термальных и минеральных холодных вод не обнаружено. В южной части Камчатского полуострова и на о-ве Кунашир термальные и минеральные воды вскрыты скважинами на месторождениях: Паужетском, Больше-Банном, Паратунском, Начикинском, Налачевском, Богачевском, Воямпольском, Горячий Пляж и др.

С учетом температуры и газового состава, отражающих в общих чертах термодинамическую и геохимическую обстановку формирования вод, их пространственной и генетической связи с вулканической и молодой магматической деятельностью минеральные воды гидрогеологических массивов Камчатско-Курильского региона можно разделить на пять типов (табл. 47):

I. Сероводородно-углекислые термы действующих вулканов.

II. Азотно-углекислые термы районов современной вулканической деятельности.

III. Азотные термы районов новейших тектонических движений.

IV. Углекислые термальные воды районов молодой четвертичной магматической деятельности.

V. Углекислые холодные воды гидрогеологических массивов с древнечетвертичной вулканической и магматической деятельностью.

Сероводородно-углекислые (фумарольные) термы

Термы этого типа встречаются лишь в Восточной вулканической зоне Камчатки и на островах Большой Курильской гряды. Они генетически и пространственно связаны с выходами вулканических газов и располагаются в кратерах и кальдерах действующих вулканов, а также на радиальных или кольцевых разломах, секущих их склоны.

Выделяются две характерные группы сероводородно-углекислых терм. К первой относятся сульфатно-хлоридные или хлоридные термы, характеризующиеся наличием свободных HCl и H_2SO_4 , ультракислой реакцией ($\text{pH} < 3$), высокой минерализацией, очень большими концентрациями железа, алюминия, H_2SiO_3 и часто бора. В. В. Иванов (1960, б) называет их «термами глубинного формирования», полагая, что они образуются при насыщении глубоких водоносных горизонтов высокотемпературными вулканическими газами с HCl , HF , H_2 , H_2S , SO_2 , CO , CO_2 , B и др. По условиям своего образования и особенностям состава в этой группе терм можно выделить три разновидности: природные конденсаты вулканических газов, воды термальных озер и воды термальных источников. Термы глубинного формирования распространены исключительно на Курильских островах. Их типичными представителями являются хлоридные водородные воды некоторых источников

Таблица 47

Главнейшие типы и представители термальных вод Камчатки и Курильских островов

Гидротермальная система или термопроявление	Геологические условия	Площадь, км ²	Максимальная температура, °С		Общие тепло- потери, 10 ⁶ кал/сек	Удельный вынос тепла, ккал/сек·см ²	Минерализация вод, г/л	pH вод или конден- сата	Основные и специфические компоненты		Автор
			на поверх- ности	в скважи- нах					паровой фазы	воды	
Сероводородно-углекислые термы											
Мутновская	Вулканическая постройка (кратер действующего вулкана), сложенная вулканогенными породами (N ₂ —Q ₄)	12	280	—	94	2300	1,54	2,1	CO ₂ , SO ₂ , H ₂ S, HCl	SO ₄ , Cl, HSO ₄ , SO ₃ , H, Na, NH ₄	Е. А. Вакин, И. Г. Кирсанов, А. А. Пронин
Семлячinskая	Вулканическое плато с молодыми вулканическими аппаратами в пределах кольцевой структуры, сложенное туфогенными породами (N ₂ —Q ₁) и лавами (Q ₂₋₃)	15	137	—	75	500	—	5,0	CO ₂ , H ₂ S		В. В. Аверьев, Е. А. Вакин
Эбекская (о-в Парамушир)	Вулканическая постройка, сложенная лавами андезитов и пирокластикой	—	Кипение	110**	63	—	18,0	2—3	CO ₂ , H ₂ S, HCl	SO ₄ , Cl, Na, Fe, Al	Б. Г. Поляк
Азотно-углекислые термы											
Горячий Пляж (о-в Кунашир)	Моноклиальная структура, сложенная вулканогенно-осадочными породами (N ₁ —N ₂)		Кипение	170**	—	—	1,8	8,2	CO ₂ , N ₂ , H ₂ S	$\frac{Cl}{Na}$, HBO ₂	В. И. Дуннчев, И. И. Ризнич
Паужетская	Локальное поднятие в пределах вулканотектонической депрессии, сложенной туфовой толщей (N ₂ —Q ₁)	15 (40)*	То же	203	25 (78)	166 (195)	3,2	8,0	CO ₂ , N ₂ , H ₂ S, NH ₃	$\frac{Cl}{Na}$, H ₂ SiO ₃ , HBO ₂	В. В. Аверьев и др.
Гейзерная	Дугообразный разлом в туфогенной толще (N ₂ —Q ₄), ограничивающий кольцевую депрессию	40	" "	250**	75	188	2,3	7,7	CO ₂ , N ₂ , H ₂ S, NH ₃	$\frac{Cl}{Na}$, H ₂ SiO ₃	В. В. Аверьев
Азотные термы											
Средне-Паратунская	Шовная структура в складчато-глыбовой зоне: туфогенные породы (Pg—N—Q)	—	48—86	87	14,4	—	1,1	7,4	N ₂	$\frac{SO_4, Cl}{Na}$; H ₂ SiO ₃	В. В. Иванов, Б. Г. Поляк и др.
Нижне-Паратунская	То же	—	69	97	2,06	—	1,9	7,5	N ₂	$\frac{SO_4 Cl}{Na}$; H ₂ SiO ₃	Те же
Начикинская	Региональная зона дробления в вулканогенных (Pg—N) отложениях, осложненная интрузией гранодиоритов	1	84	84	1	100	4,5	7,6	N ₂	$\frac{SO_4 Cl}{Na}$; H ₂ SiO ₃	" "
Углекислые термы											
Налачевская	Грабен в вулканотектонической депрессии, сложенный вулканогенными породами (Pg—N—Q)	7	75	75	1,5	20	4,5	7,6	CO ₂	$\frac{Cl}{Na}$; HBO ₂ ; H ₂ SiO ₃ , Σ As	Б. Г. Поляк

* В скобках указаны данные для всей площади формирования.

** Температура на глубине определена по энтальпии паро-водяной смеси кипящих источников.

Продолжение табл. 47

Гидротермальная система или термопроявление	Геологические условия	Площадь км ²	Максимальная температура, °C		Общие тепло- потери, 10 ⁶ ккал/сек	Удельный вынос тепла, ккал/сек км ²	Мине- рализа- ция вод, г/л	pH вод или конден- сата	Основные и специфические компоненты		Автор
			на поверх- ности	в скважи- нах					паровой фазы	воды	
Углекислые холодные воды											
Матчинская	Шовная структура в склад- чато глыбовой зоне, вулкано- генные и туфогенные породы (Сг ₃ —Рг) осложненные ин- трузией гранодиоритов	~1	5,6	—	0	0	5,3	6,5	CO ₂	$\frac{\text{HCO}_3\text{Cl}}{\text{Na, Ca, Mg}}$ H ₂ SiO ₃ , НВО ₂	Б. И. Пийп
Метановые термы											
Савачская	Глубокие прогибы и мульт- но сложенные вулканиче- ские породы (Р ₅ —N)		75	—	0,75	—	0,9	7,4	CH ₄ , N ₂	$\frac{\text{Cl, HCO}_3}{\text{Na, K, Ca}}$ H ₂ SiO ₃ , НВО ₂	В. В. Иванов

центрального конуса влк Эбеко на о-ве Парамушир (153)* с минерализацией до 66,6 г/л и температурой до 100°C, а также сульфатно-хлоридные алюминиево-водородные термы с минерализацией до 20 г/л — Верхне-Юрьевские (154), Нижне-Менделеевские (204) и др. Источникам этой группы, расположенным на склонах вулканов в глубоких долинах, свойственны высокие дебиты (одиночные до 10 л/сек, суммарные — до 100 л/сек и более). Например, суммарный дебит Верхне-Юрьевских терм влк Влодавца на о-ве Парамушир достигает 600 л/сек.

Ко второй группе относятся широко распространенные на Камчатке и Курильских островах сероводородно-углекислые фумарольные термы «поверхностного формирования», по В. В. Иванову (1962). Это кислые сульфатные термы со сложным катионным составом. Среди катионов преобладают водород, алюминий, железо, иногда натрий и кальций. Они образуются в самых поверхностных частях вулканической постройки при поступлении в грунтовые воды газов, профильтровавшихся на глубину через подземные воды и сохранивших в своем составе только CO₂, H₂S и в небольших количествах CH₄ и N₂. Их выходы представляют собой обычно небольшие малodeбитные (доли литра в секунду) ручьи и водоемы, иногда кипящие грязевые воронки. Эти термы имеют обычно температуру до 100°C и сопровождаются выходами газо-паровых струй, преимущественно сероводородно-углекислого состава.

Воды фумарольных источников в связи с наличием в них свободной серной кислоты обладают сильнокислой реакцией (pH < 5), их минерализация обычно не превышает 1,1—7,5 г/л. Иногда в непосредственной близости друг от друга располагаются выходы фумарольных терм различного химического состава, хотя они, по видимому, связаны с очагом одного и того же вулкана. Характерными представителями этих вод на Камчатке являются источники западного фумарольного поля влк. Узон (73), Верхне-Мутновские (129), а на Курильских островах — Берутарубские (199), Ключевые (187), Менделеевские-Северные (204) источники центральной и западной групп влк Головина (210) и др.

Помимо перечисленных выше фумарольных терм имеется также группа сероводородно-углекислых «псевдофумарольных терм» (Иванов, 1958а). По мнению В. В. Аверьева (1961), они формируются

в процессе дегазации «глубинных парогидротерм» в приповерхностной зоне пониженных температур и давления. Выделяющиеся пары и газы образуют паро-газовые струи, содержание водяного пара в которых более 99%, а в составе газов преобладают CO₂, H₂S, N₂ и NH₃ (см. табл. 47). При конденсации пара происходит частичное растворение некоторых активных газов, и образуются воды преимущественно гидрокарбонатно-аммонийного состава (с pH ≤ 7,5), а при выщелачивании горных пород и окислении сероводорода — слабокислые сульфатные растворы различной минерализации (см. табл. 47). Последние особенно характерны для бессточных водных и грязевых котлов. Карбонатный ион, обычно отсутствующий в фумарольных термах, в составе этой группы терм играет заметную, а иногда и ведущую роль. Так, среди источников, приуроченных к действующему влк. Кошелева, наряду с сульфатными водами встречаются гидрокарбонатные кальциево-натриевые или аммониево-натриевые с минерализацией 900 и 300 мг/л и pH = 6,2—7,0. Температура отдельных паровых струй доходит до 150°C. Типичными представителями этих терм являются Южно-Камбальские (146), Верхне-Кошелевские (150), Семлячские (78) и др.

В. В. Аверьев (1961), впервые рассмотревший химическую дифференциацию гидротерм на примере Паужетской системы, высказал предположение о возможном формировании вод различных типов в результате подземного вскипания и дегазации парогидротерм на глубине. В случае внедрения отделившегося пара и газа, главным образом CO₂, в выщелаживающие слабообводненные горизонты, формируются гидрокарбонатно-натриево-кальциевые или гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевые воды, которые на поверхности дают теплые углекислые источники. В зоне разгрузки при смешивании щелочных хлоридно-натриевых вод с грунтовыми и поверхностными водами и при взаимодействии с вмещающими породами образуются также различные типы вод. Составленная В. В. Аверьевым для Паужетского района схема формирования разнообразных по составу термальных вод в результате химической дифференциации гидротерм нашла отражение и в описаниях гидрогеологических условий других систем Камчатки и Курильских островов (Пилипенко, 1969; Дуничев, Ризнич, 1968).

Во всех группах сероводородно-углекислых терм присутствует большое количество различных микрокомпонентов (табл. 48). Как видно из

* Цифры в скобках соответствуют номерам источников на гидрохимической карте

Максимальное содержание микроэлементов в типичных прототипах серповидно-бугорчатых терм действующих вулканов

Характеристика и наименование прототипа	T, °C	pH	Максимальная концентрация, мг/л	Формы химических веществ	Содержание, мкг/г									
					I	Li	Mo	Hg	Ag	Cu	Zn	Pb	Cd	Mn
О-в. Тримукхур, влк. Зомбо, вулкановый п.	92	0,5	18,93	$\text{ClO}_3 \text{ SO}_4, 7$ $\text{H}^{26} \text{ Al}^{11}$	5,400	600	He	He	He	He	200	34,7	1,4	He
О-в. Кундипур, влк. Мелдупеда, вул. Висвал	75	2,1	2,67	$\text{SO}_4, 33 \text{ OH}^{23} \text{ Cl}^{11}$ $(\text{Na}+\text{K}) 35 \text{ Mg}^{14} \text{ Ca}^{13}$	2000	1000	То же	То же	10	5,0	20000	253	2,9	12
Узун. озеро	91	3,4	1,25	$\text{SO}_4, 60 \text{ Cl}^{40}$ $(\text{Na}+\text{K}) 84 \text{ Fe}^{2,9}$	480	300	, , ,	, , ,	10	100	50	He	He	He
Узун. Центральная термальная площадь	—	4,7	3,12	$\text{Cl}^{89} \text{ SO}_4, 11$ $(\text{Na}+\text{K}) 93$	1000	25000	14	, , ,	11,2	He	He	2,2	9,3	То же
Узун. Восточное fumarolное озеро	26	4,8	1,94	$\text{Cl}^{64} \text{ SO}_4, 36$ $(\text{Na}+\text{K}) 91$	400	2000	2	, , ,	5	20	25	2,7	3,0	, , ,
О-в. Кундипур, средняя вулкан. р. Джасой	15	5,6	13,7	$\text{Cl}^{91} \text{ SO}_4, 9$ $\text{Na}^{77} \text{ Mg}^{18} \text{ Ca}^{3}$	700	25	4	300	30	5	180	60	40	500
Узун. шароватый вулкан на центр. термальной поляе	—	7,1	0,06	$\text{HCO}_3, 49 \text{ Cl}^{29} \text{ SO}_4, 21$ $(\text{Na}+\text{K}) 66 \text{ Ca}^{17} \text{ Mg}^{17}$	300	He	He	He	10	2	He	1,6	4,3	
Узун. Центральная термальная площадь	—	7,3	1,46	$\text{Cl}^{45} \text{ SO}_4, 44 \text{ HCO}_3, 11$ $(\text{Na}+\text{K}) 87 \text{ Ca}^{8}$	900	300	He	12,5	He	He	То же	0,9	2,0	
То же	—	9,5	1,21	$\text{Cl}^{52} \text{ SO}_4, 35 \text{ HCO}_3, 13$ $(\text{Na}+\text{K}) 65 \text{ Ca}^{9}$	200	340	He	2,5	10	То же	10	5,5	2,6	

и Т. Н. Девовой, геологическим (РГ, Сб) методами.

Примечание. Анализ образцов Т. А. Давыд и В. А. Карамзина, 1986, 1987 г. Анализ образцов в лаборатории А. В. Христовой (ИСУП/ИИГ) методами

этой таблицы, содержания в них микрокомпонентов, определенных химическим и полярографическим методами в химико-аналитической лаборатории ВСЕГИНГЕО, колеблются в значительных пределах. Максимальных концентраций ($n \cdot 10 \text{ мг/л}$) достигают мышьяк, фтор и другие компоненты

В свободно выделяющихся газах, как правило, преобладает углекислый газ (чаще около 90%). В газах одного из источников влк. Головина (о-в Кунашир) обнаружено 48,4% сероводорода. Нижне-Кошелевские источники наряду с углекислым газом выделяют метан (24,79%). Содержание в газах азота невелико (до 21,7%) и только ист. Кислый Ключ, находящийся у подножья влк. Менделеева (о-в Кунашир), содержит до 82% азота.

В местах выходов источников часто образуются скопления серы, различных сульфатных и хлористых минералов, гидроокислов железа и алюминия. Спектральными и химическими анализами в этих отложениях обнаружен тот же комплекс микрокомпонентов, что и в водах

Общим показателем (помимо газового состава), объединяющим все группы сероводородно-углекислых терм и указывающим на их генетическую связь с вулканическими очагами, является самый высокий удельный вынос тепла (до $2300 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$) на участках их разгрузки

Аналогов сероводородно-углекислых терм в других районах Советского Союза нет. Но подобные воды, содержащие свободные серную и соляную кислоты, а также в значительных количествах железо, аммоний и алюминий, широко распространены в Новой Зеландии (Белый остров, Фрайнинг Пен), Японии (Мацукава, Манза), Индонезии (Кава Иджен, Чатер) и во многих других активных вулканических областях земного шара.

Азотно-углекислые термы

Эти термальные воды широко распространены в области современной вулканической деятельности. Встречается она как на Камчатке, так и на Курильских островах.

Азотно-углекислые термы формируются в геологических структурах районов активной вулканической деятельности, характеризующихся очень высокой плотностью теплового потока, превышающей на два порядка средние показатели для земной коры (вынос тепла до 100 тыс ккал/сек , удельный вынос тепла до $190 \text{ кал/сек} \cdot \text{см}^2$), и высокими температурами, достигающими 300°C и более на глубинах первых сотен метров (табл. 49).

Участки формирования рассматриваемых терм и проявления гидротермальной деятельности представляют собой трещинные или пластово-трещинные гидротермальные системы. Ярким примером современных гидротермальных систем могут служить такие известные месторождения, как Паужетское (144), Гейзерное (75—77), Киреунское (20) на Камчатке, Горячий Пляж (207) на о-ве Кунашир, а из зарубежных — Вайракей, Каверау, Вайотапу (Новая Зеландия), Хенгилл, Кризувик (Исландия), Бешпу, Оникобе (Япония) и др.

Азотно-углекислые термы повсеместно имеют небольшую общую минерализацию (до 5 г/л) и преимущественно хлоридный натриевый состав (содержание SO_4^{2-} , а также HCO_3^- и CO_3^{2-} не превышает обычно $100\text{—}120 \text{ мг/л}$). Для терм этой группы характерно высокое содержание H_2SiO_4 (до 400 мг/л) и HBO_2 (см табл. 49). Содержание редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) и германия в этих термальных водах также максимально. Количество CO_2 и H_2S в водах с глубиной увели-

Таблица 49

Максимальное содержание микрокомпонентов в типичных представителях азотно-углекислых терм

Местоположение и наименование источника	T, °C	pH	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Содержание, мкг/л											
					Ag	F	J	Br	As	Mo	Cu	Zn	Pb	Cd	W	Mn
Паужетка, Бол. Гейзер	$t_{\text{кип}}$	8,4	3,05	$\text{Cl } 95 \text{ SO}_4 3$ $\text{Na } 90 \text{ Ca } 5 \text{ K } 3$	He обн.	1700	800	2700	5000	2	15	He обн.	He обн.	He обн.	11	He обн.
Долина Гейзеров, гейзер Великан	$t_{\text{кип}}$	$\frac{7,6}{245}$	1,8	$\text{Cl } 85 \text{ SO}_4 10 \text{ CO}_3 4$ $\text{Na } 95 \text{ Ca } 5$	He опр.	2000	1200	2500	4000	He опр.	60	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
О-в Кунашир, Горячий Пляж, скв. 4	90	$\frac{8,4}{240}$	0,55	$\text{Cl } 98 \text{ SO}_4 1 \text{ HCO}_3 1$ $\text{Na } 87 \text{ Ca } 7 \text{ K } 3 \text{ Mg } 3$	14	600	200	3000	4000	4,0	He опр.	120	1,7	0,8	4,0	300
О-в Кунашир, Горячий Пляж, скважина в устье руч. Лечебный	50	6,0	21,96	$\text{Cl } 95 \text{ SO}_4 5$ $\text{Na } 66 \text{ Ca } 16 \text{ Mg } 16$	14	He опр.	He опр.	He опр.	400	12,0	He обн.	80	6,0	1,1	He обн.	30 000
О-в Кунашир, Горячий Пляж, скв. 5	$t_{\text{кип}}$	$\frac{7,8}{-150, -120}$	5,05	$\text{Cl } 99$ $\text{Na } 91 \text{ K } 5 \text{ Ca } 4$	14	800	1500	6300	8000	6,0	То же	100	2,9	4,1	2,0	40

Примечание. Авторы исследования Г. А. Готева, В. И. Кононов, В. А. Кривеньков, 1968 г. — евой полярографическим (Pb, Cd) методами.

1968 гг. Анализ микрокомпонентов выполнен А. В. Харламовой (ВСЕГИНГЕО) химическим и Т. П. Неча-

чивается, но в приповерхностных горизонтах по мере снижения давления происходит почти полная их дегазация. Это приводит к повышению щелочности вод (переход из слабокислых в щелочные) и на выходе $\text{pH} \geq 8$. Вблизи источников гейзеров и паро-газовых струй породы разложены и превращены в белые и цветные глины. Под воздействием кислых и слабокислых «псевдофумарольных» сульфатных терм водовмещающие породы превратились в глинистые массы, содержащие алунит. На участках выхода азотно-углекислых хлоридно-натриевых слабощелочных вод в Долине Гейзеров кислые туфы превращены в глинистые породы, состоящие, по данным С. И. Набоко (1954д), из галлуазита и гидроокислов железа. Очень часто парящие площадки измененных пород покрываются пленками и корками выцветов, образующихся при выпадении солей из паро-газовых струй. Вокруг гейзеров образуются

террасы, площадки, конусы, сложенные отложениями кремнезема (рис. 34). В русле протоков, в углублениях террас, заполненных водой, осаждается кремневая мука.

Химический состав гидротермально-измененных пород и гейзерита приводится в табл. 50.

Разгрузка азотно-углекислых терм происходит в виде кипящих и сильнопарящих источников (в том числе и гейзеров), а на месторождениях Паужетском и Горячий Пляж парогидротермы выводятся также буровыми скважинами.

В. М. Дуничев и И. И. Ризнич выделяют два типа вод (табл. 51): 1) воды, смешанные хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные со сложным катионным составом и 2) более глубокие высокотемпературные воды хлоридно-натриевого состава. Наиболее минерализован-

Таблица 50

Состав гидротермально-измененных пород и отложений гидротермы в Долине Гейзеров (по данным С. И. Набоко, 1954)

Образец	Содержание, вес. %													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₄ обш.	Ba ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма
Алунитизированная порода из района Верхне-Гейзерной группы	22,33	0,91	31,13	1,19	Нет	0,14	0,33	3,33	4,15	0,16	23,54	0,11	10,33	99,97
Перерожденная порода из района Гейзерной группы	40,93	2,40	26,34	8,36	0,06	1,64	0,65	0,50	—	—	—	—	18,9	99,8
Выцветы из района Гейзерной группы	—	—	2,66	Нет	4,16	0,88	0,09	1,20	Нет	—	38,07	—	45,19	92,25
То же	—	—	11,94	Нет	0,10	Нет	1,99	1,09	—	—	37,94	—	43,30	100,86
Гейзерит гейзера Великан	88,37	0,05	0,61	3,76	—	0,06	1,33	Следы	Следы	0,12	0,11	0,17	5,15	99,94*
Кремневая мука гейзера Великан	61,85	—	12,30	3,00	0,08	1,82	2,66	1,97	1,97	Нет	1,06	?	12,73	99,44

* Дополнительно определен Cl(4,5%)

ные воды второго типа, по мнению В. М. Дуничева (Дуничев, Ризнич, 1968), являются метаморфизованными водами морских отложений. Предполагается генетическая связь гидротерм месторождения Горячий Пляж с термопроявлениями на склоне влк. Менделеева (источники Нижне-Докторские, Верхне-Докторские, Нижне-Менделеевский) и соль-



Рис. 34. Конус гейзера (фото В. И. Кононова)

Таблица 51

Химический состав гидротерм месторождения Горячий Пляж

Место отбора пробы	Содержание, мг/л								pH	Общая минерализация, мг/л
	NH_4^+	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-		
Ист. Горячий Пляж	1,0	1 232	177	19	140	2 307	42	43	8,0	4 360
Скв. 1 (вода)	2,0	286	—	41	102	564	234	37	6,4	1 603
Скв. 3 (вода)	0,2	873	39	8	86	1 489	50	67	8,2	2 764
Скв. 2 (конденсат)	15,0	—	—	—	2	6	4	37	5,4	—
Скв. 5 (вода)	3,5	5 262	179	576	1 240	11 616	776	110	6,4	19 954

Примечание. Исследователи аналитики В. М. Дуничев, И. И. Ризнич (1968) Л. И. Корюгина, Е. К. Мархинин (1959а), С. С. Крапивина

фатарными полями влк. Менделеева. Отличный от состава перегретых вод кислый состав источников на склоне влк. Менделеева объясняется их химической дифференциацией.

Особое место среди гидротерм данного типа занимают Больше-Банные термы. Если по ионно-солевому составу они отличаются от остальных азотно-углекислых терм преобладанием сульфатов, приближаясь к азотным термам III группы, то по газовому составу и тепловым параметрам (теплосодержание 140—200 ккал/кг, вынос тепла 10 000 ккал/сек) они занимают промежуточное положение между термами II и III групп.

Азотные термы

Азотные щелочные термы распространены главным образом в районах раннечетвертичного вулканизма. Они формируются обычно в зонах глубоких тектонических разломов вне заметного влияния магматических и термометаморфических процессов. Температура источников колеблется в широких пределах — от 25 до 100°C (преимущественно выше 70°C). Общий вынос тепла в отдельных очагах разгрузки достигает 1000—2000 ккал/сек, т. е. значительно меньше, чем у терм I и II групп, формирующихся в сфере воздействия активных магматических очагов.

Термальные воды данной группы имеют наиболее широкое развитие в районах Восточной вулканической зоны Камчатки: Паланские (4), Дранкинские (5), Двухюрточные (19), Апапельские (24), Оксинские (27), Малкинские (104), Начикинские (103), Нижне-, Средне- и Верхне-Паратунские (111—113), Унхановичские (139) и др. Встречаются они и на о-ве Кунашир — Добрый Ключ (201).

Азотные термы формируются в зонах глубокой тектонической трещиноватости в вулканических и вулканогенно-осадочных палеоген-неогеновых породах и реже — в вулканогенно-сланцевых породах мезозоя.

Суммарные дебиты источников довольно часто достигают нескольких десятков, а иногда ста и более литров в секунду. Так дебит скважин, пройденных на Нижне-Паратунских источниках, составляет 40 л/сек при температуре воды 60—97°C, а на Средне-Паратунских 168 л/сек (а вместе с Нижним и Северным участками 270 л/сек) при 48—86°C. Дебиты скважин, заложенных в районе выхода Начикинских терм, не превышают 2,2—3,7 л/сек, а температура вскрытых ими вод достигает 84,3°C.

Общая минерализация воды азотных терм незначительна (до 1,5 г/л). Воды преимущественно сульфатные натриевые и кальциево-натриевые, иногда вместо кальция присутствует магний. Количество гидрокарбонатного и карбонатного ионов редко достигает 20 экв%. В водах отмечается повышенное содержание H_2SiO_3 (до 150 мг/л) и ничтожные количества бора. Реакция воды щелочная (рН выше 8).

Микрокомпонентный состав вод примерно тот же, что и в водах источников II группы (табл. 52).

Отложения источников представлены кремнисто-карбонатными образованиями, иногда содержащими серу (SO_3 до 39,06%). В отложениях Апапельских источников обнаружена киноварь.

Углекислые термальные воды

Воды этого типа формируются обычно на значительных глубинах в закрытых или полужакрытых структурах, характеризующихся замедленным водообменом. Разгружаясь на дневную поверхность, они выносятся в десятки — сотни раз меньше тепла, чем сероводородно-углекислые термы (например, Налачевские источники на Камчатке — 1500 ккал/сек). Возникновение углекислых терм происходит обычно вне сферы непосредственного влияния высокотемпературных вулканических очагов, в глубинной восстановительной обстановке, под воздействием термометаморфических процессов, приводящих к выделению из горных пород CO_2 . В отличие от фумарольных терм их образование происходит на более широких территориях и может быть связано не только с современными, но и древнечетвертными магматическими процессами.

Углекислые термальные воды широко распространены во всех без исключения вулканических провинциях (СССР, Италии, Индонезии, Японии и другие страны). На Камчатке и Курильских островах извест-

но более 30 подобных групп источников: Налачевские (98), Таловые (94), Щапинские (50), Дачные (196), Пушкинские (81) и многие другие.

Месторождения этих вод расположены преимущественно по окраинам Восточно-Камчатского, реже Центрально-Камчатского и Курильского вулканических супербассейнов. Углекислые источники обычно размещаются в грабенообразных долинах, многие из которых унаследовали постоянно возобновляющиеся в результате неотектонических процессов разломы. Углекислые воды приурочены обычно к вулканогенно-осадочным породам палеоген-неогенового возраста, образуя в них трещинные и пластово-трещинные гидротермальные системы.

Они обладают сравнительно невысокой температурой (до 75°C), средним дебитом (в естественных выходах до 10 л/сек), интенсивной газонасыщенностью CO₂ и наличием карбонатных травертиновых отложений.

По ионному составу и температуре их можно разделить на две группы:

- 1) хлоридные натриево-кальциевые с температурой до 75°C;
 - 2) хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с температурой до 50°C.
- Общая минерализация углекислых терм не превышает 10 г/л.

Разведана бурением пока лишь одна группа углекислых терм в районе с. Налачево. Дебит скважин на самоизливе изменялся от 1,4 до 30 л/сек, а температура в пределах 40—75°C.

В приповерхностных условиях в результате процессов дегазации и нарушения гидрокарбонатного равновесия из них выпадает карбонат кальция с примесью SiO₂ и железисто-алюминиево-мышьяковистых соединений. Реакция воды слабокислая. В повышенных количествах в них содержатся, мг/л: мышьяк — 11,6; фтор — 0,8; йод — 0,2; бром — 7,8; марганец — 0,4.

В одних случаях углекислые газовые струи выходят непосредственно на дневную поверхность, в других — растворяются в верхних водоносных горизонтах, образуя теплые и холодные дериваты углекислых вод.

Углекислые холодные воды

Источники холодных углекислых вод обнаружены на Камчатке по периферии Малкинского гидрогеологического массива — Верхне-Кирганикские (53), Восточно-Оганчинские (55), Березовские (56), Облуковинские (59), Ажицкие (102), Малкинские (103) — и горных хребтов п-ова Озерной: Укинские (11), Македонские (14) и др. Один из источников (8) этой группы обнаружен также на юге о-ва Карагинский. Подобные же источники обнаружены совместно с выходами термальных вод IV группы в пределах Восточной вулканической зоны Камчатки, где обладают относительно повышенной температурой и являются, видимо, охлажденными дериватами последних.

Выходы холодных углекислых вод встречаются на площади развития разновозрастных и в разной степени метаморфизованных пород, в том числе палеозойских (?) и верхнемеловых, прорванных интрузиями кислого и основного состава доплиоценового возраста, нарушенных глубокими разломами регионального характера. Местами в районах расположения источников развиты гидротермально-измененные породы.

Дебиты источников не превышают 1 л/сек, и только в отдельных случаях дебиты крупных линейных или групповых выходов достигают 5—20 и даже 80 л/сек. Температура воды 2,8—17,0, чаще 4—5°C.

По ионному составу холодные углекислые воды можно разделить на две группы: 1) гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные,

преимущественно натриевые с общей минерализацией 0,68—3,73 г/л; 2) сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные, преимущественно кальциевые с общей минерализацией 0,42—5,31 г/л. Сравнительно высокая минерализация свойственна водам со значительным содержанием хлоридов сульфат-ионов. Содержание в водах свободной углекислоты достигает 2,6 г/л. Выходы источников второго типа приурочены главным образом к северной окраине Малкинского гидрогеологического массива, где широко развиты зоны гидротермально-измененных пород.

Из микрокомпонентов в водах иногда в заметных количествах присутствуют железо, марганец, стронций, цинк (табл. 53).

изливе обычно не превышает 0,01—0,2 л/сек, и только в одной из скважин на Богачевской площади наблюдались пульсирующие выбросы (на высоту около 15 м над устьем скважины) насыщенной газами воды с расходом до 25 л/сек. Температура воды в скважинах на глубине около 2000 м достигает 60—80°C. На глубинах менее 200 м, а иногда и глубже, вскрываются холодные воды.

Открытые очаги разгрузки термальных (35—75°C) вод в виде источников приурочены к тектоническим разломам и тяготеют к площади развития четвертичных вулканогенных пород, перекрывающих туфогенно-осадочные образования палеогена и неогена: Мало-Чажминский

Таблица 53

Максимальное содержание микрокомпонентов в типичных представителях углекислых холодных вод гидрогеологических массивов Камчатки

Местоположение, наименование источника	t, °C	pH Ен	CO ₂ , мг/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Содержание, мг/л										
						F	J	Br	As	Mo	Cu	Zn	Pb	Cd	Mn	Sr
Малки, холодные источники		6,1		4,21	HCO ₃ 54 Cl 38 (Na+K) 68 Ca 23	He обн.	400	1600	He обн.	40	He обн.	5	He обн.	He обн.	He опр.	He опр.
С. Оганча, верховье р. Прав. Кирганик . . .		6,1	1,32		HCO ₃ 69 SO ₄ 30 Ca 54 Mg 36 (Na+K) 10	То же	200	100	То же	He обн.	7	7	2,4	1,5	95,7	То же
С. Оганча, Нарзан-1, верховье р. Прав. Кирганик	0	$\frac{6,0}{90}$	1287	2,29	HCO ₃ 68 SO ₄ 31 Ca 76 Mg 18	" "	He обн.	He обн.	5	12	He обн.	30	He обн.	He обн.	4	1200
С. Оганча, Нарзан-2, верховье р. Прав. Кирганик	7	$\frac{6,5}{100}$	1084	5,5	HCO ₃ 89 SO ₄ 11 Ca 69 Mg 28	400	То же	То же	3	He обн.	То же	25	То же	То же	He опр.	1800

Примечание. Авторы исследования Г. А. Голева и В. А. Кривенков, 1966—1968 гг. Анализ физическим (Fb, Cd) методами.

микрокомпонентов выполнен А. В. Харламовой (ВСЕГИНГЕО) химическим и Т. П. Нечаевой потярогра-

В газовом составе вод преобладает углекислота. Например, в Малкинском источнике содержание углекислого газа составляет 98,43%, остальное приходится на азот и редкие газы.

Отложения источников, так же как и углекислых терм, представлены преимущественно железистыми охрами и травертинами.

ТЕРМАЛЬНЫЕ И ХОЛОДНЫЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ВОДЫ АРТЕЗИАНСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ

Эти воды наиболее широко развиты в пределах артезианских бассейнов Камчатки, на Курильских островах они встречаются реже. Они распространены главным образом в Западно-Камчатском, Центральном и Восточно-Камчатском прогибах в толще туфогенно-осадочных, реже вулканогенных пород палеогена и неогена, смятых в складки и нарушенных разломами.

Трещинно-пластовые метановые термальные воды вскрыты нефтепоисковыми скважинами на Богачевской площади Восточно-Камчатского артезианского бассейна, а также на Воямпольской, Хромовской и Соболевской площадях Западно-Камчатского артезианского бассейна на глубинах преимущественно от 200—300 до 2323 м. В большинстве случаев воды обладают значительными напорами. Дебит скважины на само-

(62), Саванский (132), Голыгинский (136), Горячий Ключ (194), К этой же группе относятся и азотно-метановые воды, которые по существующим классификациям считаются холодными, т. к. имеют температуру менее 20°C. Но в то же время она выше средней годовой температуры воздуха (5—14°C): Конмогский (44), Ракитинский (63), Лео-Авачинские (91), Пиначевские (105) источники. Видимо, это термальные воды, поступающие из нижних горизонтов по разломам, но разбавленные по пути холодными грунтовыми водами. Суммарные дебиты групповых источников достигают 2—10 л/сек, а одиночных — менее 1 л/сек.

Общая минерализация метановых и азотно-метановых вод, вскрытых скважинами, изменяется от 1,2 до 28,2 г/л; pH — от 7,2 до 8,8. На небольших глубинах они хлоридно-гидрокарбонатные натриевые или кальциево-натриевые с небольшой минерализацией. В глубоких горизонтах они приобретают хлоридный состав и более высокую (>15 г/л) минерализацию. Сульфат-ион в них, как правило, отсутствует. Реакция вод щелочная (pH 8—10). Обычно минерализация постепенно растет с глубиной. Но иногда проявляется локальная гидрохимическая инверсия (табл. 54), когда сравнительно высокоминерализованные воды вскрываются на незначительных глубинах. Так, в одной из скважин в пределах Богачевской площади на глубине 50 м были отмечены ало-

Таблица 54

**Характеристика гидрохимической зональности
Восточно-Камчатского артезианского бассейна**

Глубина отбора пробы м	Формула химического состава
<i>Богачевская площадь</i>	
50	$J 0 05 \text{ Br } 0 015 \text{ M}_{10,4} \frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 61 \text{ Ca } 39} \text{ T } 12^{\circ} \text{ C}$
365	$[\text{CH}_4 98] \text{ M}_{11,1} \frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 89 \text{ Ca } 10} \text{ T } 9,5^{\circ} \text{ C}$
309	$\text{M}_{11,6} \frac{\text{Cl } 96}{(\text{Na} + \text{K}) 76 \text{ Ca } 19} \text{ T } 8,5^{\circ} \text{ C}$
426	$[\text{CH}_4 62 \text{ N}_2 38] \text{ M}_{6,8} \frac{\text{Cl } 98}{(\text{Na} + \text{K}) 55 \text{ Ca } 28} \text{ T } 9,8^{\circ} \text{ C}$
1370—1395	$[\text{CH}_4 98] \text{ M}_{1,2} \frac{\text{Cl } 82 \text{ SO}_4 14}{(\text{Na} + \text{K}) 92} \text{ T } 51^{\circ} \text{ C}$
1771—1787	$\text{M}_{1,2} \frac{\text{Cl } 63 \text{ HCO}_3 34}{(\text{Na} + \text{K}) 54 \text{ Ca } 45} \text{ T } 63^{\circ} \text{ C}$
2373—2380	$[\text{CH}_4 99] \text{ M}_{1,2} \frac{\text{Cl } 96}{\text{Ca } 51 (\text{Na} - \text{K}) 46} \text{ T } 78^{\circ} \text{ C}$
<i>Двухлагерная площадь</i>	
450	$\text{M}_{4,9} \frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 59 \text{ Ca } 36} \text{ pH } 7,8$

ридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 15,4 г/л, содержащие до 50 мг/л иода и 15 мг/л брома, что объясняется наличием крутопадающих разломов, подводящих минерализованную воду с глубины.

Глубины распространения соленых и соленоватых вод в скважинах, пробуренных в непосредственной близости друг от друга, довольно резко колеблются. Так, например, в пределах Богачевской площади в одной скважине воды с минерализацией 11,1 г/л встречены на глубине 365 м, а в скважине, расположенной менее чем в 100 м от нее, воды с минерализацией 500 мг/л вскрыты уже на глубине 1255—1265 м. На Хромевской площади в одной скважине воды с минерализацией 11 г/л были встречены на глубине 276 м, а в другой, близко расположенной, минерализация воды на глубине 420 м не превышала 1,7 г/л.

В одной из скважин (Богачевская площадь) на глубинах 257 и 309 м вскрыты воды с минерализацией 10,2 и 11,6 г/л, а на глубине 425 м — воды с минерализацией 6,8 г/л.

Вероятно это объясняется наличием в интервале 310—420 м тектонических разломов, по которым более минерализованные воды поступают с глубины свыше 2000 м.

В воде Голыгинского источника присутствуют в значительных количествах сульфат-ион и кальций. Азотно-метановые воды холодных источников по ионному составу мало отличаются от термальных, но имеют меньшую минерализацию (0,33—1,17 г/л).

Типичные «содовые» метановые воды (Конмогский источник) распространены в пределах Западно-Камчатского артезианского бассейна.

Близкие по составу воды здесь были вскрыты скважиной (Хромовская площадь) на глубине 200—300 м

Воды отдельных источников и скважин имеют запах сероводорода. Иногда отмечаются нефтяные люминесцирующие пленки

Микрокомпонентный состав вод, особенно вскрытых скважинами, свойственен водам нефтяных месторождений. Содержание нафтеновых кислот доходит до 1,3 мг/л

В составе газов содержание метана изменяется от 18,5 до 97,8% (обычно свыше 50%), азота — от 1,7 до 81,5%, в небольших количествах иногда присутствуют углекислый газ и редкие газы. Наиболее высокое содержание азота наблюдается в холодных водах

Помимо рассмотренных групп подземных вод встречаются некоторые промежуточные типы, но они имеют незначительное распространение и пока слабо изучены. Так, к зонам гидротермально-измененных пород, насыщенных серой, гипсом и сульфидами, приурочены кислые холодные сульфатные воды. Они распространены в гидрогеологических массивах Балхачские (47), Подувальные (58), Серный Ключ (135), Туманный (147) и вулканических супербассейнах Агломератовые на о. ве Шпашкотан (165) и др. как на Камчатке, так и на Курильских островах. Общая минерализация этих вод 0,08—3,75 г/л, чаще 0,4—1,8 г/л, pH колеблется от 2,5 до 6,0, температура не превышает 8°C. Воды обычно сульфатные кальциевые, иногда среди катионов в значительных количествах присутствуют железо, марганец, алюминий, водород. В водах отдельных источников обнаружена свободная серная кислота (Подувальные — до 31,8 мг/л)

Дебиты источников варьируют в широких пределах, причем суммарные дебиты групповых выходов достигают 10—15 л/сек

К битуминозным твгогенно осадочным породам приурочена другая группа источников — холодные с запахом сероводорода. Дебиты этих источников редко превышают 1 л/сек. Температура воды 2,5—10,0, обычно 4—6°C. Минерализация вод не превышает 200—400 мг/л и лишь в редких случаях достигает 1,1 г/л. По химическому составу их можно разделить на две группы: 1) гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, 2) сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые. Характерным представителем вод первого типа является ист. Медвежий (28). Его вода имеет гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав при минерализации 800 мг/л, содержание сероводорода 11,1 мг/л, кремнекислоты 62 мг/л и pH=7,8. Сравнительно редко встречаются хлоридные кальциевые воды с минерализацией 1,1 г/л. К ним можно отнести Едомский (Пушинский) холодный источник (8), приуроченный к Центрально-Камчатскому артезианскому бассейну. Реакция вод преимущественно щелочная, реже нейтральная или слабокислая (pH=5,8—8,8). Около выходов источников весьма широко распространены белые нитевидные и хлопьевидные водоросли (барельин), при рассматривании под микроскопом видно, что они представляют собой студенистую массу с заключенными в ней яйцевидными спорами, на которых сидят комочки серы. Иногда отмечается черный осадок сульфидов железа

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТЕРМАЛЬНЫХ И ХОЛОДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

При обсуждении генезиса термальных и холодных минеральных вод обычно рассматривают следующие три главных вопроса: 1) каков основной источник воды, 2) что является источником тепла, 3) за счет чего формируется химический состав

По первому вопросу выдвигаются, как правило, четыре предположения: инфильтрационный, ювенильный (магматический), метаморфогенный, седиментационный.

Подавляющее большинство исследователей считает, что основная масса термальной воды имеет инфильтрационное происхождение, а ювенильная или метаморфогенная вода может примешиваться к ней лишь в незначительном объеме. Исходя из различных косвенных признаков (по изотопам воды и входящих в ее состав компонентов, количеству растворенной воды в магме, водным включениям в минералах и т. д.), советские и зарубежные ученые (Иванов, 1958а, Мархинин, 1958, Голстихин, 1961б, Уайт, 1965) предполагают, что в современных вулканических районах количество ювенильной воды в термоминеральных водах может составить не более 3—5%. Таким образом, большинство мнений сходится на том, что в современную геологическую эпоху чисто магматические, ювенильные термы, даже в наиболее активных вулканических областях не существуют. Основная роль в формировании термальных вод принадлежит водам атмосферного и частично седиментационного происхождения.

Вопрос о возможном участии глубинных флюидов, связанных с активными магматическими очагами, должен решаться не в общем, а раздельно для каждого из выделенных характерных типов термальных вод. При этом важным показателем участия эндогенных флюидов в формировании современных гидротерм являются размеры тепловых потоков на участках разгрузки терм. Анализ величин таких тепловых потоков показывает, что гидротермы только двух первых групп формируются под влиянием активных вулканических очагов, имеют в незначительной степени примесь ювенильных вод и содержат специфические вулканические компоненты.

В связи с этим особое значение приобретает определение источника тепла, обуславливающего существование современной гидротермальной системы. Такими источниками, как было подробно показано выше, могут быть: региональный тепловой поток, магматический очаг, внедрившийся в водоносную систему и, наконец, глубинный перегретый газо-пароводяной флюид.

Не менее сложен и вопрос о происхождении минерального состава термальных вод. Он определяется целым комплексом факторов: 1) составом водовмещающих пород, 2) составом, температурой и давлением магматических эманаций и продолжительностью вулканической и интрузивной деятельности, 3) составом, относительным количеством и глубиной проникновения атмосферных или других вод (например, морских) и характером их взаимодействия с магматическими эманациями, 4) фазовыми переходами вод и перераспределением химических компонентов между паром и жидкостью и др.

Роль того или иного фактора в формировании рассмотренных выше пяти основных типов термальных вод проявляется по-разному. В одних случаях можно говорить лишь о косвенном влиянии вулканической или магматической деятельности на состав подземных вод, в других она сказывается непосредственно, и тогда взаимодействие магматического тепла, глубинных эманаций и инфильтрационных вод создает на локальных участках весьма сложную гидрогеологическую и геотермическую обстановку. Эта обстановка, накладываясь на фоновые условия области современного вулканизма, порождает специфические типы термальных вод. Характерным типом терм, возникающим в сфере воздействия активных вулканических очагов, являются сероводородно-углекислые фумарольные термы.

Генезис сероводородно-углекислых терм действующих вулканов большинством советских (Иванов, 1955б; 1957а, б; 1964б, 1966б; Толстихин, 1962в; Набоко 1959а; 1962б; Сидоров, 1966а, 1967. Ткаченко, 1965, 1966 и др.) и зарубежных (Уайт, 1965; Эллис, 1965 и др.) исследователей трактуется в общих чертах однозначно. Эти термы образуются, с одной стороны, вследствие растворения в атмосферных водах вулканических газов, поставляющих главным образом анионы (SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , Cl^- , F^- , Br^- , I^- и др.), с другой—вследствие выщелачивания окружающих пород и обменных реакций с ними (Al, Fe, Na, K, Ca, Mg и др.). Низкие значения pH и высокая температура фумарольных терм значительно повышают их агрессивную способность. В результате их воздействия на вулканогенные породы возникают алунито-кремнистоопаловые образования, а иногда и чистые опалиты. Из пород в раствор переходят почти все компоненты. Кроме того, увеличение минерализации этих терм происходит в результате смыва возгонов и других солей атмосферными осадками с поверхности термальных площадок.

Газовый состав фумарольных терм также является отражением состава вулканических эманаций. На современной стадии деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов, в их эманациях, фиксируемых на земной поверхности, резко преобладают пары воды (более 90%), затем (в порядке уменьшения) присутствуют газы группы углерода, серы, хлора, фтора и некоторых других компонентов. Большую роль в высокотемпературных газах часто играет водород. Состав газовых выделений на поверхности действующих вулканов вряд ли точно соответствуют составу легколетучих веществ магмы в силу самых различных причин (взаимодействие с подземными водами, условия извержения и т. д.).

Отдельные вспышки вулканической деятельности часто приводят к отношению перераспределению состава газовых эманаций. Л. Г. Воронова и С. С. Сидоров (1965), исследовавшие газо-паровые выделения влк. Эбеко, отмечают, что перед эксплозивным извержением вулкана в марте 1963 г. в их составе увеличилась концентрация сернистого газа и хлористого водорода. И. А. Меняйлов и Л. П. Никитина (1967) констатируют увеличение отношения серы к хлору в газах некоторых вулканов Камчатки и Курильских островов перед усилением их активности.

По наблюдениям С. И. Набоко (1963) и по данным экспериментальных работ Н. И. Хитарова (1961), андезитовая магма при подходе к земной поверхности более богата летучими компонентами чем базальтовая. Базальтовый расплав теряет преобладающую часть воды в глубоких горизонтах, в то время как андезитовый может растворить больше воды, значительное количество которой поднимается вместе с магмой к поверхности. Отделение летучих из андезитовой магмы происходит более продолжительно, чем из базальтовой магмы. Все это обуславливает высокую интенсивность и длительность действия гидротермальных процессов, связанных с проявлениями андезитового и более кислого вулканизма.

Интересные выводы сделаны В. В. Аверьевым (1963, 1966) о взаимосвязи между гидротермальной и магматической деятельностью. Он считает, что в областях активного вулканизма гидротермальная деятельность развивается, как правило, сопряженно с магматической. Фумарольные гидротермы он, в частности, связывает только с андезитобазальтовым вулканизмом.

В целом, с остыванием магмы и с понижением температуры и плотности газов сначала наблюдается уменьшение в их составе галоидов,

затем сернистых газов, а в дальнейшем и углекислого газа. В последнюю стадию выделяются почти чистые пары воды.

О. Н. Толстухин склонен связывать различие в анионном составе фумарольных гидротерм с изменением состава вулканических газов во времени от галоидных (в первую, наиболее высокотемпературную стадию деятельности) к сернистым, а затем к углекислым. Но если стать целиком на точку зрения О. Н. Толстухина, то трудно будет объяснить наличие чисто сульфатных и чисто хлоридных терм в пределах одного и того же действующего вулкана в непосредственной близости друг от друга. Не отрицая полностью влияния состава магмы и стадий деятельности вулканов во времени на состав фумарольных терм, можно считать, что в основном они формируются в результате тех или иных условий взаимодействия между подземными водами инфильтрационного происхождения и газо-паровой вулканической смесью.

Как показал В. В. Иванов (1966, а), насыщение глубинных подземных вод высокотермальными газами, содержащими H_2 , HCl , HF , H_2S , SO_2 , CO , CO_2 и т. д., приводит к образованию сульфатно-хлоридных или хлоридных терм с сильноокислой реакцией и высоким содержанием H^+ , Fe^{2+} , Al^{3+} , а также H_4SiO_4 , HBO_2 . Термы этого типа часто встречаются на Курильских островах, а также в Японии, Индонезии и многих других вулканических областях, на Камчатке они пока обнаружены пока только в кальдере Узон. В составе газов, профильтровавшихся сквозь глубинные подземные воды, сохраняются лишь H_2S , CO_2 и в незначительных количествах CH_4 и N_2 . Растворяясь в приповерхностных водах, они образуют кислые сульфатные термы, которые широко представлены на Камчатке и Курильских островах. Таким образом, состав и интенсивность вулканических (фумарольных) газов и паров определяются не только характером и степенью активности глубинных магматических очагов и господствующими на глубине термодинамическими условиями, но в значительной степени также геотермическими и гидродинамическими условиями, существующими в неглубоких недрах вулканических массивов.

Если обводненность пород, слагающих фундамент и вулканические постройки, невелика, высокотемпературные газовые струи прорываются на поверхность, образуя мощные фумаролы относительно малоизмененного состава.

Гидрокарбонат-ион в фумарольных термах обычно не отмечается вследствие разрушающего влияния серной кислоты. Гидрокарбонатные воды обнаружены только в районе выходов псевдофумарольных терм на действующих влк. Кошелева на юге Камчатки. Их появление здесь связано, видимо, с растворением в подземных водах углекислого газа при сравнительно невысоких (около $100^\circ C$) температурах, в то время как галоидные и сернистые газы растворяются в мощных водоносных горизонтах на более низких уровнях. Кроме того, если плотность газо-паровой вулканической смеси в силу тех или иных причин настолько мала, что не в состоянии удержать в растворе галогенные соединения, то последние могут выпасть в осадок или вовсе не выделиться из магмы (Уайт, 1965). Гидрокарбонатные термы, кроме Камчатки, отмечены в Новой Зеландии и в американском штате Невада.

Появление различных типов фумарольных терм на незначительном расстоянии друг от друга в пределах одного и того же фумарольного поля (Эбеко, Кошелева, Узон и др.) иногда может быть объяснено обособленностью (в результате кальматации стенок) отдельных каналов, подводящих газ и воду, а также разной степенью приповерхностного метаморфизма (Вакин, 1967а).

Наиболее дискуссионно положение о генезисе хлоридных щелочных азотно-углекислых терм, типичными представителями которых являются Гейзерные, Киреунские, Паужетские парогидротермы на Камчатке и Горячий Пляж на о-ве Кунашир.

Одни исследователи — Д. Е. Уайт (1965), Г. М. Власов (1964б), С. И. Набоко (1959, 1963) придерживаются «магматической концепции» формирования азотно-углекислых хлоридно-натриевых щелочных терм. Д. Е. Уайт считает, что хлоридно-натриевые термы являются главным исходным типом терм, имеющим в основном вулканическое происхождение, в результате различных процессов метаморфизации которых образуются другие типы термальных вод. К аналогичным выводам пришел и С. С. Сидоров, изучивший графики возможного смешения холодных и различных термоминеральных вод, расположенных на вулканах Головина и Менделеева (о-в Кунашир).

На тесную генетическую связь различных типов терм указывает и С. И. Набоко (1959). Всю толщу, в которой формируются термальные воды, она делит на три гидрохимические зоны: I зона — глубинная, в восстановительной обстановке которой формируются кислые, хлоридные воды, преобразующиеся в процессе метаморфизма в слабокислые или щелочные хлоридные натриевые воды или, при условии продолжения проникновения в них углекислого газа, в гидрокарбонатно-хлоридные; II зона — приповерхностная, в окислительной обстановке которой формируются кислые, хлоридно-сульфатные воды, III зона — поверхностная, в резко окислительной обстановке которой при атмосферном давлении формируются сульфатные воды с аммонием, алюминием, железом, кальцием, магнием.

В подтверждение глубинной зональности формирования терм С. И. Набоко указывает на своеобразное пространственное расположение выходов источников с водой того или иного состава по отношению к центру вулканической деятельности. А именно на высоких уровнях — в пределах действующих фумарольных полей вулканов, выходят кислые, сульфатные воды поверхностного формирования, в пониженных местах, на склонах вулканов — кислые, хлоридно-сульфатные воды приповерхностного формирования, в еще более пониженных и удаленных от вулканического центра местах — хлоридные, щелочные термы. С. И. Набоко относит к водам глубинного формирования азотно-углекислые, хлоридные, натриевые, щелочные парогидротермы Горячего Пляжа, выходящие у подножья влк. Менделеева непосредственно на берегу океана.

По мнению Власова (1964б), Набоко (1963), Аверьева и др. (1965) и других вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность связана в ряде случаев в общих чертах с метасоматической зональностью гидротермально-измененных пород в районах циркуляции минеральных вод.

Имеется и другой взгляд на генезис этих терм. Так, В. В. Иванов (1955б, 1958а, 1964б) считает, что в областях современного вулканизма создаются различные геологические и геохимические обстановки, в которых независимо друг от друга формируются совершенно разные типы термальных растворов. Одним из таких специфических типов терм являются и азотно-углекислые термоминеральные воды. При этом, в отличие от взглядов Д. Е. Уайта и Г. М. Власова, отводивших исключительную роль в формировании хлоридно-натриевых терм магматическим эксгаляциям, В. В. Иванов (1964а) полагает, что нельзя преуменьшать значение термометаморфизма и особенно процессов выщелачивания водами горных пород. По его мнению, указанные процессы могут приводить к образованию различных типов терм, в том

числе и не связанных с современными магматическими очагами Экспериментальные исследования А. Дж. Эллиса (1965) показали, что в вулканических районах Новой Зеландии простой механизм взаимодействия пород и вод может рассматриваться как основа формирования состава термальных вод. Результаты геохимических исследований, проведенных В. И. Кононовым (1965) на искусственных и естественных очагах тепла, позволяют считать, что при одинаковых температурах и давлениях в верхних горизонтах земной коры формируются сходные ассоциации газов и проявляются общие закономерности в распределении и миграции элементов в водной среде. Специфика же состава гидротерм, формирующихся на том или ином участке земной коры, обусловлена во многом химическим составом водовмещающих пород. На большую роль процессов термометаморфизма пород в насыщении подземных вод такими газами, как CO_2 , H_2S , CO , SO_2 , CH_4 , указывали А. В. Щербаков (1968) и А. И. Германов (1953, 1961).

Все имеющиеся данные позволяют говорить о том, что в формировании азотно-углекислых терм наряду с участием магматических эксгалиций (на присутствие которых указывают, в частности, аномально высокие значения тепловых показателей гидротермальных месторождений) важную роль играют также процессы термометаморфизма и выщелачивания горных пород.

Таким образом, формирование этой группы терм определяется рядом сложных процессов — поступлением в подземные воды нагретого магматическим теплом флюида, несущего газы «глубинного происхождения», выщелачиванием горных пород, восстановлением в водах сульфатов, связыванием сероводорода железом водовмещающих пород. В результате интенсивного парообразования, которое имеет место в приповерхностных условиях, происходит также значительное (до 10—20%) концентрирование этих вод с повышением общей минерализации и увеличением содержания отдельных компонентов. Одновременно идет почти полная их дегазация (удаление CO_2 и H_2S), в результате чего термы из слабокислых становятся щелочными.

Более или менее однозначно решается вопрос с генезисом углекислых вод. Конкретное изложение гипотез происхождения углекислоты нашло отражение в работах А. М. Овчинникова (1958, 1960), В. В. Иванова (1955б, 1956б и др.), О. Н. Толстихина (1962а) и других исследователей.

А. М. Овчинников считает, что в современную эпоху углекислые воды проявляются только на участках явных или скрытых очагов неогинтрузий не древнее палеогена. В. В. Иванов полагает, что основным источником накопления углекислоты в подземных водах являются процессы термометаморфизма горных пород, возникающие при внедрении магмы в относительно неглубоко залегающие горные породы. По мнению О. Н. Толстихина, при остывании интрузивных и экструзивных тел углекислота появляется не только и не столько в результате термометаморфизма вмещающих пород, но и из самих внедрившихся масс магматического материала при его кристаллизации.

По-видимому, эти два процесса: выделение CO_2 при термометаморфизме горных пород и непосредственно из остывающих тел — не следует противопоставлять, т. к. они оба имеют место и могут быть связаны не только с современными, но и с древнечетвертичными магматическими процессами.

Насыщение углекислым газом подземных вод в закрытых или полужакрытых структурах приводит к формированию терм III группы. Большое разнообразие химического состава углекислых терм обуслов-

лено двумя причинами: различным составом насыщающихся углекислотой вод (они могут иметь как атмосферное, так в той или иной мере и морское происхождение) и разнообразным составом пород, выщелачиваемых углекислыми водами.

Азот в водах, по взглядам большинства исследователей Камчатки (Иванов, 1955, б; Набоко, 1959 и др.), имеет воздушное происхождение. Этот вывод частично подтверждается отношением аргона к азоту, которое характерно для атмосферных газов, а также преобладанием азота преимущественно в сульфатных водах, когда кислород воздуха израсходован на окисление серы и сульфидов, содержащихся в газогидротермально-измененных породах. Не исключена возможность, что какая-то часть азота поднимается из магматических очагов, но содержание его в магматических эманациях, вероятно, очень мало, что видно из состава газов вулканов (Башарина, 1961).

Азотные слабоминерализованные щелочные термы формируются вне заметного влияния магматических и термометаморфических процессов. По своему происхождению это инфильтрационные воды, ионно-солевой состав которых образуется вследствие выщелачивания вулканических пород. Как отмечает В. В. Иванов (1961, а), генезис и химический состав этих терм, формирующихся в вулканогенных породах, принципиально не отличаются от условий образования и состава азотных терм, приуроченных к новейшим тектоническим разломам многих древних платформенных и горно-складчатых областей СССР и других стран.

Иной генезис имеют метановые воды, особенно глубокие. Формирование их состава происходит, вероятно, в результате выщелачивания морского солевого комплекса из осадочных, часто содержащих нефть и битумы пород, инфильтрационными водами под воздействием биохимических процессов. При этом происходят сложные процессы десульфатизации морских вод, дополнительное обогащение их гидрокарбонатами вследствие восстановления сульфатов, связывание образующегося сероводорода железом песчано-глинистых пород, удаление из состава вод карбонатов магния, кальция и др. Повышенная температура метановых вод глубоких горизонтов обусловлена региональным геотемпературным полем. Величина геотермического градиента в этих районах колеблется от 28 до 38 град/км.

Холодные углекислые воды образуются при растворении углекислоты в верхних водоносных горизонтах различного ионно-солевого состава. Возникновение углекислоты может быть связано с процессами термометаморфизма, обусловленных воздействием современных или более древних магматических очагов.

Подводя итог сказанному, можно отметить, что в сложной проблеме формирования минеральных вод Камчатки и Курильских островов существует еще много дискуссионных вопросов. Одним из основных является вопрос о величине «ювенильной» составляющей термальных вод вулканических регионов, об участии в их формировании магматических экзгаляций.

Определяя химический состав термальных вод и количество выносимого ими тепла, можно, по-видимому, сделать вывод, что прямое влияние активных вулканических очагов сказывается лишь в формировании состава (в основном анионного) сероводородно-углекислых и азотно-углекислых терм. Эти две группы терм, вероятно, образуются одновременно, но независимо друг от друга, хотя в отдельных случаях может происходить частичное их смешение и осуществляться взаимные переходы.

В формировании азотных, углекислых и метановых терм воздействие активных вулканических очагов существенной роли не играет и может проявляться лишь косвенно.

Важное значение в формировании состава всех групп терм имеют процессы термометаморфизма и выщелачивания горных пород. Они могут приводить к появлению различных типов терм, не связанных с современными магматическими процессами.

Нельзя также полностью исключить и возможное влияние современных морских вод на состав воды термальных источников, выходящих непосредственно на побережье. Поступление современных несколько метаморфизованных морских вод в береговую зону по разломам и трещинам может происходить за счет парлифта и гидролифта в случае существования в этой зоне теплового очага. По-видимому, этим и объясняется высокая (до 27 г/л) минерализация и специфический состав отдельных групп береговых терм Курильских островов, таких, например, как Якичевские (176) и Ключевые (187).

СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ ТЕРМАЛЬНЫХ И ХОЛОДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Изучение органических веществ в подземных водах районов современного вулканизма позволяет расширить и уточнить наши представления о происхождении термальных вод, гидродинамических и гидрогеохимических условиях их формирования, а также о влиянии органических веществ на миграцию в природных водах различных химических элементов.

Некоторые сведения о составе органических веществ в подземных водах Южной Камчатки приведены в работах В. М. Швеца, Ю. Б. Селецкого и В. Н. Голубович (1967), Е. Л. Быковой, Г. А. Голевой и И. Н. Воробьевой (1968). По мнению В. М. Швеца и Ю. Б. Селецкого (1968), в составе органических веществ термальных вод Камчатки, как и во многих других районах молодого вулканизма, преобладают нелетучие органические вещества типа гумусовых веществ и битумных смол, а также летучие органические кислоты, содержание которых, по данным авторов, значительно выше, чем общее содержание растворимых в свободном состоянии органических кислот.

Исследования, проведенные Г. А. Голевой на Камчатке в 1967—1968 гг. совместно с Е. Л. Быковой и И. Н. Воробьевой, позволили сделать предположение о миграции некоторых рудообразующих элементов (медь, цинк, золото и др.) в грунтовых водах полуострова в виде весьма устойчивых даже при высоких температурах (100—200°C) комплексов с органическими веществами.

Главными объектами исследований явились подземные воды Паратунского месторождения гидротерм и одного из золоторудных месторождений. Для сравнения исследования такого же рода были проведены на участке расположения Малкинских термальных источников.

Все исследования химического состава вод и воднорастворенных органических веществ проводились в полевых условиях, поскольку ранее были установлены значительные изменения количества и состава органических веществ во времени.

Изучение органических веществ осуществлялось с помощью ряда качественных и количественных методов. Для относительной качественной оценки различных групп веществ был применен капиллярно-люминесцентный анализ (Быкова, 1961) и метод тонкослойной хроматографии.

Таблица 49

Содержание общего органического углерода органических веществ, углерода их летучих оснований и величина коэффициента биогенности в подземных водах Южной Кончатки

Местонахождение и тип водозабора	Исторический район разведки	$T, ^\circ\text{C}$	$\rho_{\text{пл}}$	Формула летучего органического вещества	$C_{\text{орг. летуч.}} \left[\frac{\text{мг}}{\text{л}} \right]$	$V_{\text{орг. летуч.}} \left[\frac{\text{л}}{\text{л}} \right]$	$K_{\text{орг. летуч.}} = \frac{K_{\text{орг. летуч.}}}{K_{\text{орг. летуч.}} + 1}$
Сква. 49 (Нижне-Парктунский уч.)	Юппи (разведка термальных вод)	89	77	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{SO_2 \cdot 32 \cdot Cl \cdot 35}{K_{\text{Na}} \cdot 23 + K_{\text{Ca}} \cdot 40}$	227	65,1	0,89
Сква. 90 (Северо-Парктунский уч.)	То же	67	77	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{SO_2 \cdot 32 \cdot Cl \cdot 35}{K_{\text{Na}} \cdot 23 + K_{\text{Ca}} \cdot 40}$	117	40	0,7
Сква. 12 (Гречне-Парктунский уч.)	• •	13	87	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{SO_2 \cdot 32 \cdot Cl \cdot 35}{K_{\text{Na}} \cdot 23 + K_{\text{Ca}} \cdot 40}$	130	41	0,73
Пес. Топтун (Северо-Парктунский уч.)	• •	21	70	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{HCO_2 \cdot 62 \cdot C \cdot 12}{K_{\text{Na}} \cdot 23 + K_{\text{Ca}} \cdot 40}$	93	0,4	0,05
Пес. 1 (Малки)	• •	85	92	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{SO_2 \cdot 32 \cdot C \cdot 12}{(K_{\text{Na}} + K_{\text{Ca}}) \cdot 40}$	112	45	0,31
Пес. 2 (Малки)	• •	75	91	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{SO_2 \cdot 32 \cdot C \cdot 12}{(K_{\text{Na}} + K_{\text{Ca}}) \cdot 40}$	77	41	0,24
Пес. Гриневский 1	Прерогативная область разведки и переработки нефти и газа	11	75	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{Cl \cdot 35 \cdot HCO_2 \cdot 62}{K_{\text{Na}} \cdot 23 + K_{\text{Ca}} \cdot 40}$	515	40,8	0,77
Пес. Алаушка (восточная сква. с. Зайкин МКС)	То же	6	69	$M_{\text{орг. летуч.}} = \frac{Cl \cdot 35 \cdot HCO_2 \cdot 62}{K_{\text{Na}} \cdot 23 + K_{\text{Ca}} \cdot 40}$	107	0,8	0,08

Таблица 56

Характеристика состава органических веществ подземных вод Южной Камчатки

Дата отбора	Название водоупункта и его местоположение	Температура воды, °С	pH	CO ₂	NH ₄ ⁺	H ₂ SiO ₄	Минерализация, мг/л	Формула состава преобладающих ионов, (мг экв %)	Органические кислоты в свободном состоянии мг экв/л	Высокомолекулярные кислоты в свободном состоянии мг/л	Гидрофобные масла, мг/л	Гидрофильные масла, мг/л	Суммарная высота доминирующих зон, м/л	Групповой состав в % от общей доли люминесцированных веществ				
														вещества типа битумов		спиртовые смолы		гумусовые вещества
														нейтр.	кислые	нейтр.	кислые	
15/VIII 1967 г.	Скв. 20 (р-н Северных Паратунских источников)	67	7,1	1,77	1,8	60	1993,04	$\frac{SO_4 82 \text{ Cl } 17}{(Na+K) 52 \text{ Ca } 48}$	0,106	Слабые следы	Следы	Следы	15	14	6	40	40	Нет
15/IX 1967 г.	Ист. Теплый (Сев Паратунка)	21	7,05	5,79	0,15	28,0	117,86	$\frac{HCO_3 61 \text{ Cl } 25}{Ca 53 (Na+K) 47}$	0,102	Следы	Нет		15	14	6	40	Нет	40
3/VIII 1967 г.	Ист. 1. Пиначевская группа (юж. подножье высоты 202 м, западнее влк. Корякская Сопка)	11	7,06	0,97	0,1	44	714,2	$\frac{Cl 66 \text{ HCO}_3 33}{(Na+K) 76 \text{ Mg } 15}$	0,106	Слабые следы	0,005	0,01	10	20	20	30	.	30
3/VIII 1967 г.	Ист. 2. Пиначевская группа (юж. подножье высоты 202 м, западнее влк. Корякская Сопка)	6	7,1	4,3	0,08	36	177,4	$\frac{Cl 48 \text{ HCO}_3}{(Na+K) 51 \text{ Mg } 28}$	0,105	Следы	0,005	Следы	14	35	14	43	8	Нет
3/VIII 1967 г.	Скв. 12 (Средне-Паратунский уч. Паратунского м-ния термальных вод)	45 На устье	8,9	Не обн.	Не обн.	39	690	$\frac{SO_4 81 \text{ Cl } 12}{(Na+K) 58 \text{ Ca } 44}$	0,203	.	0,01	Нет	27	27	19	27	Нет	27
3/VIII 1967 г.	Скв. 49 (Нижне-Паратунский уч. Паратунского м-ния термальных вод)	89	7,5	41	.	91	1670	$\frac{SO_4 58 \text{ Cl } 40}{(Na+K) 68 \text{ Ca } 32}$	0,203	0,01	0,02	Следы	23	26	8	26	40	Нет
3/VIII 1967 г.	Скв. 25 (~ в 2 км к вост. от Средне-Паратунского уч.)	43 На устье	7,7	2	.	18	1580	$\frac{SO_4 91}{Ca 92}$	0,23	Следы	0,005	.	16	17	33	50	Нет	.
3/VIII 1967 г.	Скв. 26 (~ в 2 км к вост. от Средне-Паратунского уч.)	7 На устье	7,7	1	.	11,7	1480	$\frac{SO_4 97}{Ca 64 (Na+K) 36}$	0,17	.	Нет	Нет	19	34	17	25	25	.
30/IX 1965 г.	Холодный источник (вост. склон сопки Зайкин Мыс)	2	7,05	2,2	0,12	10	42,64	$\frac{HCO_3 55 \text{ SO}_4 27}{Ca 66 \text{ Mg } 22}$	0,15	.	Следь	.	18	14	6	40	Нет	40
VIII 1967 г.	Средняя Оганча, ист. Нарзан № 1	5	5,6	1,5	Не обн.		1900	$\frac{SO_4 73 \text{ HCO}_3 27}{Ca 72 \text{ Mg } 15}$	0,208	Следы	0,05	Следы	7	43	Нет	14	.	43
VIII 1967 г.	Малки, ист. 1	85	9,2	1,0	0,1	130	625	$\frac{SO_4 40 \text{ Cl } 32}{(Na+K) 94}$	0,170	0,04	0,04	0,04	14	22	14	42	.	22
VIII 1967 г.	Малки, ист. 2	75	9,4	1,5	0,1	120	618	$\frac{SO_4 41 \text{ Cl } 30}{(Na+K) 93}$	0,202	Следы	Следы	0,03	15	13	7	40	.	40

Капиллярно-люминесцентный анализ позволил выявить следующую особенность в изменении состава органических веществ термальных вод: в открытых очагах разгрузки трещинных термальных и холодных вод на пониженных участках в результате смешения с грунтовыми водами обнаружены наиболее высокие (до 40%) концентрации гумусовых веществ. В термальных же водах, вскрываемых скважинами на больших глубинах и в высокорасположенных холодных источниках вне зоны смешения с грунтовыми и поверхностными водами, гумусовые вещества, как правило, отсутствуют. По-видимому, по мере инфильтрации атмосферных осадков через почвенные горизонты происходит вначале их обогащение гумусовыми веществами, а затем в результате обменных экстракционно-адсорбционных процессов с подстилающими коренными породами вода обедняется гумусовыми веществами (Альтовский, 1962).

Нейтральные и кислые смолы битумного характера присутствуют во всех типах вод, составляя значительную долю от общей люминесцирующей части. Везде обнаружены также нейтральные спиртовые смолы. Кислые спиртовые смолы выявлены лишь в воде трех скважин (49, 26 и 20) Паратунки и Пиначевских источниках.

Содержания гидрофобных масел и кислот в воде скв. 49 (Паратунка) относительно высокие: масел—0,2 мг/л; кислот—0,1 г/л.

В результате применения метода тонкослойной хроматографии из органических веществ исследованных типов вод Камчатки были выделены высокомолекулярные кислоты с $R_f^*=0,98$, содержание которых было установлено в термальных водах и других районах страны (Киргизская ССР). В водах Камчатки в системе Н-бутанол—этанол—вода (6:4:4) была выделена группа нейтральных веществ с $R_f=0,1$, не проявлявшаяся йодом. В системе четыреххлористый углерод—метано-уксусная кислота (95:5:1) была выделена проявляющаяся в ультрафиолетовом свете (бежевое пятно), йодом и фосфор-молибденовой кислотой характерная для всех этих вод группа веществ с $R_f=0,18$.

Во всех водах Паратунки, кроме вод из двух скважин (25 и 26) была выделена группа веществ (в системе Н-бутанол—этанол—вода, 6:4:4) с $R_f=0,27$, которая проявлялась лишь раствором йода. Эта группа веществ не была выделена прежде ни в одной из групп термальных вод других территорий Союза.

Возможно, что именно эта индивидуальная группа веществ и обуславливает специфические антибиотические свойства этих вод, так как выделение и идентификация некоторых антибиотиков осуществляется методом тонкослойной хроматографии в аналогичных условиях адсорбента, системы и проявителя.

Поэтому более тщательное выделение и изучение в водах Паратунки этого класса веществ микробиологическим методом обнаружения по ингибирующему действию на микроорганизмы представляет значительный интерес.

Применение метода тонкослойной хроматографии позволило установить, что термальные воды Паратунского месторождения, близкие по химическому составу, отличаются наличием или отсутствием некоторых групп органических веществ. Так, в водах Средней Паратунки (скважины 12, 25, 26) были выделены люминесцирующие органические вещества кислого характера с $R_f=0,55$, тогда как в термальных водах Нижней и Северной Паратунки (скважины 49, 20) они отсутствовали,

* R_f — величина, определяющая местоположение выделяемых групп веществ на пластинке с тонким слоем или бумаге, общепринятая в бумажной и тонкослойной хроматографии.

также как и в водах источников этого района. Нейтральные группы веществ с $R_f = 0,74$ были обнаружены во всех водах источников и скважин Паратунки, за исключением трех вышеуказанных скважин Средней Паратунки. По-видимому, это обусловлено спецификой органической составляющей водовмещающих пород на данном участке Паратунского месторождения.

Максимальное содержание углерода летучих оснований, равное 65,7 мг/л, установлено в наиболее высокотермальной скважине (Паратунка, скв. 49), а более низкие количества (менее 41,8 мг/л) — в теплых дериватах или в открытых очагах разгрузки термальных вод (Малые, источники 1, 2) вследствие подтока и разбавления их грунтовыми водами. Содержание углерода летучих оснований в последних не превышало 0,8 мг/л (табл. 55, 56).

Сопоставление величин отношений органического углерода летучих оснований к общему содержанию углерода летучих органических веществ (коэффициент биогенности K_6) показало, что они зависят не только от температуры, но и от состава органических веществ, их содержания в водах и вмещающих породах.

Объяснить эту зависимость можно не только увеличением интенсивности перехода летучих органических веществ из вмещающих пород в воду при повышении температуры, но также и гидрогеологическими и гидродинамическими особенностями расположения опробуемых водопунктов. Влияние температуры на K_6 отчетливо проявляется в областях разгрузки термальных вод, имеющих сходный солевой состав.

Повышенное значение K_6 в одном из наиболее минерализованных и «теплых» (по отношению к среднегодовой температуре воды) источников Пиначевской группы (№ 1) приближается к его величине в Паратунских термах. Из этого можно сделать вывод о генетической их близости.

Итак, по составу и количественному распределению растворимых в термальных и холодных водах Камчатки органических веществ можно делать заключение о геохимических условиях формирования химического состава этих вод.

РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ



Глава 11

РЕСУРСЫ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ

Климатические условия Камчатки, характеризующиеся значительным преобладанием количества выпадающих осадков над испарением при среднегодовой их сумме от 370 до 2600 мм, а также особенности геологического строения и рельефа региона, выражающиеся в широком распространении сильнотрещиноватых скальных пород и высокопроницаемых песчаных и крупнообломочных отложений, часто слагающих плоские слабонаклонные поверхности платообразных водоразделов и равнин, обуславливают формирование больших естественных ресурсов подземных вод. В формировании подземных вод большая роль принадлежит как влаге, поступающей из атмосферы, так и поглощению поверхностного стока. Влияние основных естественнoисторических факторов на формирование ресурсов подземных вод подробно изложено в гл. 3.

В разделе «Гидрография» приведена оценка подземного питания рек. При этом отмечено, что около 80% рек Камчатки имеют преимущественно подземное питание. В табл. 5, наряду с другими данными, приведены значения коэффициентов и модулей подземного стока по бассейнам всех крупных рек региона. Последние получены на основании расчленения гидрографов рек с использованием принципов, изложенных в работах Б. И. Куделина (1960, 1966). По данным, приведенным в табл. 13, составлена карта средних модулей подземного стока, отличающаяся от карты подземного стока СССР м-ба 1:5 000 000 (1964) в основном лишь несколько большей детальностью, соответствующей масштабу данной работы.

Вышеперечисленные материалы положены в основу оценки естественных ресурсов региона. Однако особенности природных условий Камчатки, как это будет показано выше, не позволяют во всех случаях отождествлять подземный сток в реки с естественными ресурсами подземных вод.

Первая из этих особенностей состоит в том, что длина береговой линии морей и Тихого океана, омывающих Камчатку, соизмерима с суммарной протяженностью крупных рек региона, дренирующих подземные воды. На морском побережье широкое распространение имеют толщи хорошо проницаемых крупнообломочных отложений, обладающих мощностями в десятки и сотни метров, к которым приурочены потоки подземных вод с большой производительностью, в значительной своей части разгружающиеся непосредственно в моря и океан. На наличие подземного стока в море указывает пониженная минерализация (до 14 г/л) морских вод, вблизи берегов, удаленных от устьев рек. Известны также скважины, пробуренные на морской акватории, фонтанирующие пресной водой.

Другой особенностью природных условий Камчатки является то, что все наиболее крупные реки ее берут начало в горной части региона, обычно вблизи вершин водораздельных хребтов, затем спускаются

на предгорные равнины, постепенно переходящие в приморские. При этом участки дренирования долинами рек водоносных комплексов сменяются участками поглощения поверхностного стока, которые, в свою очередь, могут снова сменяться участками дренирования.

В горной части региона глубоко врезанные долины крупных рек почти полностью дренируют трещинные воды зоны свободного водообмена водоносных комплексов, слагающих гидрогеологические массы и вулканические супербассейны. Средние модули подземного стока, определенные по расчленению гидрографов рек, позволяют достаточно хорошо судить об естественных ресурсах подземных вод горных районов. Лишь недостаточно густая сеть гидропостов в горной части региона заставляет считать естественные ресурсы, определенные в целом для выделенных здесь гидрогеологических районов (табл. 57), в какой-то степени ориентировочными.

Таблица 57

Естественные ресурсы подземных вод Камчатки

Гидрогеологическая структура	Площадь структуры, км ²	Средний модуль естественных ресурсов, л/сек с 1 км ²	Естественные ресурсы	
			м ³ /сек	млн. м ³ /сутки
Большерецкий арт. бассейн	37 500	17,0	638	55,1
Паланский арт. бассейн	15 600	18,0	284	24,5
Тигильский арт. бассейн	20 000	6,0	120	10,4
Козыревский арт. бассейн	15 200	22,0	335	28,9
Озерновский арт. бассейн	15 000	18,0	270	23,3
Северо-Камчатский (Парапольский) арт. бассейн	6 300	2,5	16	1,4
Богачевский арт. бассейн	7 800	12,0	94	8,1
Тюшевский арт. бассейн	2 000	17,0	34	2,9
Малкинско-Ганальский массив	17 500	7,5	131	11,3
Анавайско-Кинкильский массив	49 700	11,0	548	47,3
Паратунско-Приокеанский массив	7 800	27,0	211	18,2
Массивы Восточно-Камчатский и полуостров восточного побережья	28 900	17,0	491	42,5
Центрально-Камчатский вулканический супербассейн	12 500	12,0	150	12,9
Восточно-Камчатский вулканический супербассейн	34 000	15,0	510	44,1
В целом по Камчатской складчатой области	270 000	14,2	3832	330,9

Характерной для горных районов чертой является высокая динамика подземного стока. Атмосферные осадки, поступающие в трещины горных пород на вершинах и склонах гор и трансформирующиеся в подземные воды, быстро выклиниваются. Часто они даже не достигают зоны полного водонасыщения, образуя в верхней, наиболее трещиноватой зоне верховодку, питающую довольно многочисленные источники на горных склонах. Расходы этих источников в течение года испытывают колебания в десятки и даже сотни раз. Нередко зимой и в засушливые периоды летом они иссякают. Интенсивный водообмен в горной части региона находит свое отражение в значительном колебании модулей естественных ресурсов в течение года. Минимальные модули естественных ресурсов изменяются здесь от 0,2—0,5 до 5—7 л/сек с 1 км². Среднегодовые же модули естественных ресурсов для горной части региона, как правило, превышают 10 л/сек с 1 км². Особенно больших значений — до 20 л/сек с 1 км² и более — достигают они на юго-вос-

токе Камчатки, где широко распространены сильнотрещиноватые кайнозойские эффузивы. Здесь же выпадает и наибольшее количество осадков. Самыми низкими модулями естественных ресурсов в горной части региона характеризуется Малкинско-Ганальский гидрогеологический массив, расположенный в центральной части полуострова, сложенный в основном относительно слаботрещиноватыми докайнозойскими породами. В результате этого, несмотря на большое количество выпадающих здесь осадков (свыше 1000 мм) и высокие модули общего речного стока (15—20 л/сек с 1 км²), лишь только в этом районе горной части Камчатки, среднегодовые модули естественных ресурсов подземных вод составляют 10 л/сек с 1 км², в среднем 7,5 л/сек с 1 км².

Таким образом, естественные ресурсы подземных вод горной части региона формируются главным образом в результате поглощения атмосферных осадков. Трещинные воды зоны свободного водообмена почти полностью дренируются речной сетью. Лишь относительно небольшая часть влаги, поступающей из атмосферы, расходуется на пополнение подземных вод более глубокой циркуляции трещинно-пластовых и трещинно-жилых, области разгрузки которых значительно удалены от области питания.

Бассейны же пластовых и поровых вод, распространенные в равнинной части региона, кроме атмосферного, получают дополнительное питание в результате поглощения поверхностного стока и частично — разгрузки вод глубокой циркуляции, области питания которых находятся в горной части.

В небольших речных долинах разгрузка всего или части поглощенного рыхлыми отложениями поверхностного стока может происходить в виде подрусловых потоков непосредственно над уровнем моря (табл. 58).

Таблица 58

Соотношение между подземным стоком в море и подземным питанием рек в районе Авачинской губы

Местоположение участка	Ширина участка, км	Длина участка, км	Средний коэффициент фильтрации в рыхлых отложениях долины м/сутки	Средний подземный сток, м ³ /сек		Доля подземного стока в море от общего подземного стока
				в море	в реки и ручьи	
Зап. берег Авачинской губы	5,5	4,0	240	0,25	0,00	100
Юж. берег Авачинской губы, долина руч. Сельдевого	1,0	5,4	32,0	0,17	0,51	25,0
Халактырское побережье Тихого океана, долины р. Половинки, ручьев Козельского, Каменистого	9,0	22,5	14,5	1,30	5,10	20,3

Для крупных рек поглощение поверхностного стока проявляется менее отчетливо. Лишь по данным большого объема разведочных гидрогеологических работ и режимных наблюдений в скважинах установлено, например, что р. Авача на большом протяжении в районе пос. Елизово характеризуется отрицательным грунтовым питанием. Воды р. Авачи в течение круглого года инфильтруются в галечники, слагающие ее долину.

Следовательно, для равнинных участков региона не всегда можно оценить естественные ресурсы подземных вод только по величине подземного питания рек, так как при этом практически невозможно определить подземный сток в море и трудно определить часть поверхност-

ного стока, поглощаемую водоносными комплексами, которая затем вновь выклинивается. В то же время естественные ресурсы таких участков значительны.

Прибрежные впадины, обычно являющиеся частью артезианских бассейнов, выполненные мощными толщами хорошо проницаемых рыхлых отложений, являются своеобразными дренами, аккумулирующими как часть поверхностного стока, так и в значительной степени пластово-трещинные, трещинно-жильные и трещинные воды пород складчатого фундамента

Единственным надежным методом подсчета естественных ресурсов артезианских бассейнов является, по-видимому, только непосредственное определение расхода подземных вод с приведением этих измерений к многолетнему ряду. Расход при этом необходимо определять для поперечных сечений подземных потоков, где кончается поглощение поверхностного стока, а выклинивание подземных вод еще не происходит. Такие подсчеты выполнены по отдельным наиболее хорошо изученным небольшим по площади участкам. Здесь определена доля различных источников питания в формировании естественных ресурсов подземных вод.

Так, в результате гидрогеологических работ, проведенных близ побережья Авачинской губы в течение 1957—1964 гг. на участке развития водоносного комплекса четвертичных морских отложений площадью 5,4 км², приблизительно подсчитано, что средний модуль естественных ресурсов, определенный по расходу грунтового потока, составляет 37,2 л/сек с 1 км². Из этого количества на долю питания атмосферными осадками приходится 28,2 л/сек, на поглощение поверхностных вод — 6,9 л/сек и на питание через подошву — 2,1 л/сек.

Величина питания подземных вод за счет атмосферных осадков, точнее за счет влагообмена водоносного горизонта с почво-грунтами зоны неполного насыщения, установлена по результатам режимных наблюдений за динамикой влаги в зоне аэрации и уровнями подземных вод в скважинах, проводимых на балансовом участке по методике, разработанной А. В. Лебедевым (1963).

Питание за счет поглощения поверхностных вод (ручьев и озера) установлено, во-первых, по данным наблюдений за расходами двух ручьев, полностью поглощаемых морскими галечниками, во-вторых — расчетным путем по известным величинам напоров (уровней) озерных и подземных вод, мощности и коэффициенту фильтрации толщи супесей, разделяющих озерные и подземные воды.

Поступление вод через слабопроницаемые породы, залегающие в подошве морских отложений, оценено двумя методами: 1) расчетом по соотношению напоров подземных вод морских отложений и подстилающих дочетвертичных пород; 2) вычитанием из расхода грунтового потока морских отложений атмосферного питания и питания поверхностными водами

На отдельных участках питание трещинными и трещинно-жильными водами через подошву составляет основную часть естественных ресурсов водоносных комплексов четвертичных отложений. Наиболее четко это проявляется, например, в долине р. Паратунки, представляющей собой узкую межгорную впадину, в которой разгружаются термальные воды. Часть термальных вод, разбавляясь холодными, движется вместе с грунтовым потоком, другая часть, пробиваясь концентрированными струями, выклинивается в виде восходящих источников.

При оценке естественных ресурсов мало изученных районов, таких как Тигильский артезианский бассейн и другие, широко применяется метод аналогий.

Северо-Камчатский (Парапольский)	Гравелиты, песчаники и алевролиты неогенового и па- леогенового возраста	40	0,04	1,6	110	0,003	0,33	15 000	24 000	4 950
	Галечники и пески четвер- тичного возраста	10	0,15	1,5	—	—	—	6 300	8 450	—
	Песчаники, конгломераты и алевролиты неогенового воз- раста	50	0,04	2,0	120	0,004	0,48	6 300	12 600	3 024
Богачевский	Галечники и пески четвер- тичного возраста	15	0,20	3,0	—	—	—	7 800	23 400	—
	Аргиллиты, песчаники, ба- зальты нижнеплиоценового и олигоценного возраста	50	0,03	1,5	100	0,002	0,20	7 800	11 700	1 560
Тюшевский	Галечники и пески преню- мощенно четвертичного воз- раста	20	0,20	4,0	—	—	—	2 000	8 000	—
	Песчаники и алевролиты неогенового возраста	120	0,04	4,8	120	0,003	0,36	2 000	9 600	720

Среднегодовой модуль под-
земного стока в реки при этом
расценивался как надежный по-
казатель нижнего предела естест-
венных ресурсов подземных вод
бассейнов, расположенных в рав-
нинной части региона. Ориенти-
ровочно подсчитанные таким об-
разом естественные ресурсы ар-
тезианских бассейнов характе-
ризуются среднегодовыми моду-
лями, как правило, превышаю-
щими 10—15 л/сек с 1 км². Значи-
тельно меньшими естественными
ресурсами подземных вод среди
бассейнов равнинных частей ре-
гиона обладает Северо-Камчат-
ский (Парапольский) артезиан-
ский бассейн. Парапольский
дол — это единственный район
Камчатки, где толща многолетне-
мерзлых пород, развитая почти
повсеместно, затрудняет питание
водоносных комплексов. Средний
модуль естественных ресурсов
подземных вод здесь не превы-
шает 2—3 л/сек с 1 км².

Круглогодичное поглощение
поверхностного стока в долинах
рек и регулирующее влияние зо-
ны аэрации, которая в равнинной
части региона представляет со-
бой мощную толщу сильновлаго-
емких грунтов, обуславливают
здесь небольшую разницу между
минимальными, средними и мак-
симальными модулями естествен-
ных ресурсов подземных вод. Так,
например, на западном побережье
Авачинской губы минимальные,
максимальные и средние значе-
ния модулей естественных ресур-
сов составляют соответственно
31, 37,2 и 44 л/сек с 1 км².

Величины естественных ре-
сурсов подземных вод для основ-
ных гидрогеологических структур
Камчатки, приведенные в табл.
57, являются ориентировочными.
Они несколько больше вели-
чины естественных ресурсов
(3682 м³/сек), полученной Б. И. Ку-
делиным (1966).

Естественные запасы
подземных вод. В основу
расчета количественной характе-

ристики естественных запасов гидрогеологических структур Камчатки положено исчисление объема гравитационной воды, приходящейся на 1 км^2 бассейна.

Ориентировочные значения величины естественных запасов пресных подземных вод для бассейнов пластовых и поровых вод приводятся в табл. 59. Средняя мощность зоны пресных вод в артезианских бассейнах равна 200—400 м, суммарная мощность водоносных пластов меняется от 20 до 140 м.

Как видно из таблицы, наибольшие естественные запасы пресных подземных вод в артезианских бассейнах Камчатки содержатся в мощных толщах четвертичных отложений. Для напорных пластовых вод, содержащихся в дочетвертичных отложениях бассейнов, также приведены ориентировочные значения упругих запасов (см. табл. 58), объем которых на единицу площади рассчитан как произведение коэффициента упругой отдачи пласта (μ^*) на среднюю высоту напора (h). Коэффициент упругой отдачи пласта связан с коэффициентом пьезопроводности (a) зависимостью

$$\mu^* = \frac{k \cdot m}{a},$$

где $k \cdot m$ — среднее значение водопроводимости водоносной толщи, для которой определяются упругие запасы.

Естественные запасы пресных подземных вод в горных районах приурочены преимущественно к верхней, наиболее трещиноватой зоне коры выветривания. Трещинно-грунтовые воды этой зоны не имеют сплошного распространения. На водораздельных участках, как правило, находятся лишь воды зоны аэрации в виде верховодки. В понижениях рельефа, долинах рек, ручьев и в сухих распадах воды коры выветривания образуют грунтовые потоки. В зависимости от степени расчлененности рельефа площадь распространения трещинно-грунтовых вод составляет от 20 (для гидрогеологических массивов) до 90% (для вулканических супербассейнов).

Эффективная мощность водоносных горизонтов трещинных вод колеблется от 20 до 200 м. Под эффективной мощностью водоносного горизонта подразумевается та мощность, средний коэффициент фильтрации в пределах которой превышает коэффициент фильтрации нижележащих пород в 10 и более раз. Величина водоотдачи пород этой зоны определялась на отдельных участках геофизическими методами. Ориентировочные значения естественных запасов подземных вод в гидрогеологических массивах и вулканических супербассейнах Камчатки приводятся в табл. 60.

Привлекаемые ресурсы подземных вод. Из привлекаемых ресурсов наибольшее практическое значение могут иметь воды рек на участках распространения мощных четвертичных образований, представленных галечниками и песками. Отложения, слагающие русла рек на таких участках, как правило, не заилены; существует тесная гидравлическая связь между поверхностными и подземными водами. Об этом, в частности, свидетельствуют приведенные выше факты быстрого поглощения речных вод рыхлыми отложениями в одних местах и выклинивания — в других.

Для оценки величины возможных привлекаемых ресурсов, приведенных в табл. 61, использована преобразованная формула Маскета — Лейбензона для бесконечного ряда скважин, расположенного параллельно руслу реки (Биндеман, 1963).

Дебит прируслового водозабора в условиях длительной эксплуатации, как это показали соответствующие расчеты, практически цели-

Естественные запасы пресных подземных вод в гидрогеологических массивах и вулканических супербассейнах Камчатки

Гидрогеологическая структура	Вулканические породы и их возраст	Площадь, занятая порфироидными и гидротермальными породами, равными по составу и толщине породам, в долях $\bar{K}$ бассейна	Усредненная эффективность водонасыщения, в %	Средняя плотность водонасыщения, ρ_w (г/см ³)	Естественная величина запасов, $W_{\text{ест}}$ (10 ¹² м ³)	Плотность распределения запасов, ρ_w (г/см ³)	Величина запасов, $W_{\text{ест}}$ (10 ¹² м ³)
Магланский-Гаральский массив	Кремнистые вулканитово-осадочные породы мелового и палеогенового возрастов, метаморфизованные породы палеозоя и метаморфические породы палеозоя	0,5	50	0,02	0,11	17500	2150
Амурско-Киньинский массив	Вулканитовые и туфогеново-осадочные породы мелового и палеогенового возрастов	0,30	40	0,05	0,60	49700	29850
Парусско-Париканский массив	Галечники и пески четвертичного возраста Вулканитовые и туфогеново-осадочные породы неогенового и палеогенового возрастов	1,00 0,40	150 40	0,30 0,05	2,40 0,80	900 6900	21600 5520
Массив Восточно-Камчатский и полуостров Восточного побережья	Вулканитовые и туфогеново-осадочные породы палеогенового и крейдового возрастов разнозлазия мезозоя	0,40	40	0,05	0,80	28900	25320
Центрально-Камчатский вулканический супербассейн	Вулканитовые породы четвертичного возраста	0,70	80	0,07	3,92	12500	49000
Восточно-Камчатский супербассейн	Гравые прерывистые отложения четвертичного возраста Вулканитовые породы четвертичного возраста	1,00 0,90	120 100	0,15 0,07	1,80 6,50	500 31000	9000 294200

Таблица 61

Привлекаемые ресурсы пресных подземных вод

Река	Местоположение участка	Водовмещающие породы	Средняя мощность водовмещающих пород, м	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Величина возможных привлекаемых ресурсов, м ³ /сек	Средний расход реки, м ³ /сек
Авача	Район пос. Елизово	Галечники и пески	60—200	162	35	138,0
Большая Нальчева	Нижнее течение	Галечники	75	25	20	100,0
	Среднее течение	Галечники и пески	100	15	12	—
Богачевка	То же	То же	30	10	11	—
Камчатка	Район с Верхнекамчатка	Пески	50—70	5	10	91,5
Опада	Среднее течение	Галечники и пески	50	15	8	—
Быстрая, приток Паратунки	Приустьевая часть	Галечники	60	25	6	21,0
Прав. Шапина	Среднее и нижнее течение	Пески	20	15	4	53,7
Озерная	Среднее течение	Галечники и пески	20	15	3	56,6
Саван	То же	Пески	50	5	2	—

ком определяется притоком речных вод. Это дает основание принимать рассчитанные по указанному выше методу суммарные дебиты прирусловых водозаборов за величину привлекаемых ресурсов. Возможность эксплуатации подобных водозаборов в большинстве долин рек Камчатки без опасения заиливания русловых отложений и быстрого выхода из строя водозаборных сооружений вследствие процессов суффозии, возникающих при нарушении ламинарного режима движения, проверена расчетами чисел Рейнольдса.

Расчеты показывают, что на участках речных долин Камчатки, где коэффициенты фильтрации водовмещающих пород составляют 5—10 м/сутки и более, при мощности пород в несколько десятков метров воды рек могут в значительной своей части захватываться береговыми водозаборами на протяжении 6—20 км. Величины возможных привлекаемых ресурсов в долинах наиболее крупных рек приведены в табл. 61.

ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ЗАПАСЫ

В пределах артезианских бассейнов значительными эксплуатационными запасами пресных подземных вод обладают водоносные комплексы рыхлых четвертичных отложений в долинах рек, которые практически целиком определяются привлекаемыми ресурсами. Как показали расчеты, результаты которых частично приведены в табл. 61, производительность водозаборов, представляющих собой линейные ряды скважин, ориентированные вдоль русел рек, при относительно небольших понижениях составляет около 15% среднего расхода рек. Эту величину можно принять за прогнозные эксплуатационные запасы грунтовых вод в долинах рек.

Прогнозные эксплуатационные запасы пластовых подземных вод оцениваются как суммарный дебит скважинных водозаборов, равномерно размещающихся на территории бассейна. Каждый водозабор состоит из 121 скважины, расположенной через 500 м друг от друга на

площади $2,5 \times 2,5$ км. Тип водозабора выбран с учетом возможной потребности в воде различных объектов на территории региона в ближайшее время.

В целом расчет прогнозных эксплуатационных запасов проводился по методике, разработанной Н. Н. Биндеманом и группой сотрудников ВСЕГИНГЕО (Биндеман, 1963, 1969). Расчеты суммарных дебитов водозаборов выполнялись по приближенной формуле упругого режима для безграничного пласта. Модуль эксплуатационных запасов пластовых вод (M_3) получен путем деления дебита водозабора на площадь круга с радиусом R , равным приведенному радиусу влияния водозабора. При оценке прогнозных эксплуатационных запасов артезианских бассейнов учитывалось, что водоносные горизонты перекрыты толщей относительно слабопроницаемых пород, через которые возможно протекание поверхностных и грунтовых вод. В связи с этим коэффициент пьезопроводности принят в обобщенном виде, характеризующем водоносную толщу в целом (Плотников, 1966). Лишь для Северо-Камчатского (Парапольского) артезианского бассейна, где пластовые водоносные горизонты изолированы от поверхности грунтовых вод толщей многолетнемерзлых пород, возможность вертикального перетекания в процессе эксплуатации не учитывалась. Вследствие этого, рассчитанные модули эксплуатационных запасов Северо-Камчатского (Парапольского) артезианского бассейна значительно ниже, чем модули эксплуатационных запасов гидрогеологических районов, не охваченных криогенезом.

Расчет модулей эксплуатационных запасов пластовых вод (табл. 62) проведен для условно выбранного срока, равного 4 суткам, с расчетом на то, что фильтрационный поток к концу указанного срока должен установиться.

Общие эксплуатационные запасы пластовых вод представляют собой суммарный расход групповых водозаборов, расположенных равномерно на территории бассейна в центре ячеек квадратной сетки площадью πR_2^2 , равный $M_3 F$, где F — площадь бассейна.

Суммарные эксплуатационные запасы артезианских бассейнов складываются из запасов пластовых водоносных горизонтов и привлекаемых запасов при эксплуатации грунтовых вод речных долин.

Из данных, помещенных в табл. 63, видно, что значительная часть эксплуатационных запасов приходится на долю грунтовых водоносных комплексов в долинах рек. В них, в связи с этим, целесообразнее закладывать водозаборы для крупного централизованного водоснабжения. Прирусловые водозаборы, во-первых, будут занимать гораздо меньшую площадь, чем такой же производительности водозаборы, каптирующие пластовые воды, во-вторых, — глубина скважин будет в несколько раз меньше, а производительность в подавляющем большинстве случаев — во много раз выше. Однако следует иметь в виду, что воды, захватываемые прирусловыми водозаборами, относительно легко могут загрязняться. Пластовые же воды, как правило, надежно защищены.

Эксплуатационные запасы подземных вод гидрогеологических массивов приурочены главным образом к ложбинам стока. Здесь обводнена верхняя, наиболее трещиноватая зона коры выветривания дочетвертичных пород. Местами же водовмещающими породами служат четвертичные валунно-галечные и песчаные отложения, выполняющие некоторые ложбины и депрессии в пределах массивов. Относительно высокие фильтрационные свойства водовмещающих пород, близкое залегание уровня подземных вод и сравнительно небольшие амплитуды колебания последнего в течение года, обусловленные наличием круглогодичного питания за счет вод глубокой циркуляции и поглощения поверхно-

Модули эксплуатационных запасов

Гидрогеологическая структура	Водовмещающие породы и их возраст	Глубина распростр. пресн. подземн. вод для пластовых вод, или эффективная мощность водоносн. гориз. для трещинных вод, м
Большеречский арт. бассейн	Галечники и пески четвертичного возраста, песчаники, пески, конгломераты и алевролиты неогенового возраста	400
Паланский арт. бассейн	Пески, песчаники, конгломераты и алевролиты неогенового возраста	400
Тигильский арт. бассейн	Песчаники, алевролиты и конгломераты неогенового и палеогенового возраста	200
Козыревский арт. бассейн	Галечники и пески четвертичного возраста; песчаники, конгломераты и алевролиты неогенового возраста	400
Озерновский арт. бассейн	Галечники, пески и валунные супеси четвертичного возраста, гравелиты, песчаники, конгломераты и алевролиты неогенового и палеогенового возраста	300
Парапольский арт. бассейн	Галечники и пески четвертичного возраста, песчаники, конгломераты и алевролиты неогенового возраста	400
Богачевский арт. бассейн	Галечники и пески четвертичного возраста; аргиллиты, песчаники, реже базальты, плиоцен-миоценового возраста	200
Тюшевский арт. бассейн	Галечники и пески четвертичного возраста; песчаники и алевролиты неогенового возраста	250
Малкинско-Гацальский массив	Кремнисто-вулканогенные, метаморфизованные и метаморфические породы докайнозойского возраста	20
Анавайско-Кинкильский массив	Туфогенные и туфогенно-осадочные породы неогенового и палеогенового возраста	40
Паратунско-Приокеанский массив	То же	40
Массивы Восточно-Камчатский и полуостров восточного побережья	Вулканогенные и туфогенно-осадочные породы неогенового и палеогенового возраста, кремнисто-вулканогенные и осадочные образования мезозойского возраста	40
Центрально-Камчатский вулканический супербассейн	Вулканогенные породы четвертичного возраста	80
Восточно-Камчатский вулканический супербассейн	То же	100
То же	Рыхлые пирокластические отложения четвертичного возраста	250

* По скважинам (121), расположенным равномерно по сетке на площади 2,5×2,5 км, при

Т а б л и ц а 62

пресных подземных вод Камчатки

Водопрони- мость водонос- щих пород, м ² /сутки	Обобщен- ный коэф- фициент пьезопро- водности (a), м ² /сутки	Тип водозабора		Произво- дитель- ность группового водозабора (Q), м ³ /сутки	Понижение уровня (S) в скважинах водозабора (в м) к концу расчетного срока эксплуата- ции ($t = 10^4$ суток)	Приведен- ный радиус влияния водозабора (R_n), км	Модуль эксплу- атаци- онных запасов, л/сек с 1 км ²
500	$5 \cdot 10^3$	Скважины	глубиной 400 м	194 000	150	10,6	6,36
180	$4,1 \cdot 10^3$	Скважины	глубиной 400 м*	78 400	150	9,6	3,15
70	$2,8 \cdot 10^3$	Скважины	глубиной 200 м*	20 240	100	8,0	1,18
550	$4,4 \cdot 10^3$	Скважины	глубиной 400 м*	219 000	150	10,0	8,09
270	$4,3 \cdot 10^3$	Скважины	глубиной 300 м*	73 300	100	9,8	2,80
230	$5,75 \cdot 10^4$	Скважины	глубиной 400 м*	59 800	150	36	0,17
50	$1,5 \cdot 10^4$	Скважины	глубиной 200 м*	17 100	100	6,0	1,75
350	$5,2 \cdot 10^3$	Скважины	глубиной 250 м*	94 000	1000	10,8	2,96
30	—	3—6 скважин в лож- бинах стока		200—500	10	—	0,80
80	—	То же		400—800	20	—	2,10
80	—	" "		500—1200	20		2,9
70	—	" "		400—1100	20		2,5
320	—	Каптаж естественных выходов		500—1500	—		1,30
350	—	То же		1000—5000	—		1,90
300	$4,3 \cdot 10^3$	Скважины	глубиной 250 м*	80 500	100	9,8	3,1

Приведенный радиус водозабора равен 1 км.

Эксплуатационные запасы пресных подземных вод Качинский

Исходные данные	Площадь, км ²	Удельная емкость вод для арт. бассейнов или пресных вод для подземных машин и установок, куб. метр воды с 1 км ²	Активные		Основная часть в толщине к которой можно использовать пресные ресурсы	Эксплуатационные запасы вод в пределах участка ресурса		Средняя эксплуатационная загрузка млн м ³ /сутки
			м ³ /с	м ³ /сутки		м ³ /с	млн м ³ /сутки	
Большеречный арт. бассейн	37 500	6,36	238,5	2061	Большая Олала, Облу- ковщина, Незд	130,0	1123	31,84
Нижескирт арт. бассейн	15 800	3,15	49,7	429	Падана, Водяновка	7,0	0,60	4,89
Тепловский арт. бассейн	20 000	1,18	23,6	204	Тинька, Ногин, Аво- шина	4,5	3,90	6,03
Колесовский арт. бассейн	15 200	8,00	123,0	1063	Кочкаря и ее прилегаю- щая	28,0	2,42	13,05
Озерковский арт. бассейн	15 000	2,80	42,0	363	Русская, Хайновка	15,0	1,25	4,92
Паровозный арт. бассейн	6 300	0,17	1,07	0,09	Ногин, Ука, Озерная	2,4	0,21	0,30
Богачевский арт. бассейн	7 800	1,75	13,6	1,18	Реминский, Пустынь	19,0	1,64	2,82
Кочевский арт. бассейн	2 000	2,56	5,9	0,51	Богачевка, Азирова- новка, Старая	16,0	1,38	1,89
Мамонтовский арт. бассейн	17 500	0,80	14,0	1,21	Томовск, Мал. Чапка Богачев (артезиан- ский)	22,0	1,90	3,11
Авдеевский арт. бассейн	49 700	2,1	104,0	898	р. Большая, Бол. Ворон- овская, Колесовка, Круто- горы	18,5	1,60	10,58
Паровозный арт. бассейн	7 800	2,0	22,6	1,95	Давыдов	41,0	3,51	5,49
Мамонтовский арт. бассейн	28 000	2,5	72,2	624	Проз. Шапка, Богачев- ка	8,0	0,69	6,93
Паровозный арт. бассейн	12 500	1,3	16,2	1,40	То же	—	—	1,40
Восточный арт. бассейн	26 100	1,9	49,6	428	Жуковская, Ногинская	15,0	1,25	5,57
Восточный арт. бассейн	7 900	3,1	24,5	2,12	Лес, Средн. и Прол.- Октябрьская	8,3	0,72	2,84
Итого	270 000			69,16			32,5	101,66

стных водотоков, создают здесь наиболее благоприятные условия для размещения водозаборов.

Наибольшие эксплуатационные запасы пресных подземных вод сосредоточены в глубоких тектонических впадинах, к которым приурочены долины крупных рек. Выполненные рыхлыми отложениями большой мощности, они представляют собой бассейны поровых вод внутри гидрогеологических массивов. О величине запасов подземных вод в пределах долин крупных рек можно судить по следующему примеру. Прогнозные запасы подземных вод, оцененные для участка долины р. Авачи протяженностью 10 км, равны 3 млн. $\text{м}^3/\text{сутки}$.

Эксплуатационные запасы подземных вод собственно гидрогеологических массивов можно представить как сумму эксплуатационных запасов трещинных вод, а также поровых вод в ложбинах стока и других понижениях рельефа. Запасами трещинных и пластово-трещинных вод вне депрессий пренебрегаем, т. к. на возвышенных участках скважины вскрывают эти воды на большой глубине, а дебиты скважин редко превышают 1 л/сек.

Определение эксплуатационных запасов гидрогеологических массивов, таким образом, сводится к расчету дебита водозаборов в депрессиях на срок эксплуатации, принимаемый равным 10 000 суток. Эти расчеты проводились для участка Восточно-Камчатского гидрогеологического массива площадью 48 км^2 и Паратунско-Приокеанского массива на участке площадью 47 км^2 , расположенного между долиной р. Паратунки (в ее нижнем течении), юго-западным и южным побережьем Авачинской губы.

Расчеты произведены по обычным формулам для установившегося и неуставившегося движения, в зависимости от граничных условий водоносных комплексов на различных участках. При расчетах эксплуатационных запасов трещинных вод в качестве одного из основных расчетных параметров фигурировала, так называемая, «эффективная мощность» водоносного горизонта, определяемая в скважинах методом резистивиметрии. Для оценки эксплуатационных запасов использованы результаты режимных гидрогеологических наблюдений, проведенных в течение одного-двух лет за всеми эксплуатируемыми в этом районе скважинами.

Обеспеченность эксплуатационных запасов подземных вод на участках, где отсутствуют поверхностные водотоки, имеющие тесную гидравлическую связь с подземными водами, проверялась по соотношению

$$Q_э < Q_{\text{емин}} + \frac{\alpha V_е}{t} - Q_{\text{еср}},$$

где $Q_э$ — эксплуатационные запасы подземных вод;

$Q_{\text{емин}}$ — минимальный расход грунтового потока в ложбине стока;

$V_е$ — естественные запасы подземных вод в ложбине стока;

α — коэффициент, равный 0,3—0,5;

t — время, в течение которого отсутствуют питание в результате влагообмена с зоной аэрации, равное 4—6 месяцам;

$Q_{\text{еср}}$ — естественные ресурсы подземных вод в ложбине стока (средний расход грунтового потока).

Эксплуатационные запасы трещинных вод в сухих распадках и долинах малых ручьев, определенные таким образом, составляют обычно от нескольких сот до 2—3 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$. В депрессиях площадью несколько квадратных километров, выполненных хорошо проницаемыми валунно-галечными отложениями, эксплуатационные запасы подземных вод достигают первых десятков тысяч кубических метров в сутки.

Суммарные эксплуатационные запасы для упомянутого участка Восточно-Камчатского гидрогеологического массива составили $12\,800\text{ м}^3/\text{сутки}$, модуль эксплуатационных запасов для этого участка равен $3,1\text{ л/сек с }1\text{ км}^2$.

Для участка Паратунско-Приокеанского гидрогеологического массива эксплуатационные запасы составили 70 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$. Модуль эксплуатационных запасов для данного участка равен $5,5\text{ л/сек с }1\text{ км}^2$. Необходимо отметить, что из общей суммы эксплуатационных запасов подземных вод массива эксплуатационные запасы трещинных вод составляют всего 35 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$, а остальные запасы подземных вод сосредоточены в межгорных впадинах общей площадью 9 км^2 , выполненных морскими и аллювиальными галечниками. Модуль эксплуатационных запасов для трещинных вод на площади 138 км^2 равен $2,9\text{ л/сек с }1\text{ км}^2$, а для вод четвертичных отложений — $42\text{ л/сек с }1\text{ км}^2$.

В табл. 62 приведены модули эксплуатационных запасов для гидрогеологических массивов, определенные в результате экстраполяции вышеприведенных данных с учетом конкретных гидрогеологических условий.

Общие эксплуатационные запасы гидрогеологических массивов даны в табл. 63.

Запасы подземных вод Центрального и Восточного вулканических супербассейнов оцениваются исходя из возможности их эксплуатации путем каптажа естественных выходов, приуроченных к вулканогенным образованиям. Глубокое залегание подземных вод на значительной площади распространения эффузивных покровов часто определяет нецелесообразность захвата этих вод скважинами. Естественные выходы подземных вод представлены здесь родниками с дебитами от единиц до нескольких десятков и даже сотен и тысяч (суммарные дебиты линейных выходов) литров в секунду. Расход на 1 м линейного выхода чаще составляет $0,5\text{—}2,0\text{ л/сек}$, достигая иногда 40 л/сек . В зимний период, судя по результатам немногочисленных гидрометрических наблюдений за реками, собирающими воды четвертичных вулканогенных пород, дебиты родников снижаются в 3—5 раз.

Модули эксплуатационных запасов для площадей распространения вулканогенных пород четвертичного возраста, оцененные по минимальным расходам родников, даны в табл. 62. Приведенные в этой же таблице модули эксплуатационных запасов для мощных толщ рыхлых пирокластических отложений, распространенных в пределах вулканических супербассейнов, рассчитаны так же, как модули эксплуатационных запасов артезианских бассейнов. Расчетные формулы преобразованы лишь применительно к безнапорным водам.

Общие эксплуатационные запасы подземных вод вулканических супербассейнов складываются из запасов вод в вулканогенных породах (преимущественно эффузивных), в рыхлых пирокластических отложениях и в аллювиальных отложениях речных долин.

В табл. 64 приведен расчет обеспеченности эксплуатационных запасов на срок эксплуатации 10^4 суток.

По Н. Н. Биндеману и Ф. М. Бочеву (1964), эксплуатационные ресурсы представляют собой предельную величину и характеризуют общие потенциальные возможности региона. В обобщенном виде эксплуатационные ресурсы региона могут быть оценены как сумма упругих и статических запасов естественных ресурсов и речного стока с соответствующими поправочными коэффициентами, характеризующими долю использования источников питания в течение периода эксплуатации. В наших расчетах (см. табл. 64), учитывая слабую изученность гидрогеологических условий региона, коэффициент использования упру-

Таблица 64

Сводная таблица запасов подземных вод Камчатки, млн. $\text{м}^3/\text{сутки}$

Гидрогеологическая структура	Эксплуатационные запасы	Обеспеченность эксплуатационных запасов				
		за счет сработки упругих запасов	за счет использования естественных (статических) запасов	за счет естественных ресурсов	за счет поступления из рек	суммарные эксплуатационные ресурсы для расчетного периода эксплуатации
Большерецкий арт. бассейн	31,84	1,24	7,50	13,78	11,23	33,75
Паланский арт. бассейн	4,89	0,63	0,76	6,12	0,60	8,11
Тигильский арт. бассейн	6,03	0,50	0,40	2,60	3,99	7,49
Козыревский арт. бассейн	13,05	0,34	3,80	7,22	2,42	13,78
Озерновский арт. бассейн	4,92	0,25	1,35	5,82	1,29	8,71
Парапольский арт. бассейн	0,30	0,15	0,53	0,35	0,21	1,24
Богачевский арт. бассейн	2,82	0,08	0,85	2,02	1,64	4,59
Тюшевский арт. бассейн	1,89	0,04	0,44	0,72	1,38	2,58
Малкинско-Ганальский массив	3,11	—	0,06	2,82	1,90	4,78
Анави́нско-Кинки́льский массив	10,58	—	0,74	11,82	1,60	14,16
Паратунско-Приоканский массив	5,49	—	0,68	4,55	3,54	8,77
Массивы Восточно-Камчатский и полуостров восточного побережья	6,93	—	0,58	10,62	0,69	11,89
Центрально-Камчатский вулканический супербассейн	1,40	—	1,22	3,22	—	4,44
Восточно-Камчатский вулканический супербассейн	8,41	—	5,58	11,02	2,01	18,61
Всего по Камчатской складчатой обл.	101,66	3,23	24,49	82,68	32,50	142,90

ных запасов принят равным 0,5, коэффициенты использования статических (естественных) запасов приняты равными 0,25, а за долю использования речного стока приняты привлекаемые ресурсы, составляющие около 0,15 суммарного расхода крупных рек региона.

Приближенно оцененные прогнозные эксплуатационные запасы пресных подземных вод Камчатки составляют около 102 млн. $\text{м}^3/\text{сутки}$. Эти запасы обеспечены источниками питания на расчетный срок эксплуатации. Учитывая, что при балансовом расчете принято к использованию всего 25% естественных ресурсов пресных подземных вод, при дальнейшем изучении региона общие прогнозные запасы могут быть значительно увеличены.

Оценка прогнозных эксплуатационных запасов пресных подземных вод Курильских островов вследствие почти полного отсутствия фактических данных не производилась. Однако основные закономерности рас-

предела естественных и эксплуатационных запасов пресных подземных вод и их соотношение с естественными ресурсами, установленными для Камчатки, должны иметь аналогичный характер и для Курильских островов

Глава 12

СУЩЕСТВУЮЩЕЕ И ПЕРСПЕКТИВНОЕ ВОДОСНАБЖЕНИЕ

Подземные (холодные) воды Камчатки в настоящее время используются преимущественно для водоснабжения. Общее количество их, потребляемое населением, промышленностью и сельским хозяйством, по сугубо ориентировочным подсчетам составляет около 100 тыс $\text{м}^3/\text{сутки}$. Использование подземных вод на территории полуострова крайне неравномерное, что объясняется различной освоенностью отдельных его районов. В целом из указанной выше величины суммарной производительности всех водозаборов на рассматриваемой территории приблизительно 50% приходится на незначительный по площади участок в окрестностях Авачинской губы, включающий г. Петропавловск-Камчатский и часть Елизовского района, где сконцентрировано свыше 60% всего населения полуострова.

В настоящее время наряду с подземными водами важную роль в водоснабжении играют поверхностные воды многочисленных рек и ручьев. Схематическая карта существующего водоснабжения Камчатки (рис. 35) отражает разнообразие используемых источников водоснабжения. Так, районы западного и северо-восточного побережий и центральной части полуострова (долина р. Камчатки), а также густонаселенный район, прилегающий к Авачинской губе, используют преимущественно подземные воды.

Из общей величины отбора подземных вод около 85% приходится на долю водоносных горизонтов рыхлых четвертичных отложений, остальная часть отбирается из четвертичных эффузивов и дочетвертичных пород. На юго-западном побережье полуострова и в устье р. Камчатки ведущую роль играют поверхностные воды.

Эксплуатация подземных вод осуществляется в большинстве случаев разрозненными скважинами и колодцами, часто используются каптажи родников. Всего на территории полуострова эксплуатируется около 130 скважин и свыше 600 колодцев. В ряде населенных пунктов вблизи Авачинской губы функционируют групповые скважинные водозаборы.

По условиям водоснабжения территория Камчатского полуострова может быть разделена на три района:

- 1 Западное и восточное побережья
- 2 Центрально-Камчатская депрессия
- 3 Горные области

Наиболее осложнены условия водоснабжения морских побережий в связи с существованием гидравлической связи пресных подземных и речных вод с солеными водами моря, что обусловлено высокими фильтрационными свойствами развитых в прибрежной полосе гравийно-песчаных отложений. Суммарный отбор подземных вод на западном побережье составляет около 1,9 тыс $\text{м}^3/\text{сутки}$, из них 40% падает на долю вод рыхлых морских образований четвертичного возраста и только около 3% извлекается из палеогеновых и неогеновых пород. На эксплуатации подземных вод морских четвертичных отложений западного побережья Камчатки основано водоснабжение Крутогоровского и Кировского рыбокомбинатов, а также сел Усть-Хайрюзово и Устьевое.

В с. Усть-Хайрюзово функционирует 13 колодцев глубиной 5—7 м с суммарным расходом воды 40 м³/час, а также две неглубокие скважины. Уровень грунтовых вод резко колеблется.

В весьма затруднительном положении находится Крутогоровский рыбокомбинат, где в береговой полосе подземные воды морских отложений имеют горьковато-соленый привкус. Зимой уровень вод снижается на 1,5—3,0 м. Для технических нужд используется вода лагуны.

Значительную роль в современном водоснабжении районов западного побережья Камчатки играют подземные воды четвертичных аллювиальных отложений, обеспечивающие более 20% общего расхода всех водозаборных сооружений. Воды извлекаются колодцами глубиной от 1,5 до 8,0 м, реже — неглубокими скважинами. Широко применяются забивные фильтры, снабженные ручными поршневыми насосами. Дебиты колодцев обычно не превышают 1 л/сек. Максимальная расчетная производительность совершенных колодцев может достигать 3—5 л/сек. Значительной водообильностью характеризуется аллювий в районе пос. Усть-Большереецк. Скважиной здесь были вскрыты подземные воды с дебитом 18—19 л/сек при высоте пьезометрического уровня над поверхностью земли 13 м. Воды надежно защищены от загрязнения с поверхности 2,5-метровым пластом аллювиальных глин.

На эксплуатации описываемого водоносного комплекса базируется водоснабжение сел Тигиль, Крутогорово, Соболево, Кихчик, поселков Запорожье, Усть-Большереецк. В прибрежных районах во время приливов происходит подпор грунтовых вод.

Не менее важна с точки зрения водоснабжения роль четвертичного флювиогляциального горизонта, достаточно широко развитого в террасах речных долин. На его долю приходится также более 20% общего отбора подземных вод по региону. В селах Седанка, Карымай, Больше-рецкий Совхоз, пос. Усть-Большереецк воды каптированы колодцами глубиной от 1 до 20 м, дебиты которых обычно не превышают 1 л/сек. Суммарный дебит колодцев пос. Усть-Большереецк не обеспечивает полностью потребностей в воде, в связи с чем на ближайшие годы плани-

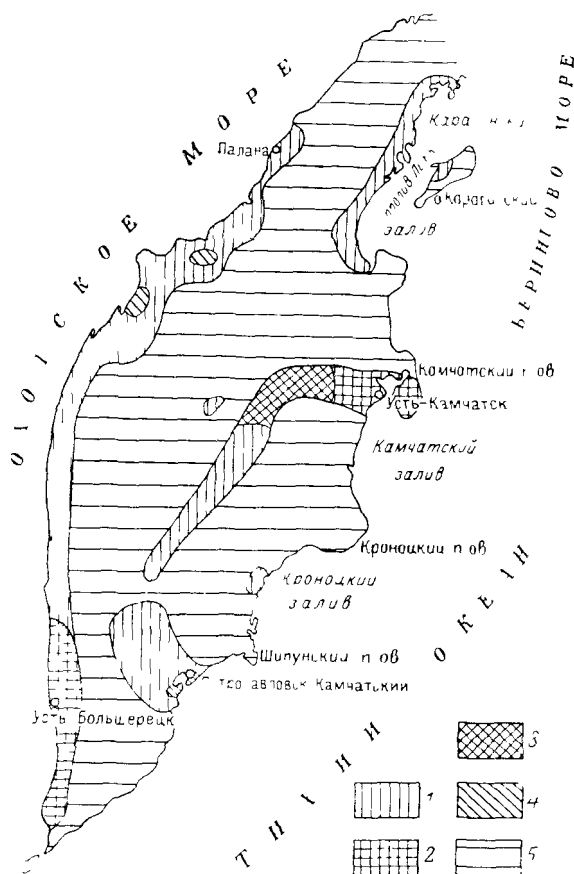


Рис. 35 Схематическая карта существующего водоснабжения Камчатки (составила Е. Л. Краевая, 1968)

Районы, использующие для водоснабжения 1 — преимущественно подземные воды рыхлых четвертичных отложений, 2 — поверхностные воды и подземные воды рыхлых четвертичных отложений, 3 — поверхностные воды и подземные воды четвертичных эффузивов, 4 — преимущественно подземные воды дочетвертичных пород, 5 — незаселенные горные районы

руется переход к централизованному водоснабжению, которое может осуществляться за счет подземных вод четвертичных аллювиальных или флювиогляциальных отложений.

Водоносный комплекс ниже-среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений, наиболее широко развитый в южной части Западно-Камчатской равнины, мало изучен. В небольших поселках рационально каптировать воды этого комплекса колодцами глубиной до 15 м. Водами этого комплекса снабжаются поселки Ичинский, Пымта и с. Русь.

Ввиду возможного загрязнения подземных вод рыхлых отложений Западной Камчатки для водоснабжения ее населенных пунктов рекомендуются более глубокие водоносные комплексы, приуроченные к песчаникам, конгломератам и алевrolитам неогена и палеогена. Малые потребности в воде могут быть удовлетворены за счет каптажей родников, дебиты которых не превышают 1 л/сек. В настоящее время воды коры выветривания палеоген-неогеновых образований используются очень слабо. Трещинные источники в селах Ковран, Корн, Тигиль, Напан каптированы трубами. Село Тигиль в течение 1969—1970 гг. будет переведено на централизованное водоснабжение. Потребное количество воды (3400 м³/сутки) на основании предварительных изысканий и расчетов предполагается обеспечить двумя скважинами, пробуренными на глубину 100 м в трещиноватых андезитах. В пос. Палана это же количество воды будет обеспечиваться четырьмя разведочно-эксплуатационными скважинами такой же глубины.

Приморская заболоченная низменность на восточном побережье Камчатки слабо заселена. Суммарный отбор воды из всех горизонтов и комплексов составляет здесь около 1,6 тыс. м³/сутки. Интенсивнее других эксплуатируется водоносный комплекс четвертичных морских отложений, воды которого обеспечивают 80% общего расхода всех водозаборов. Мощность зоны пресных вод в прибрежной полосе не превышает 5—6 м. Во многих колодцах, находящихся на узких косах и островах, при понижении уровня более чем на 0,5 м, а также во время приливов и штормов вода интенсивно засоляется. Отсутствие легкодоступных источников более качественных вод заставляет население сел Анапка, Карага, Макарьевское, Дранка и Ивашка использовать солоноватую воду с минерализацией до 1500 мг/л.

Наиболее благоприятные условия водоснабжения у пос. Оссора, расположенного на 4—6-метровой морской аккумулятивной террасе, отделенной от коренного берега узким пресноводным озером. Ширина террасы не превышает 0,8 км. Водоснабжение поселка основано на использовании грунтового потока пресных вод морских отложений террасы, вскрываемых 19 колодцами, из которых: 16 глубиной около 3 м имеют дебит до 3 л/сек; 3 колодца глубиной до 6 м имеют суммарную производительность около 500 м³/сутки. Несмотря на близость моря, засоление грунтовых вод при интенсивной эксплуатации не происходит, т. к. имеет место подток пресных вод со стороны озера.

Приморская низменность по побережью Берингова моря и в устье р. Камчатки характеризуется неблагоприятными условиями водоснабжения. Отсутствие в кровле водоносного комплекса защитного водупора обуславливает загрязнение подземных вод. Наиболее крупным населенным пунктом здесь является районный центр — г. Усть-Камчатск. В его водоснабжении важная роль принадлежит р. Камчатке, а также подземным водам четвертичных морских и дельтовых образований, эксплуатируемым в пределах морской аккумулятивной террасы 24 колодцами. Суммарная производительность действующих в настоящее время водозаборов не обеспечивает полностью потребностей г. Усть-Камчатска, в связи с чем на ближайшие годы намечено строи-

тельство центрального водопровода из р Камчатки с водозабором, расположенным выше пос Варгановка

В районе приморской заболоченной низменности крайнего северо-востока Камчатки более рационально эксплуатировать комплекс верхнемиоцен-плиоценовых осадочных отложений, имеющий значительные запасы пресных вод хорошего качества. Воды этого комплекса в настоящее время используются для водоснабжения пос Ильпырского. Скважины, пройденные в сквозном талике долины ручья, вскрыли напорные пресные воды на глубине от 13 до 32 м. Одна из этих скважин сейчас эксплуатируется с дебитом около 130 м³/сутки. Летом здесь интенсивно используются грунтовые воды деятельного слоя морских отложений. Колодцы, расположенные на гравийно-песчаных косах, вскрывают солоноватые, сильнозагрязненные воды, дебиты колодцев не более 3 л/сек, тогда как на аккумулятивных террасах они возрастают до 5—6 л/сек при допустимом понижении уровня на 1—2 м.

Центрально-Камчатская депрессия, охватывающая Козыревский и частично Озерновский артезианские бассейны, располагает значительными запасами пресных подземных вод неглубокого залегания, приуроченных к выполняющим депрессию рыхлым ниже-верхнечетвертичным образованиям большой мощности. В настоящее время эти воды используются для водоснабжения всех населенных пунктов в долине р Камчатки. Суммарный водоотбор приближенно составляет 2000 м³/сутки, что является лишь ничтожной долей естественных запасов грунтовых вод Козыревского артезианского бассейна.

Эксплуатация подземных вод осуществляется колодцами глубиной от 3 до 16 м в пределах низких террас р Камчатки. Всего здесь насчитывается более 120 колодцев. Дебиты их варьируют от 0,08 до 2,2, чаще 0,4—0,6 л/сек при понижении уровня от 0 до 0,8 м. В с Мильково эксплуатируется скважина глубиной 110,2 м, пробуренная на террасовидной поверхности, возвышающейся на 6 м над урезом воды в р Камчатке. Напорные воды с глубины 60 м поступают самотеком с дебитом от 2 до 3,5 л/сек. Наряду с колодцами широко используются забивные фильтры, оборудованные ручными поршневыми насосами. Только в с Мильково их насчитывается до 160.

Для крупного централизованного водоснабжения целесообразно строительство инфильтрационных водозаборов с привлечением речных вод. Перспективным можно считать также бурение глубоких скважин, захватывающих наряду с грунтовыми пластовые воды конгломератов, песчаников и алевролитов неогенового возраста. Мощность зоны пресных вод для Козыревского артезианского бассейна ориентировочно оценена в 400 м.

Весьма важная роль в вопросе водоснабжения населенных пунктов северной части Центрально-Камчатской депрессии в настоящее время принадлежит подземным водам четвертичных вулканогенных пород,лагающих Восточный вулканический район. Используемое количество этих вод, по приближенным подсчетам, составляет около 4 тыс м³/сутки. Наиболее значительный водопотребитель — пос Ключи расположен у подножья влк Ключевская Сопка. Кроме каптажей восходящих источников в русле р Камчатки, здесь эксплуатируются 12 шахтных колодцев и две неглубокие скважины, заложенные на низких отметках в 5 км от уреза воды в реке и встретившие безнапорные и слабонапорные воды на глубине 1,0—1,25 м. Колодцы глубиной 7—8 м вскрывают обводненные по трещинам базальты. Ряд колодцев большого диаметра оборудован железобетонными креплениями, в центре которых пробурены скважины. Производительность этих колодцев достигает 480—760 м³/сутки.

В селах Майское и Козыревск, расположенных по правому берегу р Камчатки у подножья западного склона вкл Ключевская Сопка, воды из тех же эффузивов извлекаются 30 колодцами глубиной 3,2—7,5 м. Как уже отмечалось, получение трещинных вод из эффузивов возможно не повсеместно. Скважина глубиной 41 м, пробуренная в 14 км юго-восточнее с Майское в эффузивных породах, оказалась безводной.

Горные области, занимающие основную часть территории полуострова, располагают значительными, но почти не используемыми естественными запасами пресных подземных вод, приуроченных главным образом к верхней, наиболее трещиноватой зоне пород различного возраста.

В районе, расположенном южнее устья р Камчатки, значительные запасы пресных вод заключены в мощных толщах рыхлых пирокластических отложений четвертичного возраста. Однако использование их составляет лишь немногим более 3,5% от общего отбора подземных вод на полуострове. Водозаборы сконцентрированы в Елизовском районе и тяготеют к обширным полям пирокластических образований Корякско-Авачинской группы вулканов.

Широко распространенный в горных районах Камчатки водоносный комплекс вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста, неизученный в северной части территории, играет важную роль в водоснабжении ряда населенных пунктов, расположенных на берегах Авачинской губы.

Перспективным здесь можно считать и комплекс ниже-среднеиоценовых туфогенно осадочных отложений. Комплекс водообилен и надежно защищен от поверхностного загрязнения. В настоящее время использование вод этого комплекса ничтожно. В с Кроноки каптированы четыре родника, имеющие суммарный дебит 2,5 л/сек. Зимой их дебит снижается.

Водоносный комплекс осадочных отложений палеогена, развитый в северной части полуострова по обе стороны Срединного хребта, не может быть рекомендован для водоснабжения ввиду слабой водообильности и малой мощности зоны пресных вод.

Кремнисто-вулканогенные образования верхнего мела, осадочные отложения мезозойского возраста, палеозойские (?) и протерозойские (?) метаморфизованные и метаморфические породы являются весьма пестрыми по водообильности. Из них полно изучена и широко эксплуатируется лишь верхняя трещиноватая часть комплекса верхнемеловых образований, развитого в районе г Петропавловска Камчатского.

Елизовский район и г Петропавловск-Камчатский располагают большим количеством водозаборов подземных вод в виде одиночных скважин и шахтных колодцев. Всего здесь эксплуатируется более 100 буровых скважин и свыше 200 колодцев, сконцентрированных в окрестностях Авачинской губы и в долинах рек Паратунки и Авачи.

Роль подземных вод в общем балансе водопотребления постоянно возрастает. По приближенным подсчетам, только за период после 1960 г в Елизовском районе введены в строй водозаборы суммарной производительностью свыше 16 тыс $\text{м}^3/\text{сутки}$, а на территории города и близлежащих населенных пунктов (Моховая, Сероглазка, Нагорный и др.) ее величина превышает 25 тыс $\text{м}^3/\text{сутки}$. В поселках Елизово, Моховая и других за последние 6 лет сооружены водозаборы подземных вод производительностью свыше 1000 $\text{м}^3/\text{сутки}$ каждый.

Из табл 65 следует, что в указанном районе в настоящее время наибольший объем воды отбирается из современных морских и дельто

Таблица 65

**Естественные ресурсы и характеристика использования подземных вод
водоносных комплексов и горизонтов района Авачинской губы**

Водоносные комплексы или горизонты отложений	Естественные ресурсы, тыс. м ³ /сутки	Величина современного водоотбора, тыс. м ³ /сутки	Процент использования естественных ресурсов
Современных делювиальных и пролювиальных	Не опр.	3,1	—
Современных аллювиальных	190	3,5	—
Современных морских и дельтовых	1036	1,6	7,6
Четвертичных пирокластических		7,3	0,7
Четвертичных флювиогляциальных и ледниковых, верхнечетвертичных аллювиальных			
Средне-верхнечетвертичных озерных*	155,5	7	4,6
Среднечетвертичных дельтовых	270	6,3	2,4
Верхнемиоцен-плиоценовых вулканогенных	—	1,5	—
Среднемиоценовых вулканогенно-осадочных	333	9	2,7
Вулканогенно-осадочных	195	—	—
Верхнемеловых кремнисто-вулканогенных	16,9	4,55	26,9

* На карте не показаны в связи с малой распространенностью.

вых отложений, приуроченных к побережьям Авачинской губы и Тихого океана.

Эксплуатация осуществляется скважинами глубиной 27—64 м, производительность которых достигает 500—1900 м³/сутки. Наибольшей водообильностью характеризуются морские отложения аккумулятивных террас. Менее перспективны дельтовые и лагунные образования.

Возможность использования для водоснабжения безнапорных и слабонапорных вод морских отложений в ряде прибрежных районов осложняется существованием гидравлической связи их с солеными водами моря. Установлено, что влияние подтока морских вод ощущается на расстоянии в несколько сот метров от берега. Однако самоизливающаяся скважина глубиной 16 м в пос. Сероглазка, пробуренная в 150 м от берега моря на отметке 19 м, соленых вод не встретила. Благоприятными условиями располагает и район к северо-востоку от г. Петропавловска-Камчатского. Высокая водообильность толщи морских отложений здесь обусловлена связью с вышележащими водоносными пирокластическими образованиями. На ряде участков побережья Авачинской губы воды морских песков, залегающие на глубинах от 0 до 1,5 м, тесно связаны с водами болот, что, наряду с легкой засолняемостью вблизи соленых проток, делает их здесь непригодными для практического использования.

В целях водоснабжения г. Петропавловска-Камчатского и его окрестностей широко эксплуатируются подземные воды комплекса верхнемиоцен-плиоценовых вулканогенных образований алнейской серии. Воды отбираются двумя десятками одиночных скважин, пробуренных в понижениях рельефа на глубину 35—140 м, чаще — 40 м в трещиноватых андезитах, переслаивающихся с туфами и туфоконгломератами. Скважинами захватываются преимущественно трещинные воды коры выветривания, имеющие свободную поверхность. Водообильность пород на различных участках неодинакова, в ряде случаев она достигает 700—1500 м³/сутки при понижениях 6—14 м, но обычно составляет 80—300 м³/сутки. Естественная разгрузка рассматриваемого водоносно-

го комплекса в виде источников с дебитом 0,5—2 л/сек отмечается на южном берегу Авачинской губы. В ряде случаев выходы вод каптированы и используются для водоснабжения.

Сравнительно широко используются воды среднечетвертичных — современных флювиогляциальных отложений. В долинах рек Микижи, Паратунки и других они отбираются несовершенными скважинами глубиной от 25 до 105 м (район пос. Дальнего), от 25 до 29 м (пос. Елизово). Дебиты скважин достигают 5—20 л/сек при весьма малых понижениях уровня. Эксплуатационный суточный расход скважины в районе с. Коряки составляет 3 тыс. м³/сутки при понижении уровня до 2 м. Эта скважина, пройденная в галечно-щебенисто-песчаных отложениях до глубины 62 м, не вскрыла полной мощности флювиогляциальной толщи. Очевидно, при закладке совершенных скважин можно получать еще большее количество воды. Рекомендуемые типы водозаборов — колодцы и скважины в понижениях рельефа.

Довольно интенсивно эксплуатируется в пределах описываемого региона водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных озерных отложений, развитый на небольшой площади к северо-западу от г. Петропавловска-Камчатского. Наивысшими дебитами (до 13 л/сек) обладают скважины, вскрывшие песчано-галечно-валунную толщу. Воды залегают близко к поверхности и слабо изолированы от загрязнения.

Среди неглубоко залегающих водоносных комплексов наибольшее площадное распространение в пределах региона имеет сложный комплекс современных и средне-верхнечетвертичных пирокластических отложений. Воды комплекса эксплуатируются разрозненными скважинами глубиной до 80 м, производительность которых не превышает 200—300 м³/сутки. Наиболее значительным потребителем этих вод является пос. Моховая. Групповой водозабор суммарной производительностью около 8 тыс. м³/сутки состоит здесь из 16 скважин глубиной от 7 до 19 м, вскрывающих вблизи поверхности земли слаборапорные воды. Влияние моря на рост минерализации воды сказывается в районе поселка незначительно: в 50—60 м от уреза воды в бухте минерализация воды не превышает 200 мг/л, тогда как в более удаленных скважинах она снижается до 100 мг/л.

Как следует из табл. 65, интенсивно используются подземные воды верхнемеловых кремнисто-вулканогенных пород, обнажающихся на сравнительно небольшой территории. Наиболее продуктивной является кора выветривания, в пределах которой каптирован ряд источников. Скважины, пробуренные до глубины 35—190 м, имеют производительность не более 150—160 м³/сутки. Еще перспективнее скважины, эксплуатирующие воды современных делювиально-пролювиальных толщ.

Водоносный комплекс четвертичного аллювия, широко развитый на описываемой территории, мало эксплуатируется в настоящее время. В поселках Лесной, Коряки, Николаевка, Елизово и других, расположенных в долинах рек Авачи и Паратунки, эксплуатация ведется скважинами и колодцами, в большинстве случаев разрозненными и невзаимодействующими. Глубина скважин колеблется от 2,7 до 78 м, глубина колодцев около 10 м. Наиболее крупным потребителем подземных вод современного аллювия является пос. Елизово, где две скважины глубиной по 30 м подают в водопровод ежесуточно около 1,2 тыс. м³ воды. В маловодные периоды года повсеместно отмечается резкий спад уровня грунтовых вод, что приводит зачастую к полному осушению неглубоких колодцев. Так, годовая амплитуда колебаний уровня в одном из колодцев пос. Паратунка, по данным Камчатской гидрогеологической станции, составляет 7,54 (1966 г.) и 8,12 м (1967 г.).

Воды горизонта современных делювиально-пролювиальных отложений отбираются несколькими скважинами в черте города. Суммарный расход четырех скважин достигает 1000—1400 м³/сутки. Эксплуатация осуществляется только зимой.

Воды горизонта среднечетвертичных дельтовых отложений каптированы несколькими разобщенными скважинами глубиной 30—80 м, имеющими производительность 300—600 м³/сутки.

Эксплуатация в целях водоснабжения других водоносных комплексов и горизонтов крайне незначительна. Современное использование пресных подземных вод в районе намного ниже потенциальных возможностей обводненных толщ. Величина водоотбора не достигает и 10% величины естественных ресурсов. Исключением является лишь комплекс верхнемеловых образований, занимающий небольшую площадь в наиболее густонаселенной части полуострова. Для горизонта современного аллювия сравнение естественных ресурсов с размерами использования можно произвести по усредненной величине удельного водоотбора для всей площади распространения горизонта и значениям средних минимальных модулей подземного стока раздельно для бассейнов рек Авачи и Быстрой (под удельным водоотбором понимается частное от деления величины суммарного водоотбора из данного водоносного горизонта или комплекса на площадь его распространения). Удельный водоотбор составляет лишь 0,08 л/сек с 1 км², тогда как средний минимальный модуль для бассейна р. Авачи равен 10,5—10,7 л/сек с 1 км², а для бассейна р. Быстрой — 1,6—2,1 л/сек с 1 км². На базе вод аллювия долины р. Авачи намечено строительство водозабора для г. Петропавловска-Камчатского, пос. Елизово и других близлежащих населенных пунктов.

На Командорских островах потребности в хозяйственно-питьевой воде удовлетворяются целиком за счет поверхностных вод. Основная роль принадлежит этим водам и в водоснабжении Курильских островов. В ряде поселков, расположенных на речках и горных ручьях, построены централизованные водозаборы, снабженные водопроводами.

Из развитых здесь водоносных комплексов наиболее перспективным можно считать комплекс четвертичных вулканогенных образований, разгружающийся часто в виде крупных источников, дающих начало ручьям. В настоящее время на территории Курильских островов интенсивнее других эксплуатируется водоносный комплекс четвертичных морских песков и супесей, слагающих морские террасы и всхолмленные равнины, реже — водоносный комплекс песчано-галечных отложений пойм и надпойменных террас небольших рек. Скважинные водозаборы отсутствуют. Каптаж осуществлен исключительно кустарными колодцами. В пос. Южно-Курильские колодцы обеспечивают 2/3 потребности в воде.

Глубина колодцев на склонах холмов до 10 м, на наклонных равнинах — от 6 до 9 м, на первых морских террасах — от 1,5 до 8,5 м, мощность слоя воды в колодцах колеблется от 0,5 до 1,5 м. Дебиты варьируют от 0,01 до 0,25 л/сек при понижениях уровня 0,4—0,6 м.

На о-ве Кунашир каптированы подземные воды среднечетвертичных туфогенно-морских отложений, залегающие на глубинах от 0,4 до 11 м.

Сезонные колебания уровней грунтовых вод весьма значительны и достигают 2 м и более. Например, колодец глубиной 5,9 м в пос. Южно-Курильск, заложенный на пологонаклонной равнине в морских песках, в межень вычерпывается до дна. Наблюдаются колебания уровней в колодцах в соответствии с океаническими приливами и отливами.

Все колодцы оборудованы деревянными или бетонными крепями. Большая часть из них снабжена воротками для подъема воды.

Величина водоотбора повсеместно колеблется в значительных пределах из-за непостоянства численности населения на островах, сезонности рыбопромысловых работ. Недостаток в хозяйственно-питьевой воде не ощущается.

Таким образом, ведущая роль в существующем водоснабжении Камчатки, Курильских и Командорских островов принадлежит поверхностным водам. Описываемый регион располагает большими резервами пресных подземных вод, пригодных для водоснабжения, однако в районах морских и океанических побережий подземные воды подвержены засолению, что затрудняет их использование и требует строгого соблюдения правильного режима эксплуатации водозаборных сооружений. Строительство новых водозаборов должно предусматривать использование главным образом грунтовых и грунтово-трещинных, а также поверхностных вод.

Глава 13

БАЛЬНЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ

Минеральные источники Камчатки и Курильских островов издавна славятся своими целебными свойствами. В их солевом и газовом составе обнаружены почти все наиболее важные терапевтически-активные компоненты. В ряде случаев они близки по химическому составу широко известным в Советском Союзе и за рубежом лечебным минеральным водам (Нарзан, Ессентуки, Дарасун, Вайракей, Ля-Бурбуль, Котэре), и только сильноокислые воды фумарол по своему составу и бальнеологическим свойствам могут быть выделены в особый Курило-Камчатский тип.

По бальнеологической классификации подземных минеральных вод В. В. Иванова и Г. А. Невраева (1964), на Камчатке и Курильских островах встречается пять из шести выделенных ими групп вод: 1) воды без «специфических» компонентов и свойств; 2) углекислые — как холодные, так и горячие; 3) сульфидные; 4) железистые, мышьяковистые (мышьяковые) с высоким содержанием металлов Mn , Cu , Al , Zn и др., 5) бромные, йодные; 6) кремнистые термальные. Не обнаружены пока только родоновые воды, что, по-видимому, связано с недостаточной изученностью радиоактивности всех групп минеральных вод. Многие термоминеральные воды рассматриваемого региона можно одновременно отнести к нескольким бальнеологическим группам. Наиболее широко распространены кремнистые термальные, углекислые и железисто-мышьяковистые воды.

Рассмотрим существующее и возможное использование минеральных вод в лечебных целях по отдельным группам.

КРЕМНИСТЫЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

К этой группе относятся воды с содержанием H_4SiO_4 более 50 мг/л и температурой свыше 35° С. На Камчатке и Курильских островах известно 75 источников этой группы, которые по своему газовому составу являются преимущественно азотными и азотно-углекислыми и реже углекислыми и метановыми.

Кремнистые термальные воды применяются в ваннах при лечении суставов (артрита и полиартрита), последствий различных травм и ранений, заболеваний периферической нервной системы (радикулиты, плекситы, невриты и пр.), а также кожных (псориаз, экзема, дерматиты) и других заболеваний. По своему химическому составу и лечеб-

ным свойствам кремнистые термальные воды некоторых источников Камчатки и Курильских островов очень близки к широко известным минеральным водам той же группы других районов СССР и зарубежных стран. Так, аналогами известных вайракейских парогидротерм могут служить Паужетские (144), Киреунские (20), Гейзерные (76) источники на Камчатке и термы Горячего Пляжа (207) на о-ве Кунашир. Все они, как указывалось выше, относятся к своеобразной подгруппе азотно-углекислых «перегретых» терм, характерной лишь для областей современного вулканизма.

Эти кремнистые азотно-углекислые натриево-хлоридные термы, с общей минерализацией до 4,5 г/л содержат в значительных количествах кремневую (до 400 мг/л), метаборную и мышьяковистую (3 мг/л) кислоты, железо (45 мг/л), а также бром, фтор и йод.

Кремнистые термы Паужетки и Горячего Пляжа в бальнеологическом отношении пока не используются, хотя хорошая связь с населенными пунктами и наличие в районе их выходов других групп минеральных вод делает целесообразным их освоение и для лечебных целей.

Представителем джермукского типа углекислых, кремнистых, сульфатно-гидрокарбонатных натриевых вод на Камчатке является группа Тымлатских термальных источников, имеющих сульфатно-гидрокарбонатный натриевый состав и минерализацию 4 г/л. Содержание углекислоты 1,5—2 г/л.

«Начикинский тип» Камчатских азотных кремнистых термальных вод представлен 10 группами горячих источников, наиболее известными из которых являются Начикинские, Малкинские, Паратунские. Воды этого типа слабощелочные, хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией менее 2 г/л.

В настоящее время на азотных кремнистых термальных водах функционируют два бальнеологических санатория (на Начикинских и Нижне-Паратунских источниках) и несколько небольших водолечебниц и домов отдыха.

Начикинские источники расположены в 60 км на запад-северо-запад от г. Петропавловска-Камчатского и в 1,5 км на север от одноименного села. Открытые очаги разгрузки термальных вод размещаются на высокой террасе р. Плотниковой у подножья горы Зеркальце Начикинское. Микроклимат в этом районе весьма благоприятный для бальнеологического лечения.

Среднегодовая температура воздуха здесь составляет минус 3,1°С; средняя температура июля — плюс 12°С, января — минус 19,2°С. Среднее годовое количество осадков составляет 783 мм.

Основная группа термальных источников и скважин расположена на площадке длиной около 200 м и шириной до 25 м. Температура их колеблется от 27 до 80°С. Площадка заболочена, покрыта термофильными водорослями и грязевыми образованиями. Последние используются иногда местными жителями для термальных аппликаций. Суммарный дебит источников с учетом скрытой разгрузки составляет 12,5 л/сек.

Наиболее крупный из них каптирован бетонным колодцем, из которого вода с температурой 77°С и дебитом 5—7 л/сек отводится по трубам в ванное отделение санатория. По пути в трубопровод поступает термальная вода из более мелких выходов.

На участке выходов термальных вод пройдено 20 скважин глубиной от 20,1 до 365,9 м, из которых 4 скважины имеют глубины свыше 100 м. Термальные воды вскрыты на глубине 3—17 м. В 9 скважинах уровень воды установился выше земной поверхности на 0,25—8,8 м. Дебиты скважин 0,13—5,83, чаще до 1 л/сек; удельные дебиты 0,004—3,85 л/сек, преимущественно до 0,3 л/сек; суммарный дебит около 13 л/сек. Сква-

жины выводят на поверхность воды с температурой 38,0—84,3° С, обычно выше 60—70° С

Хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 1,2 г/л содержат кремневую (0,1 мг/л) и метаборную кислоты, фтор (2 мг/л), бром (0,1 мг/л) и обладают слабым запахом сероводорода. В незначительных количествах в воде содержатся цинк (0,07 мг/л) и литий (0,08 мг/л). Радиоактивность вод 0,75 махе, газа — 4,6 махе. Свободно выделяющийся газ представлен азотом. Скважинами вскрыты воды аналогичного состава и с минерализацией от 0,58 до 1,28 г/л.

На базе источников круглогодично функционирует санаторий «Начики» на 100 мест, где в деревянных корпусах расположены водо- и грязелечебница. При санатории имеется небольшое теплично-парниковое хозяйство, обогрев грунта в котором осуществляется термальными водами.

Ниже-Паратунские источники расположены в 35 км к западу от г. Петропавловска-Камчатского, у пос. Паратунки.

Выходы воды размещаются в долине р. Паратунки на отметках около 20 м. Средняя ширина долины 4 км, высота бортов около 400 м. Окружающие горы достигают высоты 600—1000 м. Местность поросла каменисто-березовым лесом, ольховым и кедровым стлаником.

Среднегодовая температура воздуха составляет плюс 0,6° С, самого холодного месяца (январь) — минус 12,4° С, самого теплого (август) — плюс 13,8° С. Среднее годовое количество осадков 1202 мм.

Выходы источников располагаются в основном у подножья левобережной первой надпойменной террасы реки. Они сосредоточены на четырех участках, в пределах которых насчитывается более десяти грифонов. Суммарный дебит источников 37 л/сек. Температура воды от 24 до 57° С. В пределах термальной площади в настоящее время пройдено восемь скважин глубиной до 498 м, вскрывших воды с температурой 60—97° С, и суммарным дебитом около 40 л/сек. Состав вод хлоридно-сульфатный и кальциево-натриевый с общей минерализацией 1,5 г/л. Они содержат кремневую (0,10 мг/л), метаборную и мышьяковистую кислоты, фтор (4 мг/л), йод (2 мг/л), бром (0,7 мг/л). В составе свободно выделяющихся газов присутствует 99,75% азота и 0,25% углекислого газа. Вода обладает запахом сероводорода. Радиоактивность воды не превышает 0,5 махе, а газа 8 махе, pH 6,9—8,2.

В местах выходов терм. отмечаются скопления сине-зеленых водорослей, которые используются для аппликаций и компрессоров при дерматозах. На базе источников функционирует санаторий «Паратунка», рассчитанный на 125 мест. В санатории имеется водо-грязелечебница с открытым бассейном, температура воды в котором 35—43° С.

Заслуживает внимания в лечебном отношении месторождение минеральных грязей оз. Утиное, расположенное на пойме р. Паратунки, в 1,5—2,0 км к северо-востоку от санатория. Дно озера сложено однородным, пластичным черным илом с запахом сероводорода. С поверхности ил покрыт тонкой коричневой железистой пленкой. Влажность минеральной грязи, по В. В. Иванову, 67—68%, удельный вес — 1,28, содержание органических веществ — 3,5—6,7%, сероводорода — 410—450 мг на 100 г сырой грязи (0,41—0,45%), засоленность — 0,35—0,67%. Запасы минеральной грязи ориентировочно составляют 30—40 тыс. м³. Благодаря большому количеству в озере органического материала, поступлению термальных сульфатных натриевых вод и интенсивным биологическим процессам, происходит восстановление сульфатов с образованием серного железа.

Нижне-Семлячикские термальные источники расположены на восточном побережье Камчатки, в районе лимана Семлячик

Среднегодовая температура воздуха составляет плюс $1,7^{\circ}\text{C}$, средняя температура февраля минус $7,7^{\circ}\text{C}$, августа — плюс $12,8^{\circ}\text{C}$ Среднее годовое количество осадков 947 мм

В геологическом строении района участвуют четвертичные вулканические образования среднего и кислого состава, слагающие подножье действующего влк. Бол. Семлячик

В пределах всхолмленной равнины, сильно расчлененной мелкими долинами рек и ручьев, отмечаются четыре группы горячих источников. Первая, наиболее крупная группа источников размещается в узкой и неглубокой долине руч. Ключ Горячий, в 5 км севернее лимана Семлячик и в 3,5 км на северо-запад от берега Кроноцкого залива. Многочисленные выходы термальных вод прослеживаются на протяжении 170 м. Дебит отдельных грифонов достигает 2—10 л/сек. Суммарный дебит источников, по данным В. В. Аверьева, Е. А. Вакина и Б. В. Ковалева, составляет около 400 л/сек. В результате слияния воды всех источников образуют бурный ручей с теплой водой. Температура воды источников достигает $49,5^{\circ}\text{C}$. Источники второй и третьей группы расположены у северо-восточного берега лимана Семлячик, а четвертой — в 3,5 км на запад от его восточного берега, в долине р. Старого Семлячика. Дебиты отдельных источников этих групп весьма незначительны. Температура воды не превышает $21,8\text{--}30,0^{\circ}\text{C}$ и только в четвертой группе достигает 40°C . Имеются также сообщения о наличии небольших выходов термальных вод и в некоторых других местах этого района, в частности на морском берегу.

Воды источников первой группы гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные, магниевые-кальциевые или натриево-магниевые-кальциевые с минерализацией до 1,8 г/л, содержащие кремневую ($0,25\text{ мг/л}$) и мышьяковистую (3 мг/л) кислоты и в незначительных количествах бор и свободную углекислоту (до 284 мг/л). Эти воды могут быть отнесены как к группе кремнистых, так и мышьяковистых. На базе источников первой группы функционирует небольшая водолечебница.

Малкинские термальные источники расположены в живописной местности в 5 км на восток от с. Малки, на левом пойменном берегу р. Ключевки (левый приток р. Быстрой). Долина реки имеет здесь ширину 0,4—0,5 км и с обеих сторон ограничена возвышенностями, поросшими каменноберезовым лесом.

На небольшой термальной площадке, покрытой галечником, расположено шесть групп грифонов, часть из них примитивно каптирована деревянными срубами, в которых термальная вода источников смешивается с холодной водой реки. Суммарный дебит источников около 12 л/сек, наиболее крупный выход имеет дебит 3 л/сек. Температура воды достигает 84°C . За последние 100 лет она не изменилась.

Воды источников азотные, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией до 618 мг/л , содержащие значительное количество кремневой кислоты ($0,12\text{ мг/л}$), а также метаборную, мышьяковистую ($0,1\text{ мг/л}$) кислоты и бром. Радиоактивность воды до 2—6 махв, газа — до 57 махв.

Рассматриваемые кремнистые термы расположены всего в 6,5 км от холодных углекислых источников. Наличие в одном районе вод, имеющих различное физиологическое воздействие на организм человека, в сочетании с хорошими климатическими условиями и живописной местностью предопределяет возможность создания здесь санатория.

Село Малка и г. Петропавловск-Камчатский связаны шоссейной дорогой.

Апачинские термальные источники размещаются в 90 км на запад-юго-запад от г. Петропавловска-Камчатского и в 15 км юго-восточнее с. Апачи, в долине р. Шикова.

Район выхода терм представляет собой пологохолмистую частично залесенную равнину, переходящую к юго-востоку в отроги хр. Балаганчик.

Среднегодовая температура воздуха составляет минус $0,9^{\circ}\text{C}$; средняя температура августа — плюс $12,2^{\circ}\text{C}$, января — минус $13,3^{\circ}\text{C}$. Среднее годовое количество осадков 675 мм.

Местность сложена моренными и флювиогляциальными отложениями, которые перекрывают нижне-среднемиоценовые кислые туфы. Отмечаются останцы покровов нижнечетвертичных эффузивов.

Источники расположены на площади 500 м². Они состоят из трех групп, в которых насчитывается 13 грифонов, выходящих на дне циркообразных углублений диаметром 2—4 м и глубиной 1—2 м. Дебиты отдельных грифонов 0,01—2,0 л/сек. Суммарный дебит источников около 11,5 л/сек. Температура воды 55—71 $^{\circ}\text{C}$. Состав вод хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриевый с минерализацией 0,7 г/л.

Все выходы образуют ручей, впадающий в р. Шикова. В русле ручья создано искусственное углубление в виде ванны длиной 20 м, шириной 2—4 м и глубиной около 1 м. Температура воды в ней летом 47 $^{\circ}\text{C}$. Дно и борта ванны покрыты термофильными водорослями темно-зеленого цвета, а в русле ручья плавают светло-желтые нитевидные водоросли. Другая ванна находится в закрытом помещении. В районе выходов имеется несколько жилых построек. Отсутствие удобных переправ через реки еще не позволяет широко использовать эти воды.

На Курильских островах типичным представителем кремнистых термальных вод, кроме упоминавшихся парагидротерм Горячего Пляжа, являются источники Горячий Ключ (194), относящиеся к подгруппе метановых терм. Они расположены в центральной части о-ва Итуруп. Выходы воды размещаются в поросшей лесом долине р. Благодатной. На восточной окраине пос. Ключи, неподалеку от источников построена бальнеолечебница «Горячий Ключ».

Средняя годовая температура воздуха +4,2 $^{\circ}\text{C}$, средняя температура февраля —6,9 $^{\circ}\text{C}$, августа +16,0 $^{\circ}\text{C}$. Среднее годовое количество осадков 1031 мм.

В районе источников развиты среднемиоценовые песчаники с линзами конгломератов. Породы трещиноваты и ожелезнены.

Всего отмечено два крупных выхода с суммарным дебитом 2 л/сек и температурой воды 45,5—55,0 $^{\circ}\text{C}$. Воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с общей минерализацией до 2,5 г/л, содержащие кремневую (0,182 мг/л) и метаборную кислоты, бром (2 мг/л), фтор (2 мг/л). В свободно выделяющемся газе присутствуют метан (57, 93%) азот (28, 33%) и углекислый газ (13, 74%), в то время как в растворенном газе содержание этих компонентов соответственно составляет 11,93; 37,49; и 50,58%.

Горячие Ключи — единственная группа минеральных источников на о-ве Итуруп, которая используется в лечебных целях. Вода источников по трубопроводам поступает в купальные павильоны и душевые установки.

УГЛЕКИСЛЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

К этой важной в бальнеологическом отношении группе минеральных вод Камчатки и Курильских островов относятся 22 источника, в том числе 7 термальных и 15 холодных.

Углекислые воды, как известно, применяются для лечения различных желудочно-кишечных и сердечно-сосудистых заболеваний.

В настоящее время среди углекислых минеральных вод можно выделить источники, близкие по своему ионному и газовому составу к широко известным в СССР типам вод: эссентукскому, дарасунскому, кисловодскому сульфатному нарзану и пятигорскому горячему нарзану.

Представителем первого типа углекислых вод на Камчатке являются Малкинские углекислые холодные источники. Они расположены в 110 км по шоссе от г. Петропавловска-Камчатского, на правом берегу р. Быстрой, против с. Малка.

Среднегодовая температура воздуха составляет минус 2,3°С. Самый теплый месяц (июль) имеет среднюю температуру плюс 12,8°С, самый холодный (январь) — минус 15,9°С. Среднее годовое количество осадков около 750 мм. Основные выходы воды приурочены к нижней части восточного склона горы Зеркальце (1033 м). Относительная отметка выходов — до 20—25 м.

Вода источников собирается в небольшое (15×30 м при глубине 3—4 м) овальной формы озеро, получившее название Молочное из-за белесого цвета воды. В северной части озера расположен пологий конус из травертина высотой 2,5 м и до 10 м в поперечнике. Из его центральной части выбивает вода. В 12—15 м над оз. Молочное в пределах небольшого уступа расположен второй выход минеральных вод. Около выходов отложились карбонатные и железистые осадки. В этом же районе наблюдается еще несколько мелких выходов минеральных вод. Температура воды 5,6°С. Суммарный дебит основных выходов, без учета подземного стока, составляет около 0,5 л/сек.

Из верхней группы выходов вода по трубопроводу поступает на левый берег р. Быстрой в большой бак. Там воду забирают в цистерны и отвозят в г. Петропавловск-Камчатский, где ее газифицируют и разливают в бутылки.

Воды углекислые, хлоридно-гидрокарбонатные, кальциево-натриевые с общей минерализацией до 5,3 г/л, содержащие метаборную и кремневую (57 мг/л) кислоты, железо (19,5 мг/л). Радиоактивность вод до 7,6 мкБк. Растворенные газы (99%) состоят из углекислого газа. Содержание свободной углекислоты 2,6 г/л, рН 6—7,1. В лечебном отношении эти воды относятся как к группе холодных углекислых, так и железистых.

Известно восемь групп углекислых источников Дарасунского типа, в том числе Богдановичские, Лево-Киучинские, Верхне-Кирганикские, группа Облуковинских и Хейванские, характерной особенностью которых является содержание углекислоты (до 2,2 г/л) и малая общая минерализация (менее 2 г/л) при варьирующем солевом составе.

Аналогом Дарасунских углекислых вод является Богдановичские источники, имеющие гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав и небольшую (0,7 г/л) минерализацию. Содержание свободной углекислоты доходит до 1,7 г/л.

Аналогом Кисловодского сульфатного нарзана можно считать Восточно-Огангичские углекислые источники, имеющие сульфатный гидрокарбонатно-кальциевый состав. Минерализация воды 2,5 г/л. Содержание свободной углекислоты 2 г/л.

Сходны по химическому составу с пятигорским горячим нарзаном Тимоновские термальные углекислые источники. Это слабокислые сульфатно-хлоридно гидрокарбонатные натриевые воды с общей минерализацией 2,8 г/л и содержанием углекислоты 0,7 г/л. Температура их на выходе 46°С.

Общий дебит бальнеологической группы углекислых источников составляет 310 л/сек, в том числе термальных — 60 л/сек и холодных — 250 л/сек.

Все они после соответствующего улучшения транспортных связей могут быть использованы как столовые и лечебно-питьевые, а воды источников, содержащих углекислоту более 1,42 г/л, — в виде ванн.

СУЛЬФИДНЫЕ ВОДЫ

Сульфидные воды представлены источниками (10 групп) с температурой 58—100°С на выходе. Наиболее известными из них являются Верхне-Семлячские, Озерновские, Камбальные и Верхне-Кошелевские. Все они слабоминерализованные (0,6—2,6 г/л), сульфатные, реже хлоридно-сульфатные, иногда с повышенным содержанием тяжелых металлов. Кроме того, как и все термальные воды Камчатки, они содержат большое количество кремниевой кислоты (90—350 мг/л), железа (до 195 мг/л) и мышьяка (до 2 мг/л).

К числу слабосульфидных источников относятся азотные, щелочные, кремнистые Нижне-Жировские и Озерновские термы с общей минерализацией 0,8—1,4 г/л и содержанием сульфидов 10—14 мг/л, кремниевой кислоты 130—160 мг/л и мышьяка до 2 мг/л.

Озерновские источники расположены на юго-западе Камчатки, в долине р. Озерной в 16 км от берега Охотского моря, где находится Озерновский рыбокомбинат. На них функционирует водолечебница «Озерновские Ключи».

Среднегодовая температура воздуха составляет плюс 1,4°С; средняя температура августа — плюс 11,9°С, февраля — минус 8,5°С. Среднее годовое количество осадков 636 мм.

Борта долины реки сложены вулканогенными отложениями среднего и кислого состава верхнемиоцен-плиоценового возраста, а также четвертичными пемзами. К юго-востоку расположены крупные действующие вулканы.

Основная группа источников находится на левом берегу реки на отметках 50—80 м. Самый верхний из них расположен в 40 м над тальвегом. Суммарный дебит выходов 8,8 л/сек. Температура воды 40,0—85,5°С.

Воды хлоридно-сульфатные, кальциево-натриевые с общей минерализацией 1,4 мг/л, содержащие в заметных количествах сероводород (14 мг/л), кремневую (130 мг/л) и метаборную кислоты, а также мышьяк (2 мг/л) и некоторые другие микрокомпоненты. Радиоактивность вод до 0,5 махе. Свободно выделяющийся газ состоит из азота (80%) и метана (20%).

На базе источников открыт дом отдыха рыбаков. Термальные воды поступают в несколько бетонных резервуаров и используются для купания. От Озерновского рыбокомбината к источникам подходит грунтовая дорога.

Типичными представителями сульфидных вод являются кислые, сульфатные кальциево-алюминиевые, сероводородные (122 мг/л), железистые (125 мг/л), кремнистые (350 мг/л) Верхне-Семлячские гидротермы. Общая минерализация их 1,7 г/л, температу-

ра 40—96° С. Суммарный расход источников этой бальнеологической группы — 100 л/сек.

Как и углекислые воды, крепкие сульфидные воды могут быть использованы при лечении сердечно-сосудистых заболеваний.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ И МЫШЬЯКОВИСТЫЕ ВОДЫ

Из источников этой группы можно выделить 22, в том числе 15 мышьяковистых (с содержанием мышьяка до 7—8 мг/л), 5 железистых (до 200 мг/л железа) и 2 железисто-мышьяковистых с очень высоким содержанием железа (400 мг/л) и мышьяка (свыше 20 мг/л).

Наиболее известными из этой бальнеологической группы являются термальные углекислые источники Налычевского типа: Налычевские, Горячереченские, Шайбные, Желтореченские, Таловые и Краеведческие. Они расположены в бассейне истоков р. Прав. Налычевой, примерно в 60 км севернее г. Петропавловска-Камчатского.

Район выходов источников представляет широкую межгорную котловину (Налычевский прогиб), поросшую парковым лесом из каменной и белой березы. Со всех сторон она окружена величественными вершинами действующих и потухших вулканов.

Среднегодовая температура воздуха составляет минус 2° С; средняя температура августа плюс 10—13° С, января — минус 14—15° С.

К Налычевскому прогибу приурочена сложная водонапорная система термальных вод, которые циркулируют преимущественно по трещиноватым андезитам, а также в перекрывающих рыхлых отложениях. Выходы источников прослеживаются с перерывами на расстоянии 8 км в полосе шириной до 2 км. Суммарные дебиты наиболее крупных групповых выходов термальных вод достигают 53,6 (Горячереченские) и 18 л/сек (Налычевские). Температура воды колеблется от 19 до 75° С.

Воды всех групп источников преимущественно хлоридные натриевые, в сравнительно небольших количествах присутствуют сульфат- и гидрокарбонат-ионы, а также кальций. В них обнаружены метаборная, кремневая и мышьяковистая кислоты, а из микрокомпонентов — бром, фтор, йод. Преобладающая общая минерализация вод 4,5 г/л, максимальная — 7,5 г/л. Свободно выделяющийся газ содержит 91—94% углекислоты и только в Таловых термах он на 94% состоит из азота.

На участке расположения Налычевских терм пройдено три скважины глубиной от 136 до 218 м, которые вскрыли на различных глубинах в неогеновых осадочно-вулканогенных образованиях и перекрывающих их четвертичных отложениях напорные воды с максимальной температурой 75° С. Дебит двух скважин на самоизливе 1,4—2,5 л/сек. В третьей скважине на глубине 118 м притоки составляли 10,0—15,2 л/сек при понижениях 0,7—2,7 м (удельный дебит 6,8—8,3 л/сек), а при глубине 205 м установившийся дебит скважин был равен 30 л/сек.

Наибольший интерес представляет Налычевская группа источников. Почти все термальное поле здесь занимает травертиновый купол диаметром 150—200 м, высотой 2,0—2,5 м, окруженный термальным блюдцем. В его пределах насчитывается 52 грифона термальных вод, дебиты которых достигают 1,6—1,9 л/сек. Суммарный дебит составляет 18 л/сек. Температура воды 75° С.

По бальнеологической классификации эти воды могут быть отнесены к мышьяковистым (12,9 мг/л), углекислым (0,46 мг/л), кремнистым (262 мг/л). Такие воды широко используются в лечебной практике.

Характерными представителями *железистых вод* являются широко распространенные на Курильских островах кислые сульфатно-хлорид-

ные фумарольные термы с высоким содержанием железа и алюминия. К ним относятся источники «Кислый Ключ», Верхне-Юрьевские, Восточно-Эбекские и др.

Источники «Кислый Ключ» расположены в южной половине о-ва Кунашир, в 8 км на юг от пос. Южно-Курильска. Здесь средняя годовая температура воздуха составляет плюс 5,2°С, средняя температура августа — плюс 17,3°С, а февраля — минус 4,8°С; среднее годовое количество осадков 1227 мм.

Источники выходят в районе северо-восточных отрогов действующего влк. Менделеева, в узкой долине р. Кислый Ключ (ист. Докторский) на отметках 40—80 м. Грифоны сконцентрированы в две группы, которые размещаются на расстоянии около 1 км друг от друга. Всего насчитывается восемь крупных выходов и множество мелких. Суммарный дебит выходов около 33 л/сек, температура воды достигает 88°С. На площади около 3000 м² развиты железистые отложения мощностью 5 м.

Воды сульфатно-хлоридные алюминиево-натриевые с общей минерализацией до 3,9 г/л, содержащие в значительных количествах кремневую (381 мг/л), метаборную и мышьяковистую (1 мг/л) кислоты, железо (157 мг/л), алюминий (108 мг/л), а также фтор (0,8 мг/л) и некоторые другие микрокомпоненты. Свободно выделяющийся газ состоит из азота (82,46%), метана (9,54%) и углекислого газа (8,01%), а растворенный — из азота (67,87%) и углекислого газа (32,13%).

На источниках функционирует небольшая бальнеолечебница «Кислый Ключ», которая связана грунтовой дорогой с пос. Южно-Курильском. Особенно эффективный бальнеотерапевтический результат получен при лечении на этих водах самых различных кожных заболеваний.

Суммарный расход источников железисто-мышьяковистой группы составляет 285 л/сек. По своему терапевтическому значению железистые и мышьяковистые воды представляют большую бальнеологическую ценность.

БРОМНЫЕ И ЙОДНЫЕ ВОДЫ

Из этой бальнеологической группы известен пока только один источник на Камчатке — Пушчинский с содержанием брома до 25 мг/л.

По химическому составу вода Пушчинского источника является углекислой (СО₂—0,74 г/л), бромной (25 мг/л), кремнистой (155 мг/л), гидрокарбонатно-хлоридной натриевой с общей минерализацией 6,3 г/л. Дебит источника 2,3 л/сек, температура воды на выходе — 42°С.

Как видно из приведенных данных, Пушчинский источник может быть с одинаковым основанием отнесен к бальнеологической группе углекислых термальных кремнистых вод.

Воды с высоким содержанием йода (15—50 мг/л) были вскрыты буровыми скважинами в районе с. Богачевки.

Лечебное значение бромных и йодных вод общеизвестно: первые применяются как регулятор высшей нервной деятельности, а йодные используются при лечении и для профилактики атеросклероза.

В заключение необходимо отметить, что огромные бальнеологические ресурсы Камчатки и Курильских островов используются крайне незначительно. В настоящее время здесь функционируют два санатория с постоянным медицинским обслуживанием: «Начики» и «Паратунка» (Камчатка) и две бальнеолечебницы — «Кислый Ключ» (о-в Кунашир) и «Горячие Ключи» (о-в Итуруп). Кроме того, в летнее время производится бутылочный разлив вод Малкинских холодных источников. На базе некоторых термальных источников периодически работают неболь-

шие водолечебницы, сооруженные колхозами или рыбокомбинатами (Озерновская, Апачинская, Нижне-Семлячическая, Эссовская и др.).

Еще большее количество термальных источников используется местными жителями «диким» образом. При расширении бальнеологических ресурсов края в первую очередь могут быть использованы термоминеральные источники, расположенные вблизи существующих дорог и населенных пунктов (Малкинские, Паужетские, Эссовские, Горячий Пляж, Банные, Налычевские).

Глава 14

ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ

Современные гидротермы вулканических областей условно разделяются на три вида: термальные воды с температурой до 100°C , термальные воды с температурой выше 100°C (перегретые) и воды переходящие в определенных условиях в пар, паро-газовую или паро-водяную смесь. Все они широко представлены на Камчатке и Курильских островах. В настоящее время на Камчатке насчитывается 112 групп различного вида термопроявлений, в том числе: с температурой $20\text{--}50^{\circ}\text{C}$ — 44 группы; $50\text{--}75^{\circ}\text{C}$ — 30; $75\text{--}100^{\circ}\text{C}$ — 22 и с температурой более 100°C — 16 групп. На Большой Курильской гряде зафиксирована 51 группа термопроявлений с температурой выше 25°C .

В зависимости от температуры, химического состава гидротерм и географо-экономического положения определяется возможность их использования в народном хозяйстве.

Термальные воды с температурой до 100°C могут быть использованы для теплоснабжения населенных пунктов, теплиц и парников, получения холода, извлечения химических компонентов и в качестве минеральных лечебных вод. Перегретые воды с теплосодержанием более 120 ккал/кг могут найти применение также и в геотермальной энергетике. Считается рациональным использование для выработки электроэнергии вод с температурой не ниже 100°C (по двухконтурной схеме с применением низкокипящих веществ — фреона, бутана).

До середины 50-х годов практическое применение термальных вод в народном хозяйстве рассматриваемого региона ограничивалось сферой бальнеологии (Паратунский и Начикинский санатории, ряд небольших лечебниц в районе сел Жупаново, Эссо, Озерная и др.). При санаториях были созданы также небольшие тепличные хозяйства. Только в середине 50-х годов началось изучение термальных вод с целью использования их в качестве теплоносителя в системах теплоснабжения и энергетических установках. Эти работы особенно усилились с 1964 г.

Начиная с 1957 г. геологоразведочные работы были сосредоточены в основном на трех месторождениях термальных вод — Паужетском, Больше-Банном и Паратунском. Запасы Паужетского месторождения, способные обеспечить работу геотермальной станции (ГеоТЭС), утверждены ГКЗ в 1964 г. К концу 1968 г. закончен подсчет эксплуатационных запасов Больше-Банного и Паратунского месторождений. Разведанные запасы первого достаточны (согласно данным НОТЭПа) для сооружения ГеоТЭС мощностью до 15000 кВт . Разведанные запасы трех участков Паратунского месторождения выражаются величиной около 270 л/сек с температурой 77°C и обеспечивают теплоснабжение теплично-парникового комбината полезной площадью 6 га и большинства расположенных вблизи месторождения населенных пунктов. Закончилась первая стадия разведки месторождения Горячий Пляж на о-ве Кунашир.

Эти работы открыли путь для практического использования гидротерм в теплоэнергетических целях. Введена в эксплуатацию первая в СССР опытно-промышленная геотермальная электростанция мощностью 5 Мвт на Паужетском месторождении, проведены наладочно-пусковые работы на экспериментальной фреоновой ГеоТЭС на Паратунском месторождении. Здесь же введены в строй первые теплицы крупного теплично-парникового комбината (ТПК).

Кроме перечисленных выше разведанных месторождений на Камчатке и Курильских островах получены данные по естественной тепловой мощности группы термальных источников, которые могут служить базой для увеличения теплоэнергетических ресурсов. К числу их прежде всего следует отнести высокотемпературные термоявления, кипящие источники, гейзеры и газо-паровые струи, которые являются поверхностными проявлениями гидротермальных систем. В гл. 9 было показано, что современные гидротермальные системы обладают наибольшей тепловой мощностью и образуют естественные группировки в пределах так называемых геотермальных районов. На Камчатке в настоящее время известно три таких района — Паужетский, Мутновский, Семлячикский. Почти все системы находятся в пределах Восточной вулканической зоны.

Гидротермальные системы содержат промышленные запасы высокотемпературных вод и пара. Участки систем, в которых экономически целесообразно и технически возможно эксплуатировать их тепловую энергию, рассматриваются как геотермальные месторождения или месторождения подземного тепла. Общая тепловая мощность высокотемпературных гидротерм Камчатки по непосредственным измерениям составляет $3,8 \cdot 10^8$ кал/сек, а гидротерм с температурой менее 100°C — $7,7 \cdot 10^7$ кал/сек. Вынос тепла гидротермами Курильских островов оценивается в $7,3 \cdot 10^7$ кал/сек.

Тепловые мощности определены в результате экспедиционных исследований и отражают, видимо, нижний предел величины эксплуатационных ресурсов гидротерм. Эксплуатационные ресурсы, полученные с помощью бурения, как показывает опыт разведки Паужетских и Большее-Банских гидротерм и анализ зарубежных гидротермальных месторождений, превосходят естественную тепловую мощность более чем в 3—5 раз. В настоящее время при выборе объектов для постановки разведочного и эксплуатационного бурения ориентируются на подсчитанные таким путем прогнозные ресурсы месторождений. Такие же показатели увеличения ресурсов характерны и для низкотемпературных систем, например Паратунской.

Факт значительного увеличения тепловой мощности месторождений при интенсивном отборе нагретой воды показывает, что здесь так же, как и на любых других подземных водозаборах, эксплуатационные ресурсы могут превышать естественные на определенный срок эксплуатации. Кроме того, это является свидетельством того, что при оценке естественной тепловой мощности или естественных ресурсов не могут быть учтены все возможные источники теплового питания.

В соответствии с представлениями об условиях формирования современных гидротермальных систем считается, что ресурсы геотермальных месторождений определяются: 1) массой нагретых вод, циркулирующих в верхней зоне высокотемпературных водонапорных систем; 2) теплом, заключенным в нагретых породах данного участка коры; 3) подтоком глубинного флюида в зону депрессии пластового давления, образующейся при интенсивной эксплуатации верхних горизонтов.

Кратковременная (в течение нескольких лет) эксплуатация геотермальных месторождений связана, видимо, с использованием возобнов-

ляющихся ресурсов жидких гидротерм верхних частей гидротермальных систем, так как за это время их режим и масштаб гидротермальной деятельности не претерпевают существенных изменений. Можно сказать, что на данном этапе применение гидротерм в практических

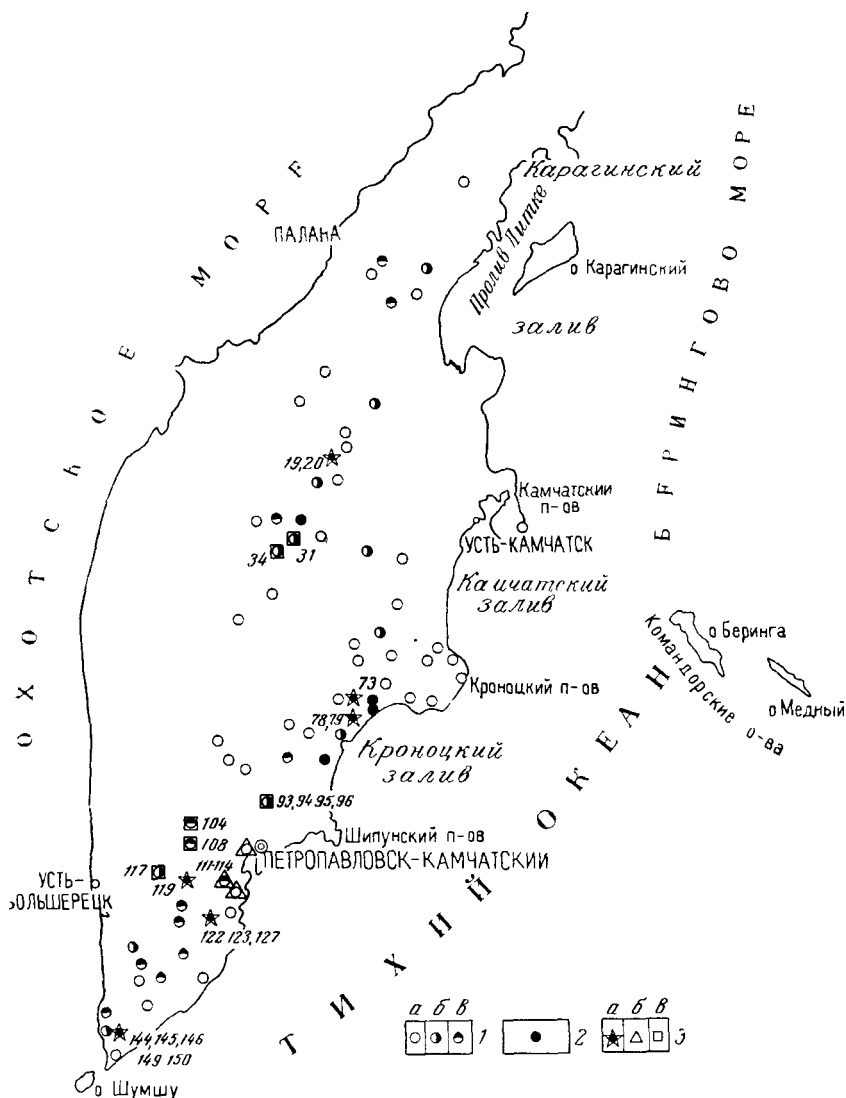


Рис. 36. Карта распространения термальных вод Камчатского полуострова (составили Ю. А. Краевой и Ю. Ф. Манухин):

1 — выходы термальных вод с температурой °С (а — 20—50, б — 50—75, в — 75—100);
2 — выходы высокотемпературных «перегретых» вод и газопаровых струй; 3 — объекты геологоразведочных работ и эксплуатационного бурения (а — для геотермальных станций, б — для теплоснабжения населенных пунктов и в — для теплично-парниковых комбинатов (цифры — номера групп источников по каталогу)

целях основывается именно на этом виде геотермальных ресурсов. Естественная и прогнозная (эксплуатационная) тепловые мощности геотермальных месторождений, которые эксплуатируются или являются перспективными для теплоэнергоснабжения, приведены в табл. 66. Географическое положение месторождений видно на рис. 36. Указанная в табл. 66 тепловая мощность месторождений высокотемпературных

Показатели месторождений высокотемпературных петроген, перспективных для энергетического использования

Номер на карте	Географические месторождения	Естественная тепловая мощность, тыс. ккал/сек	Содержание и температура теплоносителя	Прототипная тепловая мощность, тыс. ккал/сек	Начальная мощность ГЕОТЭС, Мвт	Примечание
144, 145, 146	Пучажское	25	П. в. с. до 200 ккал/кг	80	25	Проведена разведка (совместно Камчатским ТГУ и Ин-том вулканологии), защищены в ГКЗ запасов по категориям В и С, 169 ккал п. в. с. с теплоотделением 170 ккал/кг, построены ГЕОТЭС
149, 150	Комельское	75	П. в. с. пар до 151 С	150	75	Проведено экспедиционное обследование и определен выход тепла в естественных условиях (Ин-т вулканологии)
119	Больше-Банное	56	П. в. с. 160 ккал/кг	75	25	Проведена разведка, подсчитан запас 156 ккал п. в. с. с теплоотделением 157 ккал/кг (Камчатское ТГУ)
79	а) Нижне-Сельничское	25	П. в. с.	—	—	Проведено экспедиционное обследование и определен выход тепла в естественных условиях (Ин-т вулканологии)
78	б) Верхне-Сельничское	50	130 С	—	—	
73	в) Узонское	64	П. в. с. 220 ккал/кг	100	35	
123	Верхне-Жирновское		П. н. с.	—	—	Проведено экспедиционное обследование и определен выход тепла в естественных условиях (Ин-т вулканологии)
122	Нижне-Жирновское		П. н. с.	—	—	
127	Северо-Муромское		Пар. п. в. с.	—	—	
20	Киреевское	5	П. в. с.	35	10	

гидротерм эквивалента электрической мощности в 150 Мвт. Но, как уже говорилось выше, ресурсы, полученные скважинами, могут в 3—5 раз превысить интенсивность поверхностных термопроявлений, следовательно, эти месторождения могут явиться базой для строительства геотермальных станций с общей мощностью 350—500 Мвт.

Целесообразность сооружения на Камчатке ГеоТЭС показана отдельными технико-экономическими проработками, которые подтверждаются эксплуатацией аналогичных месторождений и работой геотермальных станций за рубежом. Так, на первой в СССР Паужетской станции при увеличении ее мощности до 20 Мвт себестоимость 1 квт·ч составит 0,3—0,5 коп. По предварительным подсчетам В. В. Аверьева (с учетом стоимости разведочного и эксплуатационного бурения), себестоимость электроэнергии крупных станций или их комплексов (75—100 Мвт) составит 0,2—0,3 коп./квт·ч. Это самая низкая стоимость электроэнергии на Камчатке. При общей мощности станций порядка 300 Мвт отпадает необходимость завоза около 1 000 000 т угля в год.

Химический состав высокотемпературных гидротерм (выше 100° С) и содержание растворенных агрессивных газов (углекислота, сероводород, аммиак), как можно представить себе из данных, помещенных в гл. 10, не является препятствием для использования их в качестве теплоносителя в системах теплоснабжения и энергетических установках.

Говоря о применении гидротерм для выработки электрической энергии, отметим, что эффективность геотермального энергоснабжения находится в прямой зависимости от параметров теплоносителя: теплосодержания и давления пара на устье скважин. Если ввести энерго-экономический показатель, полно отражающий специфику геотермальной энергобазы, — удельную электрическую мощность скважин, т. е. мощность (в квт), которую можно получить с 1 м бурения, то при теплосодержании 170 ккал/кг она будет равна 1, при 260 и 670 ккал/кг (пар) — 10 квт/м.

В конечном итоге эффективность использования гидротерм определяется их температурой в недрах геотермальных месторождений. На Камчатке и Курильских островах эти месторождения изучены практически до глубины 1000 м. Эксплуатация глубоких горизонтов, выяснение технико-экономической целесообразности которой, по нашему мнению, должно явиться первоочередной задачей гидрогеологических исследований на Камчатке и Курильских островах, значительно увеличит геотермальные ресурсы высоких параметров.

Термальные воды с температурой до 100° С, распространенные также и в Центральной вулканической зоне Камчатки, могут использоваться главным образом для теплоснабжения населенных пунктов и тепло-парниковых комбинатов. Данные по ресурсам основных месторождений и групп термальных источников приведены в табл. 66.

Наиболее важными объектами теплоснабжения за счет термальных вод являются г. Петропавловск-Камчатский и населенные пункты в его окрестностях. Термальные воды (ближайшего к городу) разведанного Паратунского месторождения решено использовать для теплоснабжения ТПК и населенных пунктов, расположенных на южном берегу Авачинской бухты и вдоль дороги Паратунка — Елизово. Для этого потребуются 390 л/сек воды с температурой 80° С.

Камчатка и Курильские острова располагают большими возможностями и для создания на базе термальных вод теплично-парниковых хозяйств. Кроме упомянутого выше Паратунского месторождения можно использовать для этой цели Малкинские термальные источники, расположенные в 126 км от Петропавловска-Камчатского (табл. 67, рис. 36). В выгодных географо-экономических условиях находятся Апа-

Таблица 67

Месторождения термальных вод Камчатки, перспективные для использования в целях теплоснабжения населенных пунктов и теплично-парниковых комбинатов

Номер на карте	Месторождение	Суммарный дебит источников, л/сек	Температура воды источников, °С	Прогнозные ресурсы, л/сек
111—114	Паратунское**	200*	70—81,5	500 (70—80° С)
110	Южного берега Авачинской бухты**	3	10—28	200 (50—70° С)
104	Малкинское**	27*	82	150 (80—85° С)
108	Начикинское***	40*	80,5	100 (75—85° С)
117	Апачинское**	11,5	71	200 (70—80° С)
93, 94, 95, 97, 98	Налычевская группа терм**	85	38—75	500 (60—75° С)
34	Эссовское****	7,0	52	200 (50—60° С)
31	Анавгайское* **	1,8	5	100 (50—60° С)
19	Двухюрточное: *	18,5	До 100	200 (до 100° С)

* С учетом скрытой разгрузки термальных вод в поверхностные водотоки.

** Работы проводятся Камчатским ТГУ, прогнозная оценка КТГУ.

*** Эксплуатационные запасы оценены Институтом курортологии, прогнозная оценка КТГУ.

**** Работы проводятся Камчатским промышленным управлением по использованию глубинного тепла Земли.

чинские термальные источники, Налычевское месторождение гидротерм. На участке Налычевских источников пробурено три скважины, суммарный дебит которых при самоизливе достигал 78 л/сек. В настоящее время сделана переоценка перспектив Начикинского месторождения, воды которого пока используются лишь в бальнеологии. Ресурсы месторождения, по данным КТГУ, оцениваются в 100 л/сек с температурой воды 75—85° С.

Почти все группы источников и месторождений термальных вод, перечисленные в табл. 67, могут использоваться для теплоснабжения населенных пунктов, бальнеологии, обогрева теплиц и парников. Например, предусматривается комплексное использование Анавгайских и Эссовских горячих источников (см. табл. 67).

Кроме того, термальные источники представляют также интерес и с точки зрения извлечения некоторых химических компонентов: лития, бора, мышьяка и др.

Воды вышеуказанных месторождений имеют чаще всего сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый (кальциево-натриевый), сульфатно-натриевый или хлоридно-натриевый (натриево-кальциевый) состав и минерализацию от 0,6 до 4,5—7,5 г/л, что не является сколько-нибудь существенным препятствием при использовании термальных вод для теплоснабжения. Предварительные подсчеты показывают, что ресурсы термальных вод Камчатки позволяют построить более 50 га теплиц.

Термальные воды Курильских островов как теплоэнергетические ресурсы изучены значительно хуже, за исключением геотермального месторождения Горячий Пляж. Можно отметить только термальные источники и паро-газовые струи вулканов Эбеко и Влодавца. Тепловая мощ-

ность их оценивается в $0,63 \cdot 10^8$ кал/сек. Тепловая энергия, выделяемая в межпароксизмальную стадию деятельности вулканов, может быть использована для тепло- и энергоснабжения г. Северо-Курильска. Б. В. Стырикович считает принципиально возможным использование тепловых ресурсов ($1,5 \cdot 10^7$ кал/сек) влк. Баранского на о-ве Итуруп для теплоэнергоснабжения г. Курильска. Термопроявления влк. Баранского представлены струями насыщенного пара и источниками с температурой 30—98°С, вода которых характеризуется сульфатным и хлоридно-сульфатным кальциево-натриевым составом с минерализацией 1,5—5,4 г/л.

Ниже приводится краткая характеристика теплоэнергетических ресурсов разведанных месторождений термальных вод Камчатки и Курильских островов.

ПАУЖЕТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Паужетское месторождение высокотемпературных вод (парогидротерм) расположено на юге Камчатки в бассейне р. Паужетки, являющейся левым притоком р. Озерной.

Изучение и разведка месторождения проводились в 1958—1963 гг. совместно Институтом вулканологии СО АН СССР и Камчатским территориальным геологическим управлением с целью получения необходимых запасов паро-водяной смеси для первой в СССР опытно-промышленной геотермальной электростанции мощностью 5 Мвт. В настоящее время на базе разведанного участка месторождения нормально функционирует названная станция и проводятся геологопоисковые и научно-исследовательские работы для получения необходимых данных по расширению станции до максимально возможной мощности. Разведанный участок представляет собой лишь часть крупной гидротермальной системы, объединяющей термальные поля Камбального хребта и Паужетское термальное поле.

Большинство термальных источников характеризуется незначительным дебитом. Дебит самого крупного кипящего ист. Парящего-I достигает 10 л/сек. Вода источников и гейзеров по составу хлоридно-натриевая, кремнистая с общей минерализацией 3 г/л. В составе растворенных газов превалирует углекислота. Паровые струи выходят на повышенных участках микрорельефа, в долине р. Паужетки, а также на высокой правобережной террасе. В составе пара присутствует значительное количество углекислоты (до 300 мг/кг) и сероводорода (до 20 мг/кг). Суммарный дебит источников, который можно было непосредственно измерить, не превышает 35 л/сек. Общее количество термальной воды, разгружающейся в р. Паужетке, определенное до начала бурения В. В. Аверьевым по выносу хлора, составляло 100 л/сек.

Температурные аномалии на поверхности земли, помимо тех, которые образованы кипящими и горячими источниками и паровыми струями, связаны с интенсивной разгрузкой термальных вод в аллювиальный поток. Они зафиксированы гидротермометрической съемкой.

В пределах разведанного участка выделяются два водоносных комплекса высокотермальных вод (рис. 37). Нижний приурочен к вулканомиктовым песчаникам анавайской серии и вскрыт только одной роторной скважиной. Верхний водоносный комплекс, явившийся основным объектом разведки, приурочен к псефитовым (агломератовым) туфам среднепаужетской подсвиты, залегающим в интервале глубин от 40—90 до 270—350 м. Он заключен между относительно водоупорными пепловыми туфами и туффитами верхнепаужетской подсвиты (верхний

водоупор) и туфобрекчиями нижнепаужетской подсвиты, которые вместе с нижележащими игнимбритами голыгинского горизонта и эффузивно-пирокластическими отложениями алнейской серии образуют нижний водоупор. Максимальные температуры в интервале залегания обводненных пород и подстилающих их туфобрекчий отмечаются на юго-востоке участка, а также на площади выходов термальной воды на поверхность.

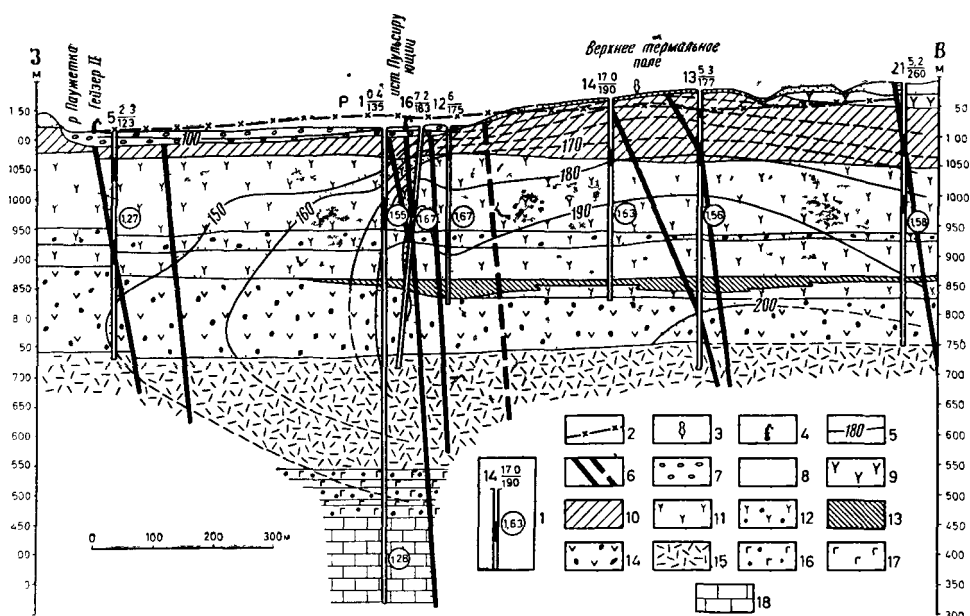


Рис. 37 Геолого-гидрогеологический разрез по Паужетскому парогидротермальному месторождению (составили Ю. А. Краевой, В. М. Сугробов)

1 — разведочная скважина (цифры слева — номер скважины, в числителе — дебит при одиночном опробовании, в знаменателе — теплосодержание, темная закрашка — основные интервалы притока термальных вод) 2 — пьезометрический уровень термальных вод, 3 — паровая струя, 4 — гейзер 5 — геоизотерма 6 — тектонические нарушения установленные и предполагаемые, 7 — современные (Q_4) аллювиальные отложения 8 — современные (Q_4) делювиальные отложения 9 — четвертичные лавы и лавобрекчии андезито-дацитового состава (Q_4) 10 — чередующиеся прослои пепловых псаммитовых и псефитовых туфов дацитового состава ($N_2^3-Q_4$) 11 — псефитовые туфы андезито-дацитового состава ($N_2^3-Q_4$) 12 — туфобрекчии андезито-дацитового состава ($N_2^3-Q_4$) 13 — чередующиеся прослои псефитовых псаммитовых и алевролитовых туфов дацитового состава ($N_2^3-Q_4$) 14 — туфобрекчии андезито-дацитового состава ($N_2^3-Q_4$) 15 — спекшиеся туфы дацитового состава (N_2) 16 — туфы и туфобрекчии основного состава ($N_1^3-N_2$) 17 — базальты, 18 — вулканико-песчанник ($Pg_3^3-N_1^1$)

и составляют соответственно 194—200 и 180—192°С (рис. 38). Ниже толщ обводненных туфов зафиксировано уменьшение температуры (по данным термометрии в роторной скважине).

Несмотря на высокую температуру, по порам и трещинам в толще псефитовых туфов циркулирует вода, так как гидростатическое давление намного превышает давление насыщенного пара.

Высокотермальные подземные воды, заключенные как в крупных трещинах, сопряженных с тектоническими нарушениями, так и в мелких трещинах и порах в толще псефитовых туфов, характеризуются единой пьезометрической поверхностью, что позволяет говорить о существовании напорного потока гидротерм. Абсолютные отметки статических уровней в скважинах, заложенных в толще туфов, закономерно изменяются в соответствии с рельефом, уменьшаясь к долине Паужетки, которая является естественной дренажной по отношению к верхнему водоносному комплексу паужетской свиты и, видимо, третичному водоносному комплексу.

Уменьшение температуры в обводненных породах за пределами потока наиболее нагретых вод объясняется разбавлением холодными

пресными водами, которые, окружая их, образуют с термальными водами единую водонапорную систему. Это подтверждают данные по скв. 3, пробуренной на северном участке месторождения и вскрывшей на глубине 300 м слабоминерализованную воду с температурой 74°С.

Локальный поток высокотемпературных вод хорошо фиксируется также по изменению их химического состава. В псефитовых туфах вскрываются хлоридно-натриевые, кремнистые термальные воды с минерализацией на выходе 2,7—3,4 г/л. Химический состав их идентичен составу воды Паужетских кипящих источников.

Максимальные концентрации компонентов отмечаются в пределах потока наиболее нагретых вод и уменьшаются по направлению их движения. Изолинии концентрации хлор-иона и зоны различных содержаний калия по своей конфигурации подобны линиям равных напоров и геоизотермам. Аналогично изменяется (уменьшаясь к зоне разгрузки) содержание газов в воде, определенное по их концентрации в паровой фазе.

Аномалия в зоне разгрузки представляет собой наведенное тепловое поле, связанное с движением гидротерм (Сугробов, 1964).

Разведка месторождения с целью выявления промышленных ресурсов термальных вод была проведена путем бурения 21 колонковой скважины. Опробование паро-водяных скважин производилось по методике, учитывающей специфику динамики скважин, продукция которых представлена паро-водяной смесью (Аверьев, 1960, б, 1965). Паро-водяные скважины по характеру извержения подразделялись на постоянно действующие, постоянно действующие с пульсирующим режимом и периодически действующие с гейзерным режимом (рис. 39). Для всех 19 опробованных скважин установлена зависимость дебита от давления пара на устье. На рис. 40 эта зависимость показана для наиболее производительных скважин. Дебит скважин при одиночном опробовании и давлении 2 атм изменялся в пределах 2—33 кг/сек, а сумма их дебитов составляла 195 кг/сек. Максимальное теплосодержание отмечено на юго-востоке участка (175—194 ккал/кг) и в скв. 21 (260 ккал/кг). На севере участка энтальпия изменялась от 157 до 166 ккал/кг, на границе термального потока — от 123 до 141 ккал/кг. Тепловая производительность 19 опробованных скважин при давлении пара на устье 2 атм составляет 33000 ккал/сек.

Эксплуатационные ресурсы гидротерм подсчитывались на основании опытной эксплуатации, проходившей в течение года. В выпусках участвовало большинство высокопроизводительных скважин, суммарный дебит которых приближался к требуемому эксплуатационному расходу. Суммарный дебит в конце опытной эксплуатации был равен 124 кг/сек паро-водяной смеси при средней энтальпии 170 ккал/кг, что соответствовало тепловой мощности 21000 ккал/сек. Эта величина была принята ГКЗ в качестве эксплуатационных ресурсов категории В. Дебит остальных скважин с учетом коэффициента снижения дебита, полученного по данным опытных выпусков из скважин (44,9 кг/сек), утвержден как ресурсы категории С. Под влиянием интенсивного отбора высокотемпературных вод произошло снижение пьезометрических уровней в наблюдаемых скважинах, и к концу выпусков достигнута почти полная их стабилизация. Все это позволило конечный расход считать обеспечивающим работу геотермальной электростанции мощностью 5 тыс. квт.

В ходе опытной эксплуатации на основании режимных наблюдений подтвердилось первоначальное предположение о том, что паро-водяные скважины, как и обычные гидрогеологические скважины, влияют на высокотемпературный водоносный комплекс, создавая депрессию пла-

стового давления, а их дебит зависит от понижения уровня. После закрытия скважин была также установлена логарифмическая зависимость восстановления уровня от времени. Она была использована для расчетов понижения уровня и параметров пласта по формуле неустановившейся фильтрации. Коэффициенты водопроницаемости, подсчитанные по преобразованной формуле расчета понижения уровня при неустановившемся движении, изменялись от 417 до 930 м²/сутки, а коэффициенты фильтрации (при средней мощности пласта 200 м) — от 2 до 4 м/сутки. На основании полученных параметров пласта рас-

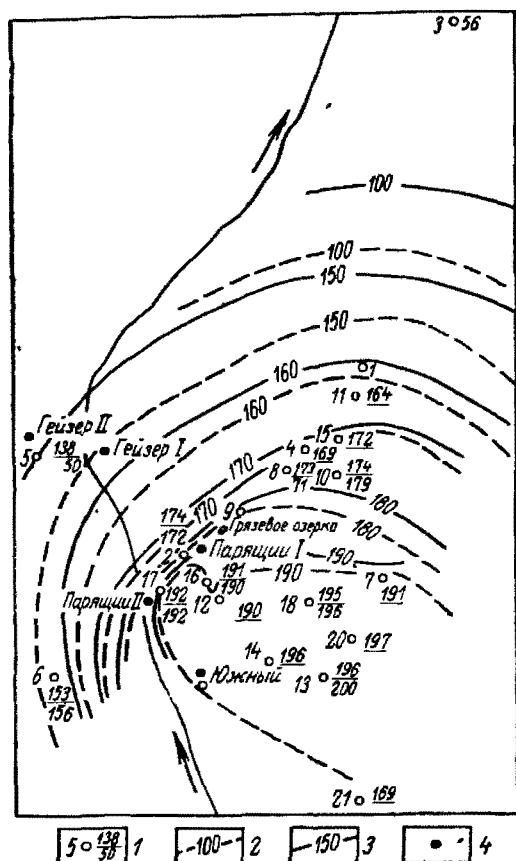


Рис. 38. Карта геоизотерм на отметках 100 и 200 м (интервал обводненных пород паузетской свиты) (составили Н. Г. Сугробова, В. М. Сугробов): 1 — скважина (слева — номер скважины; справа в числителе — температура на отм 100 м, в знаменателе — 200 м), 2 — изотермы на отм. 100 м, 3 — изотермы на отм 200 м, 4 — источники.

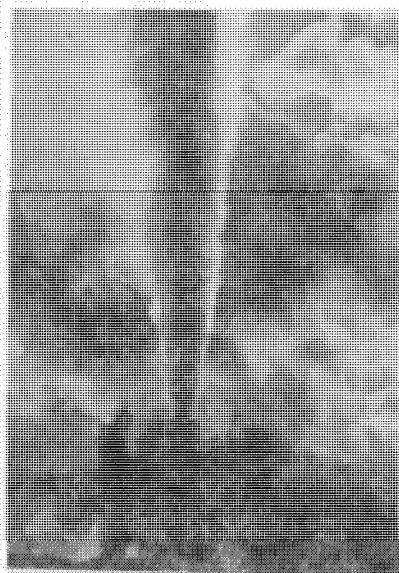


Рис. 39. Фонтанирование пароводяной смеси (фото Ю. А. Краевого)

считана обеспеченность водозабора с дебитами 124 (утвержденные ресурсы ГКЗ) и 210 кг/сек по сумме максимальных дебитов всех скважин пробуренных на месторождении. Общепринятый расчетный срок работы водозаборов равен 10 000 суткам (27 лет) с учетом понижения уровня в наиболее нагруженной скважине.

После проведения разведочных работ, зная параметры пласта и ширину потока высокотемпературных вод, можно определить расход потока, т. е. естественные ресурсы

$$Q = BkmJ,$$

где B — ширина потока высокотемпературных вод (1700 м), взятая по карте пьезонзогипс; km — водопроницаемость на участке месторождения

(470 м³/сутки, по данным скв. 8); J — градиент напора (0,05):
 $Q = 1700 \times 470 \times 0,05 = 39950 \text{ м}^3/\text{сутки}$, или 460 л/сек.

Теплосодержание высокотемпературных вод этого потока можно считать равным по меньшей мере среднему теплосодержанию парогидротерм разведанного участка (170 ккал/кг). Отсюда естественная возобновляемая тепловая мощность Паужетской гидротермальной системы, так как поток формируется в ее пределах, будет равна 78 тыс. ккал/сек.

Эксплуатационные ресурсы, эквивалентные возобновляемой тепловой мощности, в зависимости от схемы использования теплоносителя и

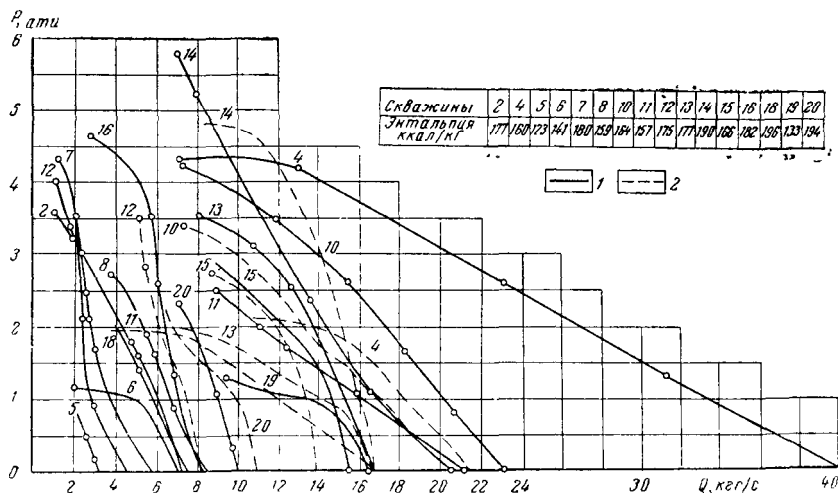


Рис. 40. Зависимость дебита пароводяных скважин от давления пара на устье (по В. М. Сугробову):

1 — данные одиночных испытаний; 2 — данные, полученные при опытной эксплуатации

его теплосодержания могут обеспечить работу электростанции мощностью 25—30 Мвт.

Часть расхода этого потока, а именно на эту величину можно ориентироваться при подготовке эксплуатационных ресурсов для увеличения мощности Паужетской ГеоТЭС, целесообразно использовать на разведанном участке, учитывая обеспеченность работы водозабора с дебитом 210 л/сек на выбранный срок эксплуатации.

Оставшуюся часть естественных ресурсов (около 250 л/сек) выгоднее извлечь на площади, расположенной юго-восточнее разведанного участка, где можно ожидать увеличения температуры в недрах системы, и, следовательно, более высоких параметров паро-водяной смеси или пара.

БОЛЬШЕ-БАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ВОД

Больше-Банное месторождение расположено среди южных отрогов Срединного хребта, в верхнем течении р. Банной, в 65 км от г. Петропавловска-Камчатского.

Изучение и разведка месторождения производились Камчатским территориальным геологическим управлением (В. Я. Коваленко, А. Д. Евтухов, Ю. А. Краевой и др.) в период с 1961 по 1969 гг. для строительства геотермальной электростанции мощностью 25 Мвт.

Район месторождения находится в пределах юго-западной части Начикинской складчато-глыбовой зоны, в области сопряжения ее с антиклинорием Срединного хребта.

В геологическом строении района участвуют осадочно-вулканогенные образования миоцен-плиоценового возраста (березовская свита и алнейская серия), верхнечетвертичные ледниковые и современные рыхлые отложения, современные потоки эффузивов. Широко развиты среднемиоценовые диоритовые интрузии, а также экструзивные образования кислого состава плиоценового и четвертичного возраста.

А. И. Сereжников в окрестностях месторождения выделяет ряд вулканических построек, возникших в период от среднего миоцена до четвертичного времени включительно. Центральное место занимает

сложное послесреднемиоценовое сооружение до 10—12 км в поперечнике, состоящее из вулканитов кислого состава и субвулканических тел липарито-дацитов (рис. 41).

У северного подножья этого сооружения располагается Больше-Банное месторождение парогидротерм, а у южного и северо-западного Карымчинские и Малые Банные термопроявления.

Интенсивно проявлена разрывная тектоника. Разломы северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания имеют широкий возрастной диапазон, по большинству из них перемещения происходили неоднократно. Наиболее молодыми являются нарушения субмеридионального и северо-восточного направлений.

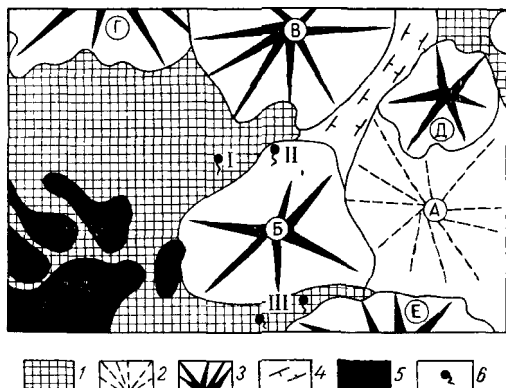


Рис. 41. Палеовулканическая схема района расположения Больших и Малых Банных гидротерм (составил А. И. Сereжников):

1 — фундамент неоген-четвертичных вулканических построек, 2 — среднемиоценовые вулканические постройки, 3 — послесреднемиоценовые постройки; 4 — реликт кальдеры, 5 — древнечетвертичные плато базальты и щитовые вулканы, 6 — современные выходы гидротерм (I — Малых Банных, II — Больших Банных, III — Карымчинских); А — туфолоавый массив Толстого Мыса, Б — сложное вулканическое сооружение сопки Горячей, Ящика и Зубей, В — лавовый массив Ягодной; Г — лавово-пирокластический массив соп. Шемедоган, Д — лавовые массивы правобережья руч. Начинского и Е — то же водораздела рек Правой и Средней Карымчины

Гидрогеологические условия района месторождения в целом благоприятны для накопления подземных вод. Средний минимальный модуль подземного стока в районе месторождения составляет около 12 л/сек с 1 км². Широко распространены грунтовые воды, развитые в рыхлых четвертичных отложениях и коре выветривания осадочно-вулканогенных образований неогенового возраста, и напорные трещинно-жильные воды (в том числе и термальные), циркулирующие в зонах разломов.

Больше-Банное месторождение рассматривается как очаг разгрузки современной гидротермальной системы, которая связана с водонапорной системой, развитой в пределах бассейна верхнего течения р. Банной. Очаг разгрузки занимает площадь около 0,5 км² и вытянут вдоль долины на протяжении 1,8 км. Долина реки в этом месте имеет ширину от 300 до 700 м, с юга и севера ограничена хребтами с абсолютными отметками водораздельной линии 900—1300 м.

Выходы гидротерм фиксируются по обоим берегам реки и приурочены в основном к поверхности и уступу террасы, сложенной ледниковыми отложениями, нижним частям склонов долины, пойме и руслу реки. По данным В. И. Кононова и Б. Г. Поляка (1964), насчитывается

более 550 естественных выходов. Абсолютные отметки их колеблются от 380 до 440 м. Характер выходов весьма разнообразен — от свободно вытекающих струек до бьющих вверх с напором кипящих источников из трещин или воронкообразных углублений в коренных породах; встречаются грязевые котлы.

Температура воды колеблется от 20—30 до 90—99° С. Дебит отдельных грифонов не превышает обычно 0,4—0,8 л/сек. Суммарный дебит источников — 38 л/сек. Величина естественного расхода гидротерм с учетом скрытой разгрузки в р. Банную, определенной гидрохимическим методом до начала разведочных работ, составляла, по данным Г. Д. Гинзбурга, 60 л/сек. Вынос тепла в естественных условиях при температуре воды на глубине 140° С, ориентировочно оценивался в 8400 ккал/сек.

По химическому составу воды сульфатно-хлоридно-натриевые с минерализацией до 1,2—1,4 г/л (табл. 68).

В 4 км (вниз по долине) от выходов Больше-Банных гидротерм расположены Малые Банные гидротермы, имеющие температуру до 78° С, с видимой естественной разгрузкой в пределах 1,5 л/сек. Термальные воды имеют сульфатно-натриевый состав, минерализацию 0,7—0,8 г/л. На всем 4-километровом отрезке долины естественными термопроявлениями и поисковыми скважинами фиксируется распространение термальных вод с температурой на глубине 250—500 м от 68 до 90° С, характеризующихся близким к обеим группам источников химическим составом с минерализацией до 0,7—0,9 г/л. Это обстоятельство позволяет связывать обе группы гидротерм с единой гидротермальной системой.

Разрез месторождения, по данным бурения, сложен отложениями нижней пачки березовской свиты (N_1^{2br}) и нижней пачки алнейской серии (N_1al'), представленными андезитами, андезито-дацитами, их туфами (от алевро-пелитовых до псефитовых) и туфобрекчиями, игнибритами дацитового и андезито-дацитового состава, лавобрекчиями и туфоконгломератами. На востоке месторождения отмечены потоки современных андезито-базальтов. Эффузивно-пирокластические образования прорваны позднемиоценовой интрузией диоритов, повсеместно — многочисленными дайками и субвулканическими телами липаритов, андезитов, андезито-дацитов плиоценового возраста и в восточной части — дайками современных базальтов и андезито-базальтов.

Рыхлые четвертичные образования представлены верхнечетвертичными ледниковыми и современными аллювиальными отложениями. Почти все породы разреза, включая и четвертичные, в той или иной степени подверглись современному гидротермальному метаморфизму (фация пропилитов).

Современная структура месторождения обусловлена дизъюнктивной тектоникой, характерной чертой которой является сочетание более ранних субширотных сбросов, образовавших грабен долины р. Банной, с более поздними субмеридиональными и северо-восточными, определившими блоковое строение месторождения (рис. 42).

Особенности геолого-тектонического строения обусловили типичный трещинно-жильный характер циркуляции перегретых вод месторождения. Установлено, что большая часть водопритоков, вскрываемых скважинами, приурочена к трещинам, оперяющим тектонические нарушения, зонам контактов рвущих тел с вмещающими породами, меньшая часть — к зонам самих нарушений и границам отдельных литологических комплексов. Породы, несмотря на их большое литологическое разнообразие, являются практически водонепроницаемыми (проницае-

Таблица 68

Химический состав Больше-Банных гидротерм

Место отбора пробы (температура воды, °С)	Дата производства анализа	Содержание химических компонентов, мг/л											Общая минерализация, мг/л	pH
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	H ₂ SiO ₄	K ⁺	K ⁺ + Na ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Σ Fe		
Ист. 4 (98)	25/III 1968 г.	126	511	34	24	15	0,2	305	215	Не обнаружено	25	0,14	1260	8,4
Ист. 17 (62)	17/V 1968 г.	37	140	74	н/о	21	0,2	89	123		6	0,05	490	7,7
Скв. 6 (91)	9/XII 1964 г.	79	283	171	6	22	0,2	214	196	0,5	11	0,25	982	8,0
Скв. 9 (66)	20/VIII 1968 г.	87	355	н/о	н/о	23	0,4	268	88	Не обнаружено	14	0,26	835	7,8
Скв. 35	3/VI 1968 г.	127	533	43	37	23	0,1	324	290	.	25	0,12	1402	8,7
Скв. ГК-2	20/VIII 1968 г.	120	533	49	39	22	0,2	317	234	.	26	0,46	1340	8,7

мость их колеблется от 0,0001 до 0,004 мд, пористость насыщения от 2 до 9—18%).

Количество вскрываемых скважинами водоносных зон и трещин составляет в среднем 5—7, достигая 10—11. Однако производительность большинства продуктивных скважин обычно определяется одной-двумя

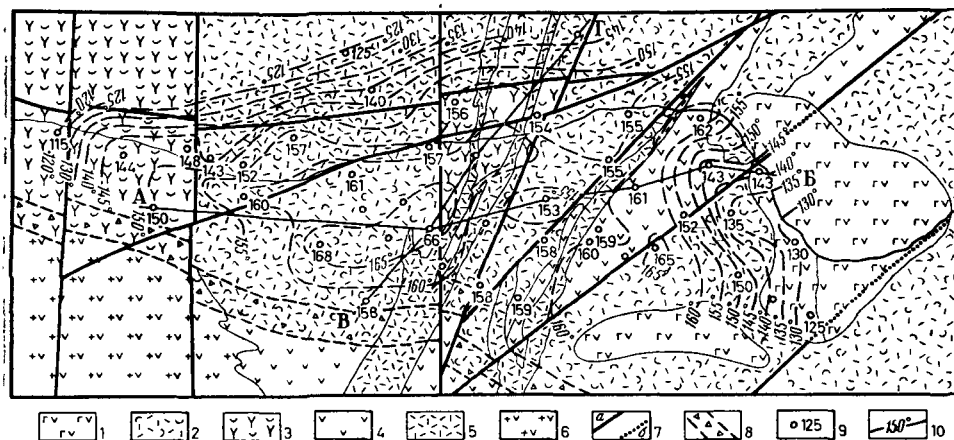


Рис. 42. Схематическая геолого-геотермическая карта Больше-Банного месторождения перегретых вод (по А. И. Серезинкову, М. В. Спиченской, А. Д. Естухову): 1 — андезито-базальты (Q_{IV}); 2 — андезиты, андезито-дациты и их туфы, туфолавы липаритов, туфоангломераты (N₁); 3 — туфы андезитов, игнимбриты (N₂); 4 — субвулканические тела андезито-дацитов (N₃); 5 — липарито-дациты (N₄); 6 — диориты и градиориты (N₅); 7 — тектонические нарушения, установившиеся (α) и проходящие под четвертичными отложениями (β); 8 — зона брекчирования; 9 — скважина (цифра при скважине — температура на абс. отм. 200 м); 10 — геотермы (АВ и ВГ — линии гидротермических разрезов)

зонами водопритока и зависит от степени раскрытости водопродводящих каналов. Условия циркуляции перегретых вод обуславливают характер распределения температур в плане и вертикальном разрезе. Наиболее прогретая часть термального поля (температура грунта на глубине 1 м — до 70—100°С) тяготеет к центральному и западному участкам месторождения, где происходит интенсивная разгрузка гидротерм на поверхность. Максимальные температуры в скважинах, достигающие 162—171°С, характерны для южного, центрального и восточного участков месторождения. В северном и западном направлениях устанавливается постепенное уменьшение температур до 120—137°С.

Аналогично расположению основных водопритоков максимальные значения температур приурочены в пределах западного, северного и

центрального участков к глубинам от 40—50 до 160—190 м, а на восточном и южном участках — к глубинам 200—550 м.

По большинству скважин, пройденных на месторождении, отмечается снижение температур с глубиной, величина которой колеблется от 4—10 до 18—23°С, достигая 50°С в скв. ГК-2, имеющей глубину 1015 м и вскрывшей интрузивное тело на глубине 396 м. Небольшое снижение температуры или ее непрерывный рост с глубиной свойственны главным образом скважинам южного участка (рис. 43).

Распределение пьезометрических напоров на площади месторождения в целом аналогично распределению геоизотерм. Статические уровни устанавливаются в скважинах от 10—15 до 25—35 м выше поверхности земли. Абсолютные отметки пьезометров закономерно снижаются в западном направлении, показывая, что воды образуют гидравлически единый, определенно направленный поток.

Производительность скважин на месторождении в зависимости от количества зон водопритоков и их величины варьирует в широких пределах (от 1—2 до 40—50 кг/сек при давлении пара на устье 1 атм и выше), теплосодержание паро-водяной смеси — от 130 до 177 ккал/кг и в редких случаях, при повышенном паросодержании, достигает 277 ккал/кг. Из 53 пробуренных на месторождении поисковых и разведочных скважин продуктивными оказались 37 (рис. 44). Характерной особенностью этих скважин при их работе является зарастание ствола в зоне парообразования кальцитом, выпадающим из воды в осадок в результате интенсивной ее дегазации и нарушения карбонатного равновесия при вскипании. Борьба с этим явлением велась путем периодического разбуривания карбонатных пробок.

Подсчет эксплуатационных запасов перегретых вод производился на основании опытно-эксплуатационных выпусков, проводившихся из 15 наиболее производительных скважин в течение 14 месяцев. Характеристика этих скважин при одиночном опробовании и в условиях взаимодействия иллюстрируется табл. 69.

Суммарный дебит опытных скважин 156 кг/сек со средним теплосодержанием паро-водяной смеси 158 ккал/кг утвержден в ГКЗ как запасы категории В. Суммарный дебит остальных продуктивных скважин с учетом их возможного взаимодействия оценивается в 105 кг/сек паро-водяной смеси с теплосодержанием 153 ккал/кг.

Суммарный вынос тепла опытными скважинами составил 24650 ккал/сек, что более чем в 2,5 раза превышает вынос тепла гидротермами в естественных условиях, определенный до начала разведочных работ.

Таблица 69

**Характеристика наиболее продуктивных паро-водяных скважин
Больше-Банного месторождения**

Номер сква- жин	Абс отм устья, м (числитель) Глубина, м (знаменатель)	Максимальная температура в скважине, °С (числитель) Глубина, м (знаменатель)	Статиче- ский уровень подземных вод, м	Параметры скважин при давлении пара на устье 1 атм				
				Без взаимодействия		При взаимодей- ствии		коэффици- ент снижения дебита
				дебит, кг/сек	теплосо- держание, ккал/кг	дебит, кг/сек	теплосо- держание, ккал/кг	
1	$\frac{413,4}{32,8}$	$\frac{155}{32,0}$	+17,0	24,1	162	10,8	181	0,552
7	$\frac{390,5}{268,0}$	$\frac{148}{200-240}$	+14,5	7,4	137	5,4	147	0,260
12	$\frac{417,2}{550,0}$	$\frac{163}{540,0}$	+34,5	10,6	146	5,3	159	0,50
16	$\frac{410,0}{51,0}$	$\frac{162,5}{47,0}$	+19,0	27,0	177	20,8	144	0,23
29	$\frac{420,0}{561,0}$	$\frac{165}{340-380}$	+24,0	13,2	148	10,3	156	0,22
31	$\frac{413,1}{610,0}$	$\frac{165}{350-460}$	+31,0	25,7	158	9,2	156	0,642
33	$\frac{415,5}{760,0}$	$\frac{161,5}{440,0}$	+28,0	16,8	141	6,7	146	0,601
34	$\frac{402,8}{612,0}$	$\frac{162}{160,0}$	+31,5	14,5	152	9,5	163	0,345
35	$\frac{417,4}{581,0}$	$\frac{167}{275,0}$	+34,0	44,3	149	12,6	158	0,716
37	$\frac{421,0}{649}$	$\frac{160}{200-400}$	+18,5	14,6	156	8,1	154	0,445
38	$\frac{443,0}{599,0}$	$\frac{171,5}{480}$	+10,0	9,1	162	13,0	170	—
41	$\frac{415,3}{500,0}$	$\frac{156}{400}$	+17,0	20,8	150	12,2	161	0,414
44	$\frac{417,3}{590,0}$	$\frac{160}{490-540}$	+20,0	16,7	146	10,8	162	0,353
ГК-1	$\frac{404,1}{740,0}$	$\frac{157}{80-160}$	+32,0	18,3	141	7,0	153	0,618
ГК-2	$\frac{415,4}{1015,0}$	$\frac{168}{190,0}$	+25,0	22,0	159	15,2	162	0,319

В процессе опытной эксплуатации месторождения установлена парогенетическая связь режима перегретых, термальных и слаботермальных вод с режимом поверхностного и грунтового стока. Эта связь проявилась в почти одновременном (со смещением по времени в 10—20 дней) и одинаковом по знаку изменении дебита опытных скважин, уровня в наблюдательных скважинах и поверхностных водотоках в периоды снеготаяния или интенсивного выпадения осадков, что можно объяснить, вероятнее всего, столь же быстрой передачей гидростатических напоров из областей питания в области разгрузки.

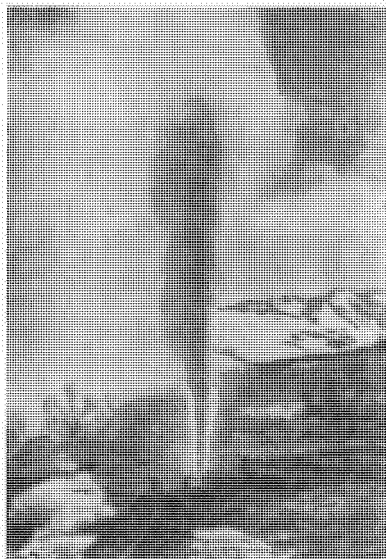


Рис. 44. Одна из продуктивных скважин Больше-Банного месторождения (фото В. Я. Коваленко)

Перегретые воды месторождения, вскрываемые скважинами, по химическому составу аналогичны воде наиболее высокотемпературных источников (см. табл. 68). Величина минерализации и содержания характерных макрокомпонентов закономерно уменьшаются по направлению потока перегретых вод. В менее минерализованных и менее высокотемпературных водах увеличивается относительное содержание ионов HCO_3^- и Ca^{2+} , состав воды изменяется от сульфатно-хлоридно-натриевого до сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого, что является следствием подмешивания холодных гидрокарбонатно-кальциевых вод по периферии потока.

В составе газов преобладает углекислота, содержащаяся в количестве от 57,6 до 87,9% (по объему), что впервые было установлено К. П. Флоренским в 1966 г. Содержание азота изменяется от 10,5 до 40,6%. Максимальные концентрации газов в пластовых условиях отмечены в воде наиболее высокотем-

пературной скв. 38. Конденсат пара характеризуется гидрокарбонатным (гидрокарбонатно-хлоридным) кальциевым (кальциево-натриевым) составом, минерализация 0,07—0,1 г/л.

Конфигурация изолиний концентраций основных макрокомпонентов также, как и конфигурация геонизотерм и пьезоизогипс, «трассирует» тектонические нарушения северо-восточного простирания, установленные по геологическим и геофизическим данным, подчеркивая их ведущую термовыводящую роль и показывая, что подток перегретых вод к очагу их разгрузки происходит с юга — со стороны вулканического сооружения.

За время опытно-эксплуатационных выпусков как теплосодержание паро-водяной смеси, так и химический состав перегретых вод месторождения остались практически неизменными, что свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь заметных изменений в общем гидрогеотермическом режиме месторождения.

Анализ гидрогеотермических особенностей месторождения, а также то обстоятельство, что Больше-Банное и Карымчинские термы тяготеют к одному и тому же вулканическому сооружению, позволяют предположить, что происхождение обеих групп гидротерм связано с единой термоаномалией, заключенной в недрах этого сооружения. Это подтверждается и наличием на северном его склоне в 1,5 км от очага разгрузки

Больше-Банной гидротермальной системы выходов теплых (до 14—24°С) вод.

Тепловая мощность, которую при разведке, как показывают ориентировочные расчеты, могут обеспечить Больше-Банные и Карымчинские гидротермы, приближается к 75 тыс. ккал/сек. Удельная плотность теплового потока при этом для площади 50 км², в пределах которой сосредоточены Больше-Банные, Малые Банные и Карымчинские термопроявления, составит около 1500 ккал/сек·км². Это сопоставимо с величиной удельных теплопотерь для Паужетской и других гидротермальных систем на Камчатке и за рубежом, формирование которых связывается многими исследователями (В. В. Аверьев, Д. Е. Уайт, А. Эллис, С. Уилсон) с внедрением эндогенного пара в водонапорные системы конкретных гидрогеологических структур.

Согласно технико-экономическому докладу, составленному в 1967 г. Новосибирским отделением института «Теплоэлектропроект», строительство Больше-Банной ГеоТЭС мощностью 25 Мвт в настоящее время экономически нецелесообразно, во-первых, в связи с высокими удельными капитальными затратами по ее сооружению, во-вторых, из-за ее малой доли в покрытии дефицита электроэнергии Петропавловского энергоузла.

Наиболее приемлемым вариантом использования разведанных запасов месторождения признано теплоснабжение теплично-парникового комбината площадью до 20 га и близрасположенных населенных пунктов.

ПАРАТУНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Паратунское месторождение термальных вод расположено в одном из самых населенных районов Камчатки — в 25 км от г. Петропавловска-Камчатского, и поэтому является наиболее удобным для освоения.

Месторождение связано с современной гидротермальной системой, которая на поверхности контролируется группами термальных источников, выходящих в пойме и на склоне долины р. Паратунки и ее притоков. Это Северные, Нижне-, Средне- и Верхне-Паратунские, Карымшинские и слаботермальные Сивкины и Овражки источники. Расстояние по прямой от Северных до Сивкиных источников на юге 33 км. В дальнейшем район, тяготеющий к той или иной группе источников, будет называться участком месторождения.

Детальная разведка для целей теплоснабжения проведена Камчатским территориальным геологическим управлением в северной части месторождения — на первых трех участках; на Верхне-Паратунском и Карымшинском проведено поисковое бурение (табл. 70).

В геолого-тектоническом отношении Паратунское месторождение приурочено к структурной депрессии долины р. Паратунки. Депрессия представляет собой сложнопостроенный грабен, образованный блоковыми подвижками пород кристаллического фундамента в четвертичное время. Широкое (1—5 км) коренное ложе долины с отметками поверхности от 0 до 230 м заполнено мощной (до 250 м) толщей четвертичных отложений. Низы толщи литифицированы. Водоразделы представляют собой среднегорные сооружения, имеющие абсолютные отметки водораздельной линии 300—1050 м. Борта и ложе долины сложены в различной степени дислоцированными осадочно-вулканогенными, эффузивными, экструзивными и интрузивными образованиями неогенового и четвертичного возраста.

С. И. Федоренко в районе месторождения выделил две системы дизъюнктивных нарушений: 1) ортогональную, включающую молодые

Т а б л и ц а 70

Тепловая мощность Паратунского месторождения

Наименование групп	Дебит видимый, л/сек	Дебит с учетом скрытой разгрузки в водооток, л/сек	Темпе- ратура воды, °С	Вынос тепла, ккал/сек	Формула солевого состава
Северная Паратунка .	0,3	—	30	—	$M_{0,9} \frac{SO_4 81 \text{ Cl } 15}{(Na+K) 51 \text{ Ca } 46}$
Нижняя Паратунка .	26,3	—	61,6	—	$M_{1,3} \frac{SO_4 71 \text{ Cl } 24}{(Na+K) 64 \text{ Ca } 33}$
Средняя Паратунка .	—	3,5	81,5	300	$M_{1,1} \frac{SO_4 84 \text{ Cl } 13}{(Na+K) 66 \text{ Ca } 32}$
Верхняя Паратунка .	15,0	70	70,2	4900	$M_{1,0} \frac{SO_4 9 \text{ Cl } 43}{(Na+K) 51 \text{ Ca } 49}$
Карымшинские источ- ники	—	130	76,5	9950	$M_{0,95} \frac{SO_4 87}{(Na+K) 86 \text{ Ca } 11}$

разрывы субмеридионального и субширотного простиранья, и 2) диагональную, объединяющую разломы древнего заложения северо-западного и северо-восточного простиранья.

Гидрогеологические условия района, в целом, благоприятны для накопления подземных вод. Средний минимальный модуль подземного стока в пределах водосборной системы в районе термопроявлений составляет 15 л/сек с 1 км². Совокупность геолого-гидрогеологических сведений позволяет рассматривать Паратунское месторождение термальных вод как приуроченное к малому межгорному артезианскому бассейну орогенного типа (классификация А. М. Овчинникова, 1949 г.). Граничные условия бассейна окончательно не выяснены. Предположительно основной глубинный подземный сток формируется в пределах водосборной системы р. Паратунки. Не исключается возможность подпитывания бассейна с запада за счет регионального подземного стока.

Водовмещающей толщей для холодных, теплых и горячих вод являются трещиноватые дочетвертичные породы и нижнечетвертичные конгломераты, залегающие в опущенной части грабена. Роль верхнего относительного водоупора играют выдержанные по площади алевролиты, песчаники, аргиллиты, глины.

Отличительной особенностью строения месторождения является наличие перекрывающей водоносной толщи рыхлых отложений. В этих условиях значение вышеуказанного водоупора для изоляции термальных вод от холодных, т. е. для существования самого месторождения, трудно переоценить.

Распространение термальных вод по площади в интервале исследованных глубин до 1500 м обусловлено в основном блоковой структурой месторождения. Тип циркуляции и водообильность определяются характером и степенью трещиноватости пород. Для месторождения характерен трещинно-жильный тип циркуляции вод.

Масштабы естественной разгрузки незначительны. Основная масса разгружающейся воды остается в аллювиальной толще, разубоживается, охлаждается и выносится грунтовым потоком.

Воды собственно термальных источников за исключением Средне-Паратунских и Карымшинских имеют измененный облик по сравнению с водами, вскрытыми скважинами на глубине.

До начала поисковых и разведочных работ пять основных групп естественных термопроявлений, по данным Б И Пийпа, З Б Декусар, Е А Вакина, Ю Ф Манухина, характеризовались следующими параметрами

Максимальные пьезометрические уровни термальных вод (в абс. отм.) на отрезке между Верхне-Паратунским и Северным участками падают со 120—130 до 40 м. Исходя из представления о единой гидротермальной системе, можно говорить об общем уклоне термального потока в субмеридиональном направлении, равном 0,005. Каждый же участок в отдельности имеет собственную сложную картину распределения пьезометрических уровней.

Режим термальных вод парагенетически тесно связан с режимом поверхностных вод района, так как и тот и другой отражают динамику всей водосборной системы и характеризуются одним максимумом (июнь—июль) и одним минимумом (март—апрель).

Разделение северной части месторождения на три участка несколько условное, поскольку они гидравлически связаны между собой. Поэтому разведанная площадь месторождения рассматривается в целом и подчеркиваются лишь существенные различия в гидрогеологических, геотермических и гидрохимических условиях каждого участка.

По данным разведки, Л Т Наумов на месторождении выделил три структурных яруса. Нижний ярус сложен вулканогенными породами паратунской свиты, которая расчленяется в свою очередь на три подсвиты: первую — нижнюю (N_{1rg1}), в разрезе которой преобладают туфы, андезиты, андезито-базальты, базальты, вторую (N_{1rg2}), представленную разнообломочными туфами базальтов с подчиненным количеством туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфопесчаников, и третью (N_{1rg3}), для которой характерны туфы и туффиты андезитового состава.

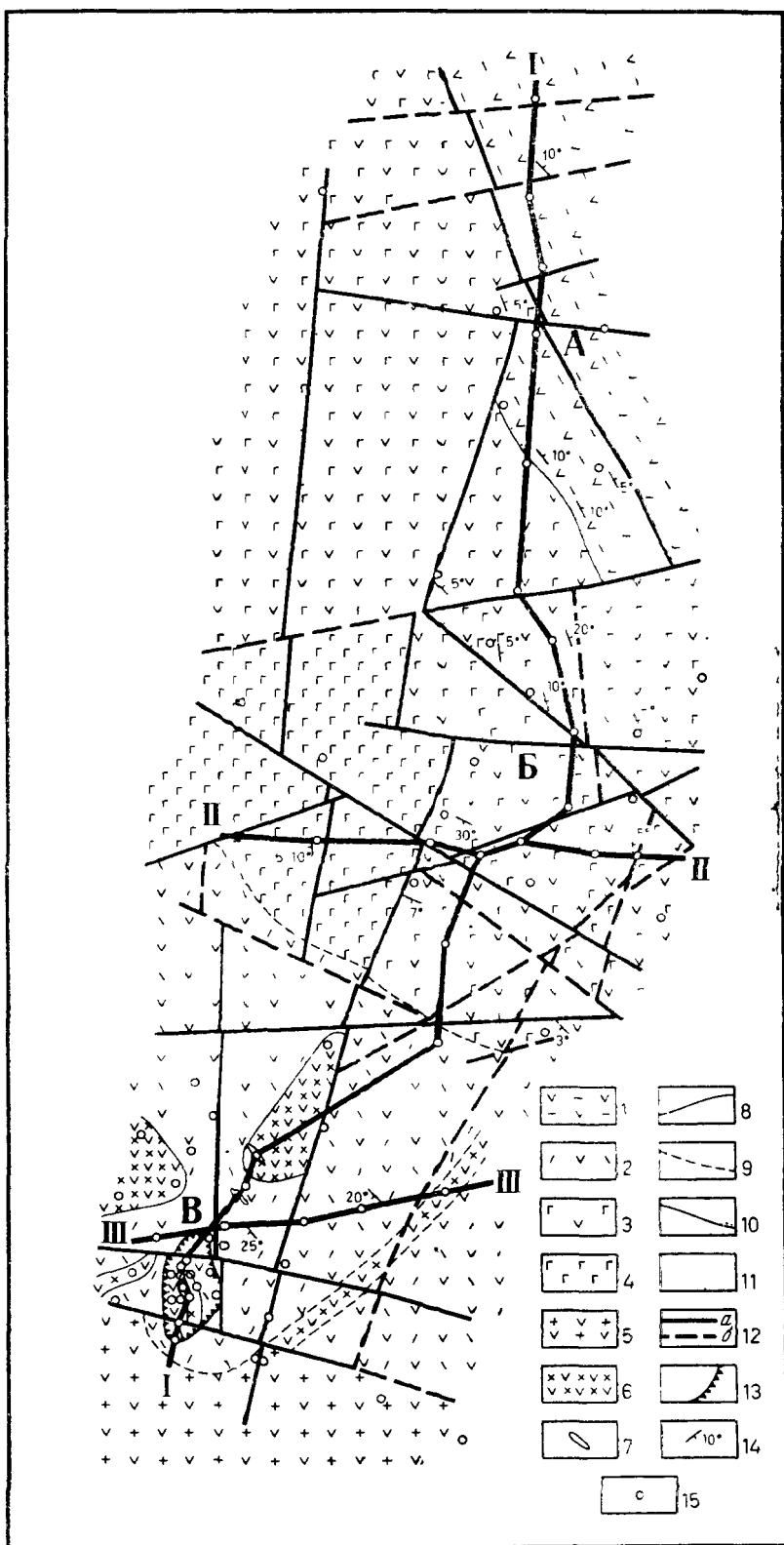
Первая подсвита развита в пределах Нижне-Паратунского и Северного участков, вторая и третья — Средне-Паратунского. На юге паратунская свита прорвана интрузивными породами (диориты, габбро-диориты, габбро) и субвулканическими телами различного состава (рис 45, 46).

Средний структурный ярус сложен вулканогенно-осадочными породами алнейской серии (преимущественно туфопесчаниками) N_{al} . Алнейский комплекс вскрыт скважинами в районе Северного участка, мощность его всего 60—125 м. Повсеместное распространение имеют породы третьего структурного яруса, представленные нижнечетвертичными конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами (Q_1).

Породы паратунской свиты смяты в пологие складки. Углы падения, как правило, не превышают 10—15° и лишь в районах Нижне-Паратунского и Северного участков достигают 40°. Несмотря на сложность тектонического строения установлено, что Нижне-Паратунский участок приурочен к сводовой части и восточному крылу брахиантиклинали, площадь между Средним и Нижним участками — к крылу крупной складки, полого погружающейся в юго-западном направлении.

Структурное положение Средне-Паратунского и Северного участков, как и наиболее продуктивной части Нижне-Паратунского, определяется блоковым строением фундамента.

Первый находится в пределах поднятого сильнонарушенного блока и с востока ограничен субмеридиональным разломом, получившим название Центрального, так как он прослеживается вдоль оси долины Южной границей участка является субширотный разлом и интрузивный массив, северной — субширотный разлом. С запада участок не имеет структурного ограничения. Продуктивная площадь Нижне-Паратунского участка на западе контролируется Центральным разломом, на



юге — субширотными нарушениями и открывается на север и восток. Северный участок отличается более сложной блоковой структурой. Вся площадь между двумя последними участками сильно нарушена системами молодых трещин (структура «разбитой тарелки»).

Зоны интенсивного дробления и брекчирования, как правило, слабо водопроницаемы. Обводненными являются трещины, оперяющие разломы.

Вышеупомянутый относительный водоупор в пределах разведанной площади залегает на глубине 40—180 м и имеет мощность от 10 до 100 м. Мощность грунтового потока колеблется в пределах от 40 до 80 м, и расход его оценен в 10 000 м³/сутки.

В соответствии с геолого-тектоническим строением имеются существенные различия в условиях локализации термальных вод, а следовательно, и в геотермических, а также гидрохимических условиях на всех трех участках.

Средне-Паратунский участок представляет собой мощный концентрированный очаг разгрузки терм — тепловую аномалию. Она четко выражена на карте геоизотерм. Температуры воды на изливе из скважин сравнительно близки (74—88°С). На Нижне-Паратунском участке выделяется высокотемпературная зона (температуры воды на устье более 90°С), приуроченная к сочленению субширотного и диагонального разломов вблизи скв. 49, и относительно низкотемпературная, характеризующаяся температурами воды на устье 70—86°С. На Северном же участке термальные воды имеют узколокальное распространение. Максимальные температуры (более 80°С) отмечены вблизи пересечения Центрального разлома с субширотным.

Термальные воды на продуктивных участках месторождения характеризуются напорами от плюс 3,4 до 43,9 м относительно поверхности земли, чаще плюс 20—40 м. По карте приведенных гидроизопьез, составленной для Средне-Паратунского участка, можно судить, что максимальные величины напоров тяготеют к основному очагу разгрузки, который в данном случае на протяжении двух километров контролируется субмеридиональным разломом. По периферии очага наблюдается резкое падение уровней.

Зоны водопритоков по стволу скважин распределяются неравномерно. Наиболее глубокая зона вскрыта в интервале 1338—1345 м на Нижне-Паратунском участке. Количество основных зон водопритоков по отдельным скважинам колеблется от 1 до 9 м, их мощности, например, на Средне-Паратунском участке, меняются от 2 до 76 м, суммарные мощности составляют 45—156 м (преобладающие 5—70 м).

Дебиты отдельных зон водопритоков варьируют от единиц до трех десятков и более литров в секунду. Водообильность зон зачастую связана не столько с их мощностью, сколько с раскрытостью трещин. В от-

Рис. 45. Схематическая геологическая карта неогенового фундамента Паратунского месторождения термальных вод (по Л. Т. Наумову и Л. И. Кафитину):

1 — верхний миоцен плиоцен (аллейская серия) туфопесчаники, туфокоилломераты, туфы, туфоалевролиты, 2 — миоцен (паратунская свита, третья подсвита, верхняя пачка) туфы, туффиты, туфоконгломераты, 3 — миоцен (паратунская свита, третья подсвита, средняя пачка) туфы, туффиты, туфопесчаники, 4 — миоцен (паратунская свита, третья подсвита, нижняя пачка) туфы, туффиты, 5 — миоцен (паратунская свита, вторая подсвита, верхняя пачка) базальты, туфы, редкие мажоритарные слои туфопесчаников и туфоалевролитов; 6 — миоцен (паратунская свита, вторая подсвита, средняя слоистая пачка) базальты; андезит-базальты лавобрекчин, туфы, туфогенно-осадочные отложения, 7 — миоцен (паратунская свита, вторая подсвита нижняя пачка) базальты, андезит-базальты туфы, 8 — миоценовый интрузивный массив габбро, габбро диориты, диоритовые порфириты андезиты, 9 — граница распространения миоценовых даек и силл. дациты, андезит-дациты, 10 — граница распространения андезитов, 11 — границы фациальных подразделений, 12 — тектонические нарушения (установленные (а) и предполагаемые (б)); 13 — контур с повышенным содержанием обломков кислых эффузивов в туфах, 14 — наклонное залегание пластов, 15 — буровые скважины (I—I, II—II, III—III — линии разрезов) А — Северный участок, Б — Нижнепаратунский участок В — Среднепаратунский участок.

дельных случаях концентрированные водопритoki с дебитом 30—34 л/сек были получены уже с глубины 150—160 м.

В качестве примера в табл. 71 приводятся сравнительные данные о суммарных дебитах наиболее производительных скважин Средне-Паратунского участка в интервалах глубин 200—400 и 400—600 м.

Таблица 71

Величина водопритокров в скважины Средне-Паратунского участка

Интервал глубин, м	Дебит водопритока, л/сек								
	Скв. 5	Скв. 6	Скв. 8	Скв. 11	Скв. 15	Скв. 19	Скв. 21	Скв. 22	Скв. 23
200—400	16,9	22,7	8,7	20,1	11,0	12,2	5,2	37,5	—
400—600	14,6	3,5	23,4	3,3	6,4	15,4	13,3	—	33,1

Для групповых опытно-эксплуатационных выпусков с целью подсчета эксплуатационных ресурсов на всех трех участках были отобраны 40 скважин с достаточно высокими дебитами и температурами воды (табл. 72). Суммарный расход скважин при самоизливе и средневзвешенная температура по участкам составили, соответственно: Нижний — 75,1 л/сек и 78°С; Средний — 179,6 л/сек и 81°С; Северный — 88,1 л/сек и 67°С; суммарный вынос тепла по трем участкам достиг 26290 ккал/сек.

В северной части месторождения скважинами вскрыты термальные и слаботермальные воды различных типов по катионному и анионному составу. В пределах Средне-Паратунского и Северного продуктивных участков преобладают сульфатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые воды. Воды Нижне-Паратунского участка имеют хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый и натриево-кальциевый облик. Данные о химическом составе вод по высокотемпературным скважинам приведены в табл. 73.

В газовом составе терм преобладает азот (96 об. %), свободная углекислота (2%). В пробах некоторых скважин обнаружены свободный кислород (до 4,4%) и метан (до 3,7%).

Выведенные Л. А. Ворожейкиной парные коэффициенты корреляции свидетельствуют о высокой прямой корреляционной зависимости содержания Na, SiO₂, Cl, K, SO₄, Ca и минерализации от температуры для всех участков. Прямая зависимость в трех последних системах устанавливается лишь в том случае, если не учитывается состав и температура вод, залегающих в депрессии, расположенной к востоку от Средне-Паратунского участка, вне очага разгрузки.

Большинством исследователей, изучавших месторождение, вариации химического состава объясняются в значительной мере степенью разбавления исходного гидротермального раствора, а также влиянием эндогенных факторов.

Вопросы теплового питания месторождения остаются не выясненными. За время опытно-эксплуатационных выпусков ни химический состав термальных вод, ни их температурные параметры практически не изменились.

Решением ГКЗ (от 11 апреля 1969 г.) по трем разведанным участкам утверждены запасы термальных вод в количестве 270 л/сек со средней температурой 77°С. Таким образом, на сегодняшний день Паратунское месторождение термальных вод является самым крупным из разведанных в СССР.

Таблица 72

Данные групповых опытно-эксплуатационных выпусков на Паратунском месторождении термальных вод

Номер скв.	Абс. отм. устья, м	Глубина, м	Статический уровень, м	Динамический уровень, м	Понижение, м	При одиночном опробовании по окончании бурения			При опытно-эксплуатационных выпусках (на 25/IX 1968 г.)			Коэффициент $\frac{Q_n + Q_k}{Q_n}$ снижения дебитов	
						Дебит без взаимодействия, л/сек	Дебит по окончании бурения при взаимодействии, л/сек	Удельный дебит, л/сек	Дебит, л/сек	Удельный дебит, л/сек	Температура воды на изливе, °С*		
Средне-Паратунский участок													
ГК-2	17,7	888	+42,4	+1,1	41,3	47,1	—	1,14	14,3	0,35	86,5	0,70	
ГК-3	17,2	1259	+35,9	+1,8	35,4	56,1	—	1,58	9,9	0,28	80,5	0,82	
ГК-4	18,0	1504	+36,9	+1,9	34,6	46,5	—	1,34	8,5	0,25	76,0	0,82	
ГК-6	17,2	1244,6	+36,6	+1,0	35,8	—	36,3	1,01	7,2	0,13	78,0	0,80	
ГК-8	17,8	872,0	—	+1,7	—	—	2,3	—	1,1	—	79,0	0,45	
1	18,2	—	+43,9	+1,8	42,1	—	26,2	0,62	4,3	0,1	82,0	0,84	
3	18,0	—	+36,0	+0,4	35,6	—	20,0	0,56	3,0	0,08	82,0	0,85	
4	18,0	—	+42,9	+1,6	41,3	—	15,0	0,36	2,8	0,06	80,0	0,81	
15	17,9	560,0	+42,2	+1,1	41,1	36,0	—	0,87	8,4	0,2	82,0	0,77	
19	18,1	611,0	+37,7	+1,0	39,1	38,2	—	0,98	7,4	0,18	76,0	0,81	
21	17,1	600,1	+39,9	+0,7	39,2	25,0	—	0,63	6,1	0,16	78,0	0,76	
22	18,1	594,2	+40,1	+1,1	39,0	—	25,0	0,64	12,3	0,31	76,0	0,51	
23	19,0	613,1	+37,6	+1,6	36,0	—	40,0	1,1	5,8	0,16	75,0	0,87	
29	16,9	445,0	+8,9	+1,1	6,8	—	12,5	1,83	7,7	0,13	79,5	0,39	
51	16,6	760,0	+39,6	+0,4	37,2	33,5	—	0,90	12,7	0,34	74,0	0,62	
ГК-1	18,1	1347	+42,2	+1,5	40,7	58,2	—	1,43	—	—	—	—	
5	18,2	528,7	+42,0	+1,6	40,5	60,8	—	1,50	—	—	—	—	
6	17,9	583,1	+40,7	+2,4	38,3	40,8	—	1,06	68,1	0,34	84,0	0,76	
8	17,3	585,0	+42,5	+2,0	40,5	66,6	—	1,64	—	—	—	—	
11	18,5	594,8	+42,0	+1,9	40,1	55,5	—	1,38	—	—	80,9*	—	
Нижне-Паратунский участок													
18	14,9	634,0	+29,5	+1,2	28,3	17,3	—	0,61	7,2	0,25	76,5	0,58	
37	15,3	538,9	—	+0,8	—	—	2,9	—	1,3	—	64,0	0,55	
42	14,7	690,0	+27,9	+1,2	26,7	26,1	—	0,97	14,0	0,53	83,5	0,47	
45	14,7	710,0	—	+2,0	—	—	7,5	—	3,2	—	91,0	0,58	
46	15,0	638,0	—	+1,6	—	—	16,6	—	5,7	—	78	0,66	
49	14,5	636,0	—	+1,2	—	—	6,2	—	2,8	—	89	0,55	
55	15,7	739,0	—	+1,3	—	—	23,0	—	6,9	—	70	0,66	
57	14,0	580,0	—	+1,5	—	—	20,0	—	9,2	—	77	0,55	
61	13,5	710,0	—	+1,4	—	—	16,6	—	3,6	—	62	0,79	
64	12,3	601,1	—	+2,4	—	—	18,0	—	7,5	—	60	0,59	
ГК-13	13,2	1438,1	—	+1,2	—	—	9,5	—	8,5	—	97	0,1	
30	14,3	658,0	+20,9	+5,9	15,0	4,7	—	0,31	1,9	0,13	78	0,60	
502	14,7	—	+24,0	+1,6	22,4	10,0	—	0,44	3,3	0,15	72	0,67	
Северный участок													
ГК-7	12,9	1070,0	—	+1,3	—	—	33,6	—	6,0	—	48	0,82	
ГК-9	11,0	1196,3	+27,0	+1,8	26,2	—	41,6	1,6	27,3	1,04	83,5	0,34	
20	14,2	690,0	+29,0	+2,2	27,8	—	39,1	1,3	8,8	0,32	70,0	0,77	
62	15,3	622,0	—	+1,8	—	—	16,6	—	8,8	—	60,5	0,53	
63	13,2	612,0	—	+1,3	—	—	37,5	—	12,3	—	59,5	0,67	
67	11,9	595,0	—	+2,4	—	—	20,0	—	8,8	—	54,5	0,56	
69	12,3	600,0	—	+1,6	—	—	23,0	—	16,1	—	61,5	0,4	

* Средняя температура.

Таблица 73

Химический состав термальных вод Паратунского месторождения

Номер скважины или название участка	Жесткость общая, мг·экв/л	Сумма минеральных веществ, мг/л	pH Ен, мв	Содержание, мг/л		
				SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
ГК-2	5,93	1233	$\frac{9,0}{-60}$	710	72	10
45	9,52	1921	$\frac{6,50}{+90}$	813	368	37
ГК-9	15,16	2005	8,3	1147	162	18

Пределы вариаций величин минерализации и содержаний компонентов на продуктивных участках

Средне-Паратун- ский	—	900—1250	$\frac{7,5-9}{+150-(-150)}$	500—750	40—75	10—15
Нижне-Паратун- ский и Северный	—	1500—2100	$\frac{6,5-8,5}{+150-0}$	900—110	150—350	10—40

Номер скважины или название участка	Содержание, мг/л							
	CO ₃ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	CO ₂	As	NH ₄	SiO ₂
ГК-2	14	245	8	119	He обн.	0,30	0,3	65
45	He обн.	405	10	190	5,81	0,12	0,1	92
ГК-9	3	305	8	303	He обн.	0,08	0,2	59

Пределы вариаций величин минерализации и содержаний компонентов на продуктивных участках

Средне-Паратун- ский	10—15	200—250	5—15	70—120	He обн.	0,2—1,0	1—2	50—65
Нижне-Паратун- ский и Северный	10—15	300—400	5—11	200—300	„ „	0,1—0,4	—	50—90

Перспективы его не ограничиваются запасами детально изученных участков. По результатам специальных работ и поискового бурения ресурсы Верхне-Паратунского и Карымшинского участков оцениваются в 250 л/сек с температурой до 75°С.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПАРОГИДРОТЕРМ ГОРЯЧИЙ ПЛЯЖ

Описание дано в основном по результатам разведки, опубликованым в работах В. М. Дуничева, И. И. Ризнича (1968), С. И. Набоко (1969).

Месторождение Горячий Пляж расположено на о-ве Кунашир на берегу Тихого океана, вблизи влк. Менделеева, примерно в 7 км от г. Южно-Курильска (рис. 47). Поверхностные термопроявления представлены кипящими источниками и парящими площадками (рассредоточенное парение), наблюдающимися приблизительно в километровой по-

лосе вдоль берега океана, имеющей ширину 200—250 м, и на первой морской террасе. По данным Е. К. Мархина (1959а), проводившего здесь термометрическую съемку, площадь участков с температурой от 30 до 100°C на глубине 15 см составляет 5 тыс. м². Дебиты источников не превышают 0,3 л/сек. Общий вынос тепла на Горячем Пляже оценен

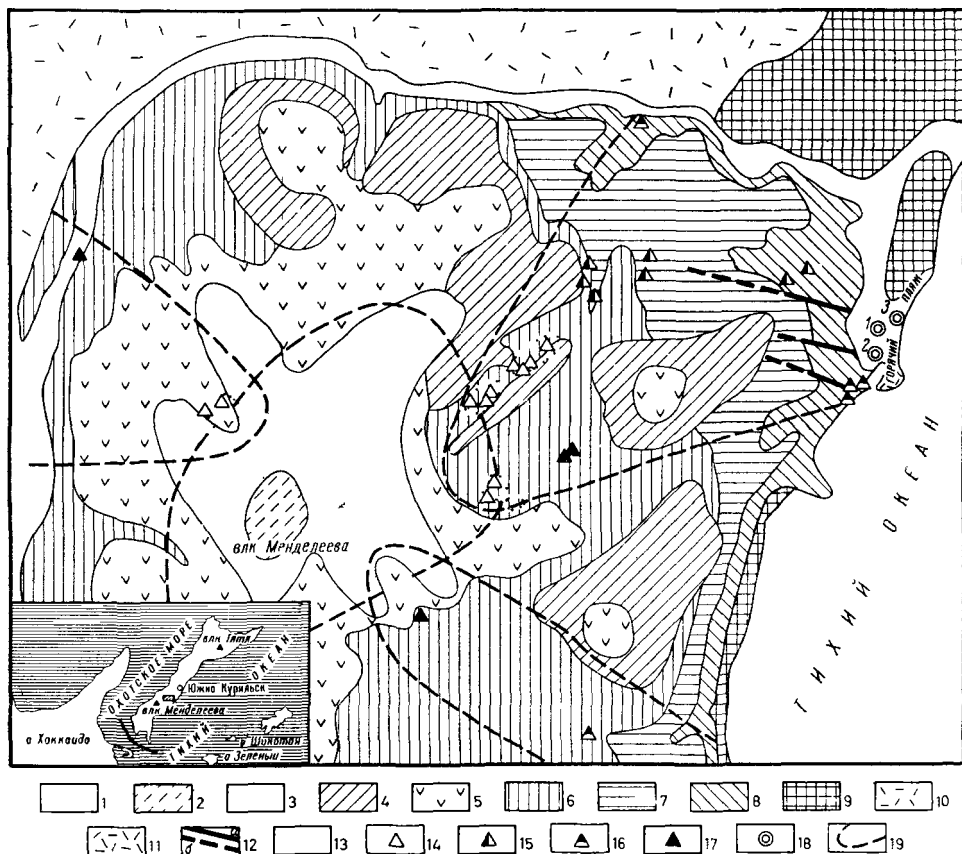


Рис. 47. Схема расположения выходов термальных вод на влк. Менделеева, о. Кунашир (по А. В. Зотову):

Голоцен 1 — аллювиальные и морские осадочные отложения ($al-mQ_{IV}$), 2 — лациты экструзивного купола ($φQ_{IV}^2$); 3 — пирокластические отложения (Q_{IV}^2), 4 — делювиально-пролювиальные отложения ($αQ_{IV}$). Верхний плейстоцен 5 — андезиты, андезито базальты верхней толщи ($αQ_{III}^3$), 6 — пирокластические отложения верхней толщи (Q_{III}^3), 7 — пирокластические отложения средней толщи (Q_{III}^2), 8 — пирокластические отложения нижней толщи (Q_{III}^1). Плиоцен 9 — глыбо агломератовые туфы основного состава (N_2), 10 — туфы кислого состава (N_1-2al); 11 — липариты экструзивные (AN_1-2), 12 — разрывные нарушения (a — достоверные, б — предполагаемые), 13 — сольфатарное поле, 14 — выход кислых сульфатных вод, 15 — выход кислых сульфатно-хлоридных вод; 16 — выход «щелочных» хлоридно-натриевых вод; 17 — вулканы; 18 — скважина; 19 — контур сектора разгрузки термальных вод

В. И. Белоусовым в $1 \cdot 10^7$ кал/сек при видимом расходе насыщенного пара 1,5 кг/сек. Вода источников по составу хлоридная натриевая (табл. 74).

В геологическом строении месторождения принимают участие породы четвертичного и неогенового возраста. Четвертичные отложения представлены переотложенным вулканогенным материалом мощностью 20 м. Неогеновые породы состоят преимущественно из вулканогенных образований и разделяются на плиоценовые и верхнемиоценовые. Плиоценовые породы, имеющие мощность около 400 м, разделены на два

Таблица 74

Химический состав гидротерм месторождения Горячий Пляж

Место отбора пробы	Содержание, мг/л								pH	Общая минерализация, мг/л
	NH_4^+	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}		
Ист. Горячий Пляж*	1,0	1232	177	19	140	2307	42	43	8,0	4360
Скв. 1 (вода)	2,0	286	286	44	102	564	234	37	6,4	1603
Скв. 3 (вода)**	0,2	873	39	8	86	1489	50	67	8,2	2764
Скв. 2 (конденсат)**	15,0	—	—	—	2	6	4	37	5,4	—
Скв. 5 (вода)**	3,5	5262	179	576	1240	11616	776	110	6,4	19954

* По данным Е. К. Мархинина (1959), С. С. Крапивина

** По данным В. М. Дуничева, И. И. Ризнич (1968) и Л. И. Коровина

комплекса. Верхний сложен псефитовыми и агломератовыми туфами андезито-базальтового состава и прослоями вулканогенно-осадочных пород. Книзу нарастает количество псаммитовых и пепловых прослоев, и, наконец, отмечено переслаивание туфоконгломератов с туфами. Нижний комплекс представлен андезито-дацитовыми пемзовыми и пепловыми туфами. Породы этого комплекса постепенно переходят в вулканогенно-осадочные верхнемиоценовые отложения, сложенные туфопесчаниками и туфоалевролитами. Вскрытая скважинами мощность отложений составляет 170 м. Одна из скважин на глубине 617 м вскрыла липариты.

По данным разведочного бурения, на месторождении выделяются три водоносных комплекса. Водоносный комплекс с порово-пластовой циркуляцией подземных вод приурочен к псефитовым туфам верхней части плиоценовых отложений. Верхним водоупором служат четвертичные отложения, а нижним — туфоалевролиты, залегающие на глубине 100—200 м. Мощность комплекса 100 м. В отложениях этого комплекса заключены напорные воды с температурой 20—45°С, дебит скважины составляет 1—5 л/сек.

Верхнеплиоценовый водоносный комплекс приурочен к трещиноватым отложениям верхнего плиоцена. Нижним водоупором для него служат кислые лавы, залегающие на глубине 280—400 м. По характеру циркуляции и условиям залегания эти отложения являются напорными трещинными водами с температурой 150—170°С. Дебиты скважин в зависимости от трещиноватости пород варьируют от 5 до 30 кг/сек пароводяной смеси.

Нижний водоносный комплекс приурочен к трещиноватым вулканогенным отложениям плиоценового возраста и, частично, к вулканогенно-осадочным породам верхнего миоцена. По характеру циркуляции воды комплекса также являются напорными трещинными. Дебит скважин до 1 л/сек.

По данным опробования скважин, наибольшей водообильностью характеризуется средний водоносный комплекс, воды которого имеют максимальное теплосодержание (табл. 75).

Суммарный вынос тепла скважинами, вскрывшими этот водоносный комплекс, составляет 15 тыс ккал/сек. Максимальные температуры и расходы скважин зафиксированы на северо-западной окраине разведанного участка, т. е. на площади, приближающейся к влк. Менделеева.

В. М. Дуничев и И. И. Ризнич (1968) выделяют два типа вод: воды смешанные хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные со сложным катионным составом, характеризующие верхний водоносный комплекс, и высокотемпературные воды хлоридно-натриевого со-

Т а б л и ц а 75

Показатели водообильности пород месторождения
Горячий Пляж

Номер скв.	Интервалы испытаний, м	Рабочее давление, атм	Расход, кг/сек	Энтальпия, ккал/кг
2	120—143	0,4—1,8	12,3—18,1	132—179
2а	120—286	1,2	23—27	150—160
3	75—401	0,15	7,5	138
4	79—464	1,0	11,7	173
6	88—410	1,5—2,0	25—23	248—279
7	67—405	2,0	16,2	159

става, характеризующие средний и нижний водоносные комплексы (см. табл. 74). Причем воды, вскрытые в самой нижней части разреза, в сущности, отвечают метаморфизованным водам морских отложений.

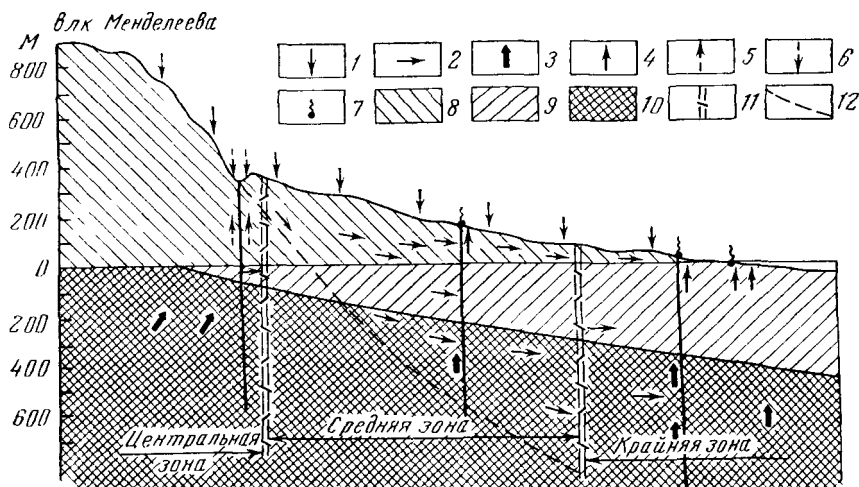


Рис. 48. Схема формирования подземных вод месторождения Горячий Пляж (по В. М. Дуничеву, И. И. Ризничу):

1 — атмосферные осадки; 2 — пресные инфильтрационные воды; 3 — высокоминерализованные термальные воды; 4 — смешанные подземные воды; 5 — газовые эманации; 6 — гидросольфатары; 7 — открытые очаги разгрузки термальных вод; 8 — зона свободного водообмена; 9 — зона затрудненного водообмена трещинных вод; 10 — зона весьма затрудненного водообмена; 11 — условные границы зон смешения; 12 — разломы

Предполагается генетическая связь гидротерм месторождения Горячий Пляж с термопроявлениями на склоне влк. Менделеева (источники Нижне-Докторские, Верхне-Докторские, Нижне-Менделеевский) и сольфатарными полями влк. Менделеева. Отличный от состава перегретых вод кислый состав источников на склоне влк. Менделеева объясняется их химической дифференциацией. Схема формирования подземных вод отражена на рис. 48. Представление о единой системе месторождения Горячий Пляж и термопроявлений влк. Менделеева позволяет высоко оценивать теплоэнергетические ресурсы этого района.

В заключение отметим, что на Камчатке в области использования теплоэнергетических ресурсов большая роль отводится теплоснабжению г. Петропавловска-Камчатского. В связи с тем, что теплоснабжение го-

рода за счет Паратунских термальных вод признано пока экономически нецелесообразным, возможны два пути решения этой проблемы. Первый — это поиски скрытых месторождений термальных вод в окрестностях города.

По мнению многих исследователей (Б. И. Пийп, А. Е. Святловский, О. П. Толстихин, Г. М. Власов и др.), термальные воды могут быть встречены в зоне разлома северо-западного простираения или в палеоген-неогеновых отложениях Корякско-Авачинской депрессии, которая может быть вместилищем артезианских вод.

Е. А. Вакин (1967а), анализируя строение Корякско-Авачинской депрессии, указывает на существенные отличия последней от вулканотектонических структур, заключающих в себе уже известные месторождения термальных вод, и подчеркивает, что характер вулканизма в районе г. Петропавловска-Камчатского резко отличается от кислого «кальдерного» вулканизма геотермальных районов. Поэтому он сомневается в существовании крупного месторождения парогидротермы в этом районе, не исключая, однако, что в некотором количестве горячие воды могут быть вскрыты в непосредственной близости от промежуточной магматической камеры влк. Авачинская Сопка и в зонах разломов, дренирующих глубокие горизонты депрессии.

Более перспективным представляется второй путь, предполагающий использование высокотемпературных вод Больше-Банного месторождения в комбинации с термальными водами Паратунского месторождения. Этот путь потребует решения технической задачи транспортировки горячей воды на расстояние до 70 км.

Глава 15

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАМЧАТСКО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА КАК КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Большая обводненность региона и наличие многочисленных открытых очагов разгрузки подземных вод при условии неравномерной обнаженности пород, продуктивных на различные виды полезных ископаемых, позволяет отнести Камчатку и Курильские острова к числу регионов весьма перспективных для проведения гидрогеохимических поисков месторождений. Большая часть из них расположена в труднодоступных районах.

По геологическим прогнозам и результатам поисковых работ, проведенных Камчатским геологическим управлением, наибольший интерес здесь представляют поиски нефтяных, золоторудных, ртутных, медно-колчеданных, молибденовых, серных, борных, никелевых и разнообразных полиметаллических месторождений (Василевский М. М., 1961).

Применение гидрогеохимического метода при их поисках до последних лет носило весьма ограниченный и эпизодический характер. Однако, несмотря на это, результаты изучения геохимии нефте- и рудоперспективных районов свидетельствуют о целесообразности применения гидрогеохимического метода в более расширенном виде в общем комплексе геологосъемочных и поисковых работ.

Ниже в весьма кратком и обобщенном виде приводятся результаты гидрогеохимических исследований в районах расположения известных месторождений полезных ископаемых и на прилегающих поисковых участках.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее перспективным районом на различные виды рудных месторождений в пределах Камчатско-Курильского региона является Срединный хребет. Поэтому первые опытно-методические и поисковые гидрогеохимические исследования были сосредоточены в его пределах.

В 1964 г. сотрудником Пятого геологического управления Ю. Н. Звонцовым на южной оконечности Срединного хребта были проведены исследования водных ореолов рассеяния одного из медно-молибденовых проявлений, приуроченных к водораздельной гольцевой части хребта. Последняя сложена гнейсами, прорываемыми интрузиями гранитоидов. Мощность перекрывающего элювиально-делювиального покрова достигает 10 м. На контакте этих рыхлых образований с коренными породами наблюдается разгрузка грунтовых вод, омывающих прожилково-вкрапленное оруденение, представленное разнообразным комплексом сульфидных минералов.

В результате окисления сульфидов меди, молибдена и железа грунтовые воды обогащаются сульфатными ионами (до 50 мг/л), медью (до 0,2 мг/л) и молибденом (до 0,06 мг/л). Фоновые количества этих компонентов не превышают по сульфат-иону — 16 мг/л; меди — 0,01 мг/л; молибдену — 0,005 мг/л. Протяженность водных ореолов рассеяния металлов колеблется от 1,5 (по меди) до 2,5 км (по молибдену). Контрастность их изменяется от 100 во внутренней зоне ореола до 10 на периферии.

В 1966—1969 гг. гидрогеохимические опытно-методические исследования на Камчатке проводились под руководством Г. А. Голевой группой сотрудников ВСЕГИНГЕО (И. А. Клименко, В. А. Кривенков, А. В. Харламова, Т. С. Корганова и др.). Основным эталонным объектом изучения являлись подземные воды Оганчинского золоторудного района, приуроченного к центральной части Срединного хребта.

Содержание золота и других (сопутствующих) микрокомпонентов

Генетический тип вод	Водовмещающие породы	CO ₂ (своб.), г/л	Типичный ионный состав	Минерализация, г/л	pH	T°C
Воды деятельного слоя	Различные вулканогенные четвертичные образования	0,05	SO ₄ 69—87 HCO ₃ 19—31 Ca 56—83 Mg 15—40	0,3—1,5	6,3—7,1	8
Трещинно-жилые (углекислые): 1) гидрокарбонатно-сульфатная группа;	Кварцевые диориты	1,6	HCO ₃ 41—65 SO ₄ 37—62 Ca 60—82 Mg 14—34	0,5—1,9	5,7—6,5	3,5
2) сульфатно-гидрокарбонатная группа	Габбро-базальты	2,5	SO ₄ 51—93 HCO ₃ 48—65 Ca 72—82 Mg 13—21	1,6	6,1	4,2

* Данные химического анализа.

** Данные спектрального анализа.

*** Данные полярографического анализа.

В пределах этого района расположено Оганчинское рудное поле, имеющее блоково-складчатое строение и пересекающееся разломами северо-восточного и субмеридионального простирания. К участкам пересечения этих рудоконтролирующих нарушений и приурочена золото-серебряная минерализация. Золото здесь обычно ассоциирует с блеклой рудой, сфалеритом, киноварью и халькопиритом. В скрыто-кристаллическом кварце золото рассеяно в тонкодисперсном состоянии.

В пределах исследованного рудоперспективного гидрогеологического Оганчинского массива широко развиты грунтово-поровые воды, в которых наиболее отчетливо проявляются водные ореолы рассеяния золота, серебра, мышьяка, меди, молибдена, цинка и фтора.

К разломам тяготеют открытые очаги разгрузки углекислых вод трещинно-жильного типа с минерализацией до 2,3 г/л.

Водовмещающие породы представлены в основном эффузивно-пирокластическими и интрузивными образованиями. В первых заключены пластово-трещинные воды гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевого состава с минерализацией до 0,3 г/л и pH 6,5—7,5 (табл. 76). Трещинно-жильные воды интрузивного комплекса пород отличаются гидрокарбонатно-хлоридным составом и такой же невысокой минерализацией 0,06—0,24 г/л. В перекрывающих рудное поле элювиально-делювиальных и осадочно-вулканогенных четвертичных образованиях распространена островная многолетняя мерзлота. Ее мощность достигает 10 м. Поэтому температура вод в этих отложениях резко понижена (до 3,5°С).

На участках развития сульфидной минерализации в них повышается содержание сульфатных ионов и соответствующих металлов (табл. 77). С некоторыми из них (мышьяк, медь) золото имеет положительную корреляционную связь. Нижне-аномальные количества золота равны 0,1—0,15 мг/л при фоне 0—0,05 мг/л. Максимально-аномальные содержания золота 0,35 мг/л обнаружены в водах деятельного

Таблица 76

в различных типах вод Оганчинского района

Содержание основных элементов индикаторов и наиболее распространенных сопутствующих элементов, мг/л						
Au*	As*	Pb***	Zn**	Cu**	Mo**	Ag**
0,15—0,35	17,9—100,0	64,6—227,9	43,3—120,0	16,24—50,0	0,72—42,0	5,75—10,0
0,10	He обн	He обн	90	20,0	He обн	He обн
0,05	„ „	47,1	1818	He обн	20	„ „

Таблица 77

Средние и аномальные содержания микроэлементов
в пресных водах Огачинского месторождения

Поисковые градации	Содержание, мкг/л					
	Cu	Mo	As	Zn	F	Au
Фоновые	5,64	2,65	0,32	39,8	229	0,06
Аномальные	7,8	6,03	0,63	42,4	363	0,15
Коэффициент аномальности	1,38	2,27	1,97	1,06	1,15	2,5

слоя в околорудной зоне водного ореола рассеяния. Наибольшей контрастностью помимо золота обладает ореол рассеяния молибдена (см. табл. 76). На контрастность гидрохимических аномалий больше всего влияют атмосферные осадки. Поэтому самым благоприятным полевым периодом опробования подземных вод здесь является конец лета (август, сентябрь), когда разбавление ореольных вод снижается до минимума.

Углекислые воды, разгружающиеся по разрывным нарушениям в пределах рудного поля, содержат повышенные концентрации металлов. Источники, характеризующиеся наибольшей газонасыщенностью (до $2,5 \text{ г/л}$), отличаются соответственно и максимальной концентрацией металлов. Содержание золота в них доходит до $0,1 \text{ мкг/л}$, свинца — до 66 мкг/л , меди — до 25 мкг/л , олова — до 250 мкг/л , серебра — до 36 мкг/л , цинка — до 2330 мкг/л ; никеля — до 130 мкг/л , кобальта — до 66 мкг/л . Вне зоны влияния рудных тел концентрация этих металлов в углекислых водах снижается примерно в 2—2,5 раза. Из этого можно сделать вывод о целесообразности определения рудных компонентов не только в грунтовых водах зоны активного водообмена, но также и в углекислых трещинных водах более глубокого формирования.

В целом опытно-методические исследования рудоперспективных районов Срединного хребта позволяют прийти к следующим выводам.

1. Несмотря на широкое развитие многолетней мерзлоты в рудоперспективных районах Центральной Камчатки, на участках залегания рудных тел образуются достаточно контрастные для обнаружения водные ореолы и потоки рассеяния рудных компонентов в поверхностных, грунтовых и трещинно-жилых водах.

2. От других рудных районов страны с аналогичным проявлением криогенных процессов поисковые гидрохимические ассоциации рудных месторождений Камчатки отличаются большей контрастностью водных ореолов рассеяния фтора, мышьяка и ванадия.

3. Основными процессами разложения рудных минералов здесь являются углекислотное и сернокислотное выветривание.

4. Ввиду небольшого распространения осадочных отложений морского генезиса минерализация подземных ореольных вод, как правило, небольшая (до 1 г/л), что обуславливает их повышенную агрессивность по отношению к рудовмещающим породам и рудообразующим минералам.

5. Широкое распространение молодых интрузивных образований создает условия для насыщения подземных вод свободной (агрессивной) углекислотой, повышающей растворимость многих элементов-индикаторов рудных тел (медь, цинк, мышьяк и др.).

6. Так же как и во многих других золоторудных районах страны, наиболее тесную положительную корреляционную связь с золотом в его водных ореолах рассеяния имеет мышьяк.

7. Основные элементы-индикаторы рудных тел образуют с присутствующими в поверхностных и подземных водах Камчатки органическими веществами устойчивые комплексные соединения, благодаря которым увеличивается протяженность водных ореолов рассеяния рудных тел.

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАМЧАТКИ ПО ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

До настоящего времени на Камчатке не открыто промышленных залежей нефти и газа. Это обстоятельство не позволяет в полной мере использовать собственные гидрохимические данные по Камчатке для оценки перспектив нефтегазоносности как ее территории в целом, так и отдельных районов. Поэтому для решения поставленной задачи наряду со сравнительным изучением гидрохимических данных по Камчатке оказалось необходимым привлечь материал по ряду известных промышленно-нефтегазоносных бассейнов, обладающих сходным геологическим строением. Эти бассейны расположены в единой с Камчаткой тектонической зоне. К ним относятся бассейны Южной Аляски, Северного Сахалина и Японии.

Сведения о подземных водах Центрально-Камчатского межгорного нефтегазоносного (артезианского) бассейна ограничиваются данными о проявлении поверхностных газогидрохимических аномалий в районе с. Пушино, бух. Укинской, п-ова Ильпинский и др. пунктах. На п-ове Ильпинский исследовано три сероводородных источника, газифицирующих горючими газами с солеными водами (до 14,7—17,2 г/л) гидрокарбонатно-натриевого типа. Источники приурочены к отложениям олигоцен-миоцена. К югу от Хвавывенского массива отмечаются гидрокарбонатно-кальциевые или натриевые, хлоридные или гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые воды с минерализацией до 4,178 г/л. В Тюшевском нефтегазоносном (артезианском) бассейне газо-нефтеводопроявления изучены по 80 структурным и 5 разведочным скважинам на Богачевской, Двухлагерной, Столбовской и других площадях. В этом бассейне имеются газогидрохимические аномалии, внутри которых отмечаются иногда естественные выходы нефти и газа.

В породах тюшевской и богачевской серий (миоцен) обнаружено три выхода нефтяной тяжелой нефти и шесть непромышленных притоков нефти в скважинах на глубинах 800—2500 м, многочисленные небольшие притоки в основном сухого газа и несколько притоков вод пластового и трещинного типов, в составе вод преобладают хлориды (90—98%). Эти воды характеризуются бессульфатностью и присутствием специфических микрокомпонентов (J, Br, нафтенные кислоты); рН вод колеблется около 8.

Богачевская площадь, в разрезе которой присутствуют пресноводно-морские отложения с большим содержанием органического материала, располагается вблизи зоны развития хлоридно-щелочных высокотемпературных источников, связанных с современной вулканической деятельностью.

В Кроноцком районе (Богачевская, Столбовская и другие прилегающие структуры), наряду с некоторой тенденцией увеличения минерализации с глубиной (до 25 г/л), сменой типов вод гидрокарбонатно-и сульфатно-натриевого состава на хлоридно-натриево-кальциевый, снижением сульфатности, возрастом Br, J, нафтен и газонасыщен-

ности, наблюдается нарушение зональности вследствие проникновения пресных вод до 1000 м.

В центральной части Тюшевского нефтегазоносного бассейна (от р. Чажма на юге до р. Андриановки на севере) в кайнозойских отложениях отмечены многочисленные источники холодных, сероводородных минеральных вод сульфатно-натриево-кальциевых и хлоридно-натриевых, с минерализацией до 1 г/л.

Все нефтегазоносные артезианские бассейны Камчатки имеют мезо-палеозойское основание и верхний кайнозойский осадочный складчатый комплекс (мощность до 4000—5500 м). В верхнем комплексе известны региональные водоупорные толщи в терригенных породах верхнего миоцена и олигоцена и локальные глинистые пачки — в песчанистых породах плиоцена и эоцена.

В Тигильском и Большерецком нефтегазоносных бассейнах обнаружено до 16 нефте-газопроявлений.

В Тигильском нефтегазоносном бассейне при бурении 35 структурно-поисковых скважин на Хромовской, Точилинской и Воямпольской структурах (1952—1956 гг.) в породах нижнего миоцена, олигоцена и эоцена наблюдались газопроявления в виде разгазирования и выбросов глинистого раствора, возгорания газа и непромышленных притоков жирного газа, нефтяной пленки, битумов (уд. вес 0,86) и соленой газированной воды. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа имеют минерализацию 5—12 г/л; в ней отмечаются сульфаты (0,01 мг·экв), Вг (0,25 мг·экв) и J (0,079 мг·экв). Дебит воды на Воямпольской структуре при глубине 210 м скв. 26, вскрывшей, по-видимому, разрывное нарушение, достигал 1248 м³/сутки, в то время как в скв. 10 на Хромовской структуре приблизительно с той же глубины дебит воды равнялся 0,5 м³/сутки.

В Большерецком нефтегазоносном бассейне в 12 из 13 скважин параметрического колонкового бурения почти во всем разрезе кайнозоя, от небольших глубин и до 600—1430 м, зарегистрированы относительно сильные газоводопроявления и повышенная вторичная битуминозность (битумы до 0,2—1%).

Так, скв. ГК-2 (близ Кировского рыбокомбината) и в настоящее время фонтанирует с глубины 800—820 м (нижний плиоцен) солоноватой теплой водой, газифицирующей метан-азотным газом.

При бурении скв. ГК-4 на р. Конон в песчаниках снатольской свиты (нижний — средний олигоцен) при глубине 150 м был выброс газированного раствора и возгорание газа.

Многочисленные газопроявления отмечались также при бурении восьми структурно-параметрических скважин на Верхне- и Нижне-Низконской площадях. Сква. ГК-3 бурилась на притекающей с глубины 600—610 м (нижний плиоцен — верхний миоцен) солоноватой газированной воде. Вода имела минерализацию 3,5 г/л и бурно выделяла азотно-метановый газ (СН₄ до 81,5%). В воде содержались: J — 2,5 мг/л, Вг — 14 мг/л; битумы — 0,6 мг/л; нафтеновые — 0,6 мг/л и гуминовые — 20 мг/л кислоты, а также микрофлора нефтяных вод.

Из скв. ГК-5 (в присводовой части Верхне-Низконской структуры) через 5 месяцев после бурения наблюдались слабый приток соленых вод с минерализацией 28 г/л и выделение спонтанного азотно-метанового газа (до 1,5 м³/сутки) примерно из того же горизонта, что и на скв. ГК-3. На этом же горизонте в скв. ГП-1 отмечено вспенивание раствора и повышение газонасыщенности.

В скважинах ГК-6 и ГК-8 на Нижне-Низконской площади зарегистрировано несколько газопроявлений (в том числе с выбросом раствора и горением газа) из отложений миоцена на глубинах 390—1250 м

Из скв. ГК-6 переливает вода с минерализацией 9,6 г/л и азотно-метановым составом газов.

На этой же площади скв. ГК-10 (дублер скв. ГК-8) при опробовании четырех объектов в интервале 427—996 м вскрыла соленую воду с минерализацией до 11 г/л и растворенным газом (7—10 м³/м³). Газ состоит из CH₄ (85—95%), C₂H₆ (0,1—0,7%); C₃H₈ (до 0,3%) и более тяжелых углеводородов (до 0,01%). Пластовые давления ниже гидростатических на 7—24 атм.

В верховье р. Тхонма, левого притока р. Сопочной, отмечен минеральный источник, вытекающий из неогеновых отложений, с гидрокарбонатно-натриевым типом вод. В воде источника присутствуют нефтяные кислоты, метан и тяжелые углеводороды.

В Курильском нефтегазоносном бассейне, к которому относится южная часть Камчатки, известны термоминеральные соленые источники. Наиболее интересный из них (Саванский) имеет на выходе отложения битумов. В составе газов преобладает CH₄ (74,8%); содержание тяжелых углеводородов составляет 1,24%. Вода этого источника на выходе имеет температуру плюс 75°C; изливается с дебитом 1,5 л/сек; имеет запах сероводорода; pH составляет 7,4.

Гидрогеологические особенности нефтегазоносных бассейнов северо-западного сектора Западно-Тихоокеанского нефтегазоносного пояса, наиболее тщательно изученные на Сахалине и в Японии, при сопоставлении со сведениями по Камчатке позволяют сделать следующие выводы:

1. Влажный морской климат регионов содействует повышению мощности зоны свободного водообмена, особенно в плиоценовых впадинах.

2. Благодаря некоторой однотипности кайнозойских формаций в распределении региональных водонефтеупоров отмечается как минимум одна водоупорная толща в палеогене, две мощные толщи в миоцене и несколько локальных пачек в низах плиоцена и эоцене.

3. По общим гидрогеологическим условиям предполагается существование интенсивного движения подземных вод близ гористых водоразделов и междуречных областей питания. Иногда оно сдерживается экранирующими разломами. Замедление стока наблюдается в центральных и приморских равнинах, а там, где можно ожидать зоны нефтегазонакопления, — в глубоких частях бассейнов и отдельных тектонических блоках. Области разгрузки подземных вод, судя по расположению газифицированных соленых источников, располагаются в зонах разломов и нарушенных сводах нефтегазоносных складок, а также в прилегающих акваториях.

4. Верхняя часть плиоцен-четвертичных молассовых отложений впадин (от 10 до 2000 м) почти везде содержит пресные воды зоны свободного водообмена. Нижняя и реже верхняя части впадин вмещают слабометаморфизованные седиментационные метановые воды. Здесь могут быть обнаружены вторичные нефтегазовые залежи. Гидрогеологическая закрытость нижележащих миоценовых комплексов определяется наличием мощных глинистых водоупоров. В зависимости от скорости движения вод зона замедленного водообмена содержит фоновые воды обычно гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 3—15 г/л.

5. В межконтурных и законтурных водах предполагаемых зон нефтегазонакопления минерализация вод может достигать, по аналогии с промышленно-нефтегазоносными бассейнами Сахалина и Японии, 15—40 г/л. Содержание В, J, Br, NH₄ увеличивается до нескольких де-

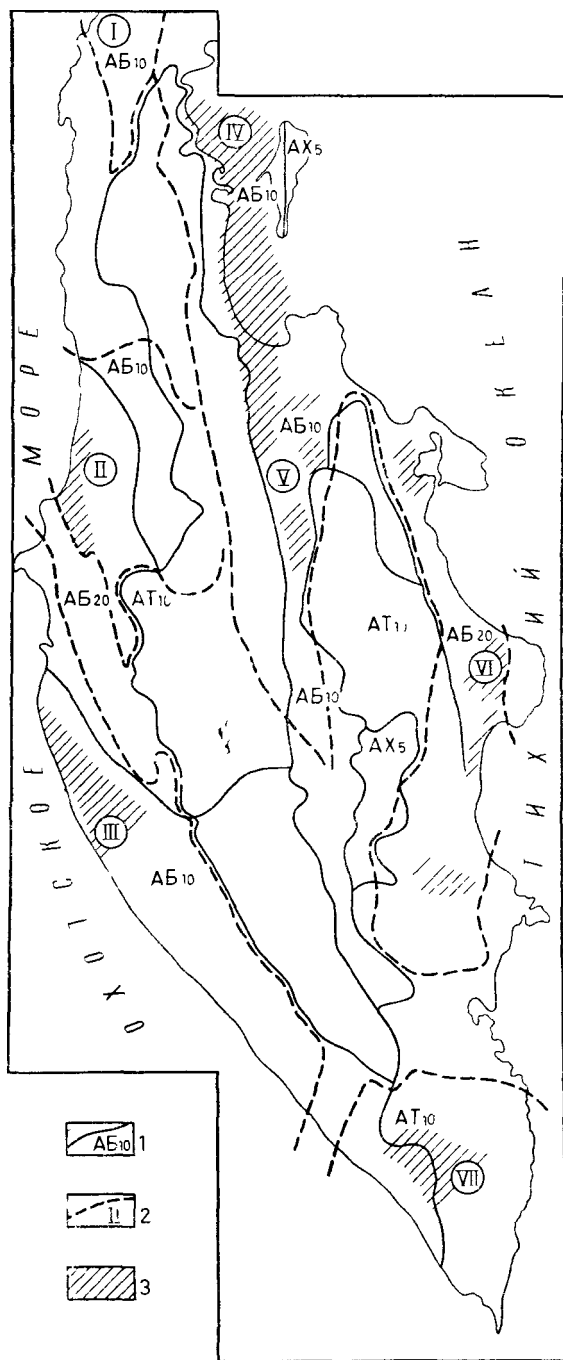


Рис. 49. Схема расположения площадей, перспективных в нефтегазоносном отношении (составил К. М. Севостьянов)

1 — граница гидрохимических зон, 2 — граница гидрохимических районов: I — Парапольский; II — Тигильский; III — Большерецкий; IV — Вывеевский; V — Центрально-Камчатский; VI — Тюшевский; VII — Курильский; 3 — наиболее благоприятные в нефтегазоносном отношении площади по гидрохимическим показателям и составу водорастворенных газов.

сятков, иногда сотен миллиграммов на литр. Перечисленные особенности этих вод могут рассматриваться как положительные гидрохимические показатели при нефтегазопроисловых работах.

6. На стадии поисковых работ в условиях Камчатки может быть использована отмечаемая в других районах (Сахалин, Япония) пространственная связь газогидрохимических аномалий с нефтегазовыми скоплениями.

7. Состав водорастворенных газов перспективно-нефтегазоносных бассейнов Камчатки весьма близок к аналогичным газам промышленно-нефтегазоносных бассейнов Сахалина и Японии, отличаясь от них меньшим содержанием тяжелых углеводородов (см. табл. 78). Степень близости убывает в следующей последовательности: Тигильский, Большерецкий, Тюшевский, Курильский и Центрально-Камчатский нефтегазоносные бассейны (см. табл. 78 и рис. 49).

8. Среди пластовых вод перспективно - нефтегазоносных бассейнов Камчатки наиболее близкими по составу к пластовым водам Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна являются воды Большерецкого и Тигильского бассейнов, отличающиеся только несколько меньшей минерализацией и меньшим содержанием J и Br (табл. 79). Воды этих двух бассейнов Камчатки также довольно близки к водам промышленно-нефтегазоносных бассейнов островов Хоккайдо и Хонсю (см. табл. 79).

Это обстоятельство в совокупности с вышеизложенным и другими геолого-гео-

Состав газов, растворенных в термальных и холодных водах

Место отбора проб		Составление, %				
Район	Район или источник	Водород водородного горючего	CO ₂	O ₂	CH ₄	Повышенное давление газа
Южная Америка	Залив Лука	I ₂ -N ₂	0,3-10,0	—	48,6-99,4	0,2-0,6 0,7-60,6
	Кровавый р-н	I ₂ -N ₂	0,7-2,6	—	86,1-96,7	0,1-0,7 0,25-29,4
Восточная Камчатка	Моло-Чайские		1,20	—	92,3	— 6,5
	Верхнедальские		62,77	—	12,85	— 4,38
	Академик Нух	I ₂ -N ₂	88,1	—	11,90	— —
	Дельта-Авачинские		0,8	—	36,70	— 62,5
	Пиличмене		—	—	55,40	— 44,6
Центральная Камчатка	Пудинские и др.	I ₂ -N ₂	2-30,2	—	0,2-20 >20	Есть 6,3-80,0
Западная Камчатка	Корякский	I ₂ -N ₂	0,2-66,0	—	18,53	0,1-10,7 81,47
Южная Камчатка	Грозный		12,0	—	55,0	— 33,0
	Озерновские (северная группа)	I ₂ -N ₂	0,46	—	19,50	— 80,04
	Нижнеовочевские		66,2	—	24,61	— 9,19
Курильские о-ва	Горный Парк	N	108-82,3	16-18	0,1-21,8	— 4-80,2
Северный Сахалин		N ₂ -N ₂	0,3-0,18	—	40-66,0	0,2-2,0 0,5-12,0
Южный Сахалин	Чехов, Горный, Угледорск	I ₂ -N ₂	0,2-35,9	—	50,0-91,7	0-0,8 6,0-70,0
	о-в Хоккайдо	I ₂ -N ₂	0-0,27	0,1-0,2	38,0-98,1	0-0,4 0,56-3,4
Япония	о-в Хонсю (северо-западная часть)	N ₂ -O ₂	—	—	87,5-98,0	0-12,8 0,35-6,7
	о-в Кюсю	N ₂ -O ₂	0,37-1,45	0-0,9	52,6-96,3	0,01-7,0 0,3-38,36

Сравнительная характеристика подземных вод Камчатки и сопредельных территорий
Составил М. А. Вилеский (с дополнениями К. М. Севостьянова), 1968 г.

Территория	Общий химический состав	Br г	$\frac{NH_4}{г}$	$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$
Южная Аляска (зод. Кука)	M_{40-50} $\frac{Cl 95 HCO_3 4}{Na 77-90 (Ca 1 Mg) 12-21}$	Есть	Есть	—	—	—
Аляска	M_{20-25} $\frac{Cl 98-100 HCO_3 4}{Na 57-70 (Ca 1 Mg) 80-13}$	$\frac{780}{65}$	$\frac{29,5}{57,9}$	0,2	0,5-0,7	72
Зонация Камчатки (Тинь, Со- болево)	M_{3-28} $\frac{Cl 63-69 HCO_3 1-26}{Na 62-69 (Ca 1 Mg) 1-47}$	$\frac{0,4-1,4}{0,0-8}$	$\frac{0,3-1,4}{6-22}$	0-7	0,97-7	120-990
Центральная Камчатка (Пущино, Уд., Ильинский п-ов)	M_{0-12} $\frac{Cl 60-74 HCO_3 24-80}{Na 42-94 Ca 1-47}$	$\frac{0,4}{0,8}$	$\frac{0,2}{6}$	0,01-2,6	0,03-3	—
Восточная Камчатка (Кроноцкий р-н)	M_{5-25} $\frac{Cl 70-90 HCO_3 1-2}{Na 68-90 Ca 6-25}$	$\frac{2-15}{5-30}$	$\frac{0,2-1,2}{—}$	0,12-200	0,5-0,8	50-1440
Курльские о-ва	M_{0-50} $\frac{Cl 95 HCO_3 3}{Na 93 Ca 6}$	$\frac{0,4}{0,2}$	$\frac{0,3}{19}$	1,7-10	1,02	6900
Северный Садальи	M_{45-400} $\frac{Cl 35-99 HCO_3 1-64}{Na 39-97 Ca 1-40}$	$\frac{1-85}{1-74}$	$\frac{1-90}{0,5}$	0,1-5	0,9-15	20-370
Южный Садальи (Чахово, Поро- най, Углегорск)	$M_{0,5-15,7}$ $\frac{Cl 64-91 HCO_3 14-22}{Na 60-100 (Ca 1 Mg) 0-40}$	$\frac{0,9-11,2}{II}$	He apr.	—	—	—
О-в Хоккайдо	$M_{0-15,0}$ $\frac{Cl 95 HCO_3 13,2}{Na 92 (Ca 1 Mg) 8}$	Есть	$\frac{107}{107}$	0	>1	—
Северо-запад о-ва Хоккайдо	$M_{0,7-40}$ $\frac{Cl 96-99 HCO_3 1-3}{Na 82-96 Mg 7-11}$	$\frac{120-185}{30-72}$	$\frac{113-170}{55-71}$	0	>1	130-190
О-в Канто	$M_{0,5-50,6}$ $\frac{Cl 95-98 HCO_3 1-3}{Na 90-98 Ca 2-4}$	$\frac{61-72}{20-100}$	$\frac{183-179}{94}$	0	0,4-0,9	250-270

химическими данными позволяет довольно высоко оценивать перспективы нефтегазоносности Тигильского и Большерецкого бассейнов.

Глава 16

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Развитие народного хозяйства Камчатского полуострова и Курильских островов и связанный с ним быстрый рост населения способствует увеличению отбора подземных вод для хозяйственно-питьевого и промышленного водоснабжения, что в свою очередь, приводит к расширению существующих и появлению новых очагов загрязнения. В связи с этим возникает задача об охране подземных вод, которая в основном заключается в разработке и осуществлении мер, предотвращающих нерациональное использование вод и ухудшение их качества.

Контроль за охраной подземных вод от истощения и загрязнения на территории Камчатской области осуществляется Камчатской гидрогеологической станцией.

На Курильских островах служба охраны подземных вод практически отсутствует. Однако многие закономерности, установленные для Камчатки, могут с некоторой долей условности быть отнесены и к Курильским островам.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ИСТОЩЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Если рассматривать возможность истощения подземных вод в региональном плане, то, учитывая их значительные эксплуатационные запасы при сравнительно небольшом водоотборе, можно считать, что проблемы истощения для Камчатки и Курильских островов в целом не существует. Так, например, в наиболее промышленно развитом Петропавловско-Камчатском районе суммарное водопотребление за счет подземных вод составляет всего лишь 26 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$, или 6,8% эксплуатационных запасов. Эксплуатационные же запасы грунтовых вод аллювиальных отложений в долинах крупных рек Камчатки с учетом привлекаемых ресурсов настолько велики, что практически могут обеспечить водозабор любой производительности.

Мощности существующих водозаборов, эксплуатирующих подземные воды, редко превышают 2000 $\text{м}^3/\text{сутки}$.

Однако несмотря на благоприятные в целом условия водоснабжения за счет подземных вод, на отдельных участках все же может возникнуть опасность их локального истощения при работе достаточно крупных сосредоточенных водозаборов.

Так, следует с особой осторожностью относиться к водозабрам, расположенным на склонах водоразделов, где каптируются преимущественно воды коры выветривания дочетвертичных пород с мощностью трещиноватой зоны до 30 м. Запасы подземных вод отдельных грунтовых потоков здесь обычно невелики и большая часть их подвергается естественной сработке в зимний период, когда прекращается инфильтрационное питание. В это время возникает наибольшая опасность истощения запасов подземных вод, выражающаяся в быстром понижении динамического уровня и уменьшении производительности действующих водозаборов. Водопровод г. Петропавловска-Камчатского частично базируется на многочисленных родниках, расположенных на склоне сопки Петровской (абс. отм. 40—60 м) и приуроченных к элювиально-делюви-

альным супесчаным отложениям, перекрывающимся трещиноватыми кремнистыми сланцами верхнемелового возраста. Производительность водозабора зимой падает с 1500 до 500 м³/сутки и менее, т. е. в 3 раза и более. Однако в весенне-летний период происходит восполнение запасов за счет инфильтрации атмосферных осадков, которое стабилизирует работу водозабора.

Эти специфические гидрогеологические особенности «склоновых водозаборов» свидетельствуют о возможности периодического истощения запасов подземных вод. В таких условиях беспереывное водоснабжение должно базироваться на достаточном количестве разобщенных водозаборов, минимальное число которых будет определяться меженными запасами подземных вод на участке каждого из них.

При широком развитии водообильных горизонтов и комплексов, а также преимущественно децентрализованном водоснабжении на всем полуострове сработка запасов вод практически не наблюдается, но имеют место факты другого порядка, дезорганизующие водоснабжение. Так, в мае 1966 г. в период, приходящийся на гидрогеологический минимум, вышел из строя Елизовский водозабор, который состоял из двух скважин, оборудованных центробежными насосами, каптирующими воды аллювиальных отложений. В то же время часть колодцев в поселке пересохла. В результате этого крупный населенный пункт сравнительно долгое время испытывал водяной голод.

Причина — недоучет естественного режима при заложении колодцев и оборудовании скважин. Случай в пос. Елизово произошел в результате непредвиденного снижения уровня грунтовых вод в меженный период до глубины 6—9 м, в то время как скважинные эксплуатационные насосы не были рассчитаны на отбор вод с такой глубины, некоторые колодцы из-за малой заглубки в водоносный горизонт оказались полностью осушенными. Такого типа просчеты нередко наблюдаются и в других районах.

ВЛИЯНИЕ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВОДОЗАБОРОВ НА ИЗМЕНЕНИЕ КАЧЕСТВА ВОДЫ

Вопрос о сохранении химического состава и минерализации воды в пределах нормы при эксплуатации того или иного водоносного горизонта или комплекса имеет значение только для водозаборов, расположенных вблизи моря.

На побережьях Камчатки и Курильских островов отмечаются участки со специфическими гидрогеологическими условиями, при которых пресные грунтовые и слабонапорные воды как бы «плавают» на соленых водах. При отборе воды гидродинамическое равновесие в жидкой двухслойной системе может нарушиться и повлечь за собой подсос низележащих минерализованных вод.

По условиям залегания пресные воды на морских косах и пляжах образуют чаще всего линзы небольшой мощности, обычно до 3 м. При водоотборе запасы пресных вод в линзах быстро истощаются и происходит замещение пресных вод минерализованными. По данным работ Пятого геологического управления, имеются факты увеличения минерализации и повышения содержания хлор-иона в колодцах на территории поселков Усть-Хайрюзово, Ивашка, Дранка, Усть-Тигиль. Иногда это приводит к тому, что воды из-за высокой минерализации и большого содержания хлор-иона становятся непригодными для питья.

В дельтах крупных рек и на морских террасах пресные подземные воды развиты на довольно значительных площадях. Мощность зоны пресных вод увеличивается по мере удаления от моря, а горизонт ми-

нерализованных вод в этом же направлении постепенно выклиниваются. Проектирующийся водозабор в г. Усть-Камчатск будет каптировать пресные подземные воды, приуроченные к рыхлым дельтовым отложениям р. Камчатки, в условиях, аналогичных описанным. Зона пресных вод на участке водозабора имеет мощность около 20 м. Ниже залегают соленые воды с минерализацией до 6 г/л. Результаты опытных откачек показали, что содержание хлор-иона в воде и минерализация зависят от мощности активной зоны, создаваемой при откачках, которая, в свою очередь, связана с величиной понижения уровня и положением фильтра. При эксплуатации подобных водозаборов ввиду неглубокого залегания соленых вод мероприятия по охране сводятся к постоянному контролю за качеством воды и строгому соблюдению заданного режима эксплуатации.

В литературе описаны случаи ухудшения качества воды прибрежных водоносных горизонтов в результате длительной работы водозаборов, расположенных на небольшом (до нескольких километров) удалении от моря, даже если эксплуатируемый горизонт пресных вод и не подстилался солеными водами. Установлено, что при динамических уровнях ниже нулевых отметок и интенсивно развивающихся во времени воронках депрессии может произойти подтягивание фронта соленых вод со стороны моря. Процесс этот во времени развивается медленно, но непрерывно. На сегодняшний день в пределах Камчатского полуострова не зарегистрировано ни одного случая, говорящего о подобном явлении, так как береговые сосредоточенные водозаборы начали работать сравнительно недавно.

Специальные работы с целью выяснения возможности подсоса морских вод, проводившиеся на побережье Авачинской губы для проектируемого водозабора, показали, что ухудшения качества воды при небольших понижениях происходить не будет. Но учитывая постоянное расширение водозаборов, не следует совершенно исключать вероятность того, что спустя какое-то время вопрос охраны пресных подземных вод от влияния морских может возникнуть и для водозаборов таких населенных пунктов, как Приморский, Усть-Камчатск и др.

Дальнейшее совершенствование методики наблюдений за продвижением фронта соленых вод, постоянное и тщательное изучение естественного режима водоносного горизонта и уровня режима моря помогут прогнозировать возможное засоление эксплуатируемого горизонта и принять своевременные меры по его охране.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Глава 17

**РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ
ДЛЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ**

Подразделение территории на регионы произведено с учетом последних схем структурно-тектонического районирования Камчатки, составленных Г. М. Власовым, В. Г. Васильевым и другими авторами (см. рис. 14). Выделение в регионах областей дано главным образом по геоморфологическому признаку в соответствии с геоморфологическими картами, составленными В. П. Мокроусовым и Г. М. Власовым (1964). В ряде случаев области соответствуют тектоническим структурам второго порядка. При инженерно-геологическом районировании территории были приняты во внимание и ее новейшие тектонические движения, сопровождавшиеся вулканизмом. Следует заметить, что вулканическая деятельность четвертичного времени образовала обширные наложенные вулканические поясы, которые в значительной степени маскируют тектонические структуры как Камчатки, так и Курильских островов. Общность орографических и, частично, геологических особенностей, а, тем самым, и инженерно-геологических условий некоторых территориально сопряженных участков Камчатки, часто несколько условно относимых к различным тектоническим структурам, вызвала необходимость считать их едиными инженерно-геологическими регионами.

Учитывая все сказанное, в пределах территории, которая входит в современную геосинклинальную систему Восточной Азии, выделяются следующие инженерно-геологические регионы и области (рис. 50).

Регион I. Западно-Камчатский краевой прогиб.

Область I^а. Большеерецкая предгорная плоскоувалистая аккумулятивная равнина.

Область I^б. Тигильская холмисто-увалистая денудационная равнина.

Регион II. Южная часть Аиадырского прогиба (Парапольская впадина)*. Парапольская межгорная аккумулятивная низменность.

Регион III. Срединно-Камчатская зона поднятий. Срединный хребет.

Регион IV. Центральнo-Камчатский прогиб.

Область IV^а. Центральная Камчатская межгорная плоскоувалистая аккумулятивная низменность.

Область IV^б. Озерновская (Хавывенская) межгорная увалисто-холмистая аккумулятивно-денудационная равнина.

Область IV^в. Карагинская предгорная слабовсхолмленная аккумулятивная равнина.

Регион VI. Срединный молодой наложенный вулканический пояс. Срединное вулканическое нагорье.

Регион VII. Восточный молодой наложенный вулканический пояс. Восточное вулканическое нагорье.

* Некоторые исследователи (Власов и др., 1964) включают Парапольскую впадину в состав Западно-Камчатского краевого прогиба.

Регион VIII. Командорская зона поднятий. Командорские острова. Регион IX. Сложная Курильская зона поднятий. Курильские острова.

Подразделение регионов и областей на районы, исходя из площади распространения геолого-генетических комплексов горных пород различных формаций *, приводится в тексте данной главы.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ

Регион I. Западно-Камчатский краевой прогиб. Регион расположен в пределах Западно-Камчатской равнины, простирающейся вдоль берега Охотского моря на 875 км при ширине 25—120 км.

В тектоническом отношении регион относится к Западно-Камчатскому послемеловому краевому прогибу. В нем могут быть выделены следующие структуры второго порядка Большерецкая и Паланская впадины и Тигильское поднятие (см. рис. 50).

В регионе широко проявили себя процессы неотектоники. В неогенное время большая часть его испытала погружение, которое составило в среднем 2000—3000 м. Интенсивные восходящие движения были свойственны только площади Тигильского поднятия. В четвертичное время территория подверглась незначительным вертикальным перемещениям разного знака, исключая центральную часть Тигильского поднятия, где по-прежнему преобладали восходящие движения. Для площади Большерецкой впадины несколько большая амплитуда была свойственна нисходящим движениям. Медленное опускание западного берега Камчатки, от р. Опалы до р. Крутогоровой, наблюдается и в настоящее время. На севере берег испытывает слабое восходящее движение, а на юге (от р. Опалы до р. Озерной) находится в стабильном положении.

В регионе выделяются две крупные геоморфологические области, соответствующие инженерно-геологическим областям.

Область I^a расположена в южной половине региона на площади Большерецкой впадины. Это аккумулятивная (озерно-аллювиальная) сильно-заболоченная равнина, сформировавшаяся в четвертичное время. Современный морской рельеф проявляется здесь только в узкой полосе побережья Охотского моря, где выделяются пляж, а местами береговые валы, и низкие морские террасы. Абсолютные отметки равнины постепенно увеличиваются от нулевых у берега моря до 200—250 м на востоке, где она переходит в предгорья Срединного хребта. Чередование выпуклых водоразделов с широкими речными долинами придает местности плоско-увалистый характер. Густота эрозионной сети составляет 0,2—0,7 км/км², а глубина эрозионного расчленения от 10—20 до 50—60 м.

Область I^b представляет собой денудационную равнину. Она находится в северной половине региона в пределах Тигильского поднятия, и, частично, Паланской впадины. Процессы денудации и выравнивания начались здесь еще в неогене. В четвертичное время отдельные участки равнины продолжали испытывать интенсивные восходящие движения и были подняты более высоко (гора Ируней, мысы Омгон, Утхолокский).

В морфологическом отношении область характеризуется холмисто-увалистым рельефом с преобладающими абсолютными высотами до 200 м и отдельными небольшими горными массивами, имеющими отметки вершин до 400—935 м. Относительные превышения холмов и ува-

* Определения геолого-генетических комплексов и формаций даны согласно «Методическим указаниям по составлению общих обзорных инженерно-геологических карт масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 1 500 000», ВСЕГИНГЕО, 1969 г.

ностные отложения четвертичного возраста в большинстве случаев описываются непосредственно по геолого-генетическим комплексам.

Терригенно-вулканогенная формация включает в себя комплекс вулканогенно-кремнистых пород верхнемелового возраста, слагающих небольшие возвышенности на площади Тигильского поднятия. Комплекс преимущественно представлен андезитовыми порфиритами, литокристалловыми туфами, кремнистыми сланцами, реже песчаниками, гравелитами и глинистыми сланцами. Породы залегают пластами мощностью от 2—3 м до нескольких десятков метров, реже 100 м, перемежаясь между собой без какой-либо закономерности. Они смяты в складки меридионального и северо-восточного простирания с углами падения на крыльях 20—80°, чаще 40—60°, нарушены разломами и прорваны небольшими интрузиями.

Комплекс отложений относится к инженерно-геологической группе скальных пород с полускальными. Породы плотные, крепкие, в целом сравнительно слаботрещиноватые. Ширина трещин в обнажениях от волосных до 1 см, расстояние между ними 1,5—3 м, иногда 0,05—0,2 м. Трещины часто выполнены кальцитом или кварцем. Большой трещиноватостью обладают кремнистые сланцы. Категория разрабатываемости пород VIII—IX, реже VI—VII (для некоторых разновидностей туфов и глинистых сланцев)*; допускаемое давление 10—20 кг/см², коэффициент крепости 5—7**.

Породы слабо обводнены в понижениях рельефа; на крутых склонах и водоразделах возвышенностей практически безводны. Дебиты источников 0,1—1 л/сек, реже до 2,5—5 л/сек.

К флишевой формации относится комплекс осадочных отложений палеогенового возраста, принимающих участие в строении антиклинальных структур Тигильского поднятия. Он состоит из аргиллитов, песчаников, алевролитов, реже конгломератов, которые довольно часто и ритмично переслаиваются между собой. В породах местами отмечаются линзы известняков, доломитов и пласты каменных углей. Песчаники полимиктовые с глинисто-карбонатным, хлоритовым, кремнисто-глинистым и глинисто-железистым цементом. Мощность отдельных слоев пород от 0,2—0,5 м до десятков метров. Отложения смяты в складки преимущественно северо-восточного простирания с углами падения крыльев 20—40°, реже 60—70°, усложненные иногда надвиговыми и сбросовыми нарушениями.

Комплекс относится к инженерно-геологической группе полускальных пород. Породы трещиноваты. В обнажениях наблюдаются трещины шириной от волосных до 3—5 м, расстояние между которыми 0,01—0,25 м. Категория разрабатываемости пород IV—VI, допускаемое давление 8—20 кг/см², коэффициент крепости 4—6.

Породы обводнены в понижениях рельефа с глубины 10—40 м и более. Большой водообильностью отличаются песчаники и конгломераты; слабо обводнены, а местами практически безводны аргиллиты и алевролиты. Дебиты малочисленных источников обычно не превышают 1 л/сек, достигая 10 л/сек в зонах разломов. Дебиты одиночных скважин, пройденных на антиклинальных структурах, составляют 0,1—0,3 л/сек; многие из них оказываются практически безводными.

Молассовая формация состоит из туфогенно-осадочных образований нижне-среднемиоценового возраста и осадочных отложений верхне-миоцен-плиоценового возраста.

* Здесь и ниже по СНиП — 54.

** Здесь и ниже по классификации М. И. Протодяконова.

Первый комплекс развит в восточной части Большерецкой впадины и в пределах Тигильского поднятия. Он представлен преимущественно однообразным переслаиванием туфогенных алевролитов, песчаников, аргиллитов, реже конгломератов и туфов, а в Большерецкой впадине среди них отмечаются пласты каменных углей. Туфогенно-глауконитовые песчаники преобладают в верхних частях разреза. Цемент песчаников карбонатный, железистый, глинисто-кремнистый, песчано-глинистый. Породы местами окремнены. Мощность слоев сильно варьирует как по простиранию, так и в разрезе, от долей метра до 80 и даже 200 м. В Большерецкой впадине эти отложения совместно с верхнемиocen-плиоценовыми образованиями залегают моноклинально с падением на юго-запад под углами 3—15°. В Тигильском поднятии они участвуют в строении антиклинальных и синклинальных структур с углами падения на крыльях до 20—30°, иногда 40°. Породы местами нарушены разломами и прорваны дайками эффузивных образований.

Отложения входят в инженерно-геологическую группу полускальных пород. Они обладают преимущественно острооскольчатой и скорлуповатой отдельностью. Ширина трещин в обнажениях от волосных до 2 см, расстояние между ними 0,05—0,2, реже 0,5 м. Трещины часто заполнены продуктами разрушения пород. Категория разрабатываемости алевролитов, аргиллитов IV—V, песчаников и конгломератов VI—VIII; допускаемое давление соответственно 7—10 и 10—20 кг/см², коэффициент крепости 3—6.

Подземные воды могут быть встречены на глубинах от 5 до 70—100 м и более. Дебиты источников 0,06—20 л/сек, преимущественно 0,05—5 л/сек. Дебиты скважин от 1,5 до 10—20 л/сек. В некоторых скважинах зафиксировано несколько напорных, иногда самоизливающихся горизонтов. Наименьшая водообильность характерна для алевролитов и аргиллитов. Последние часто являются относительным водоупором.

Комплекс пород верхнемиocen-плиоценового возраста слагает Паланскую и большую часть Большерецкой впадины, меньшее распространение имеет в Тигильском поднятии. В нижней части разреза комплекса обычно залегают морские осадки, представленные конгломератами, которые содержат до 60—80% гальки и валунов, сцементированных железисто-глинистым и глинисто-песчаным материалом. Мощность конгломератов до 100—200 м. Выше залегает толща переслаивания песчаников, гравелитов, алевролитов, реже туфов. Преобладают полимиктовые песчаники с карбонатно-глинистым, туфогенным, песчано-глинистым, реже хлоритовым цементом. Мощность отдельных пластов пород от нескольких метров до 20—150 м и более. В самых верхах разреза комплекса в северной половине региона преобладают континентальные слабосцементированные горизонтально и косослоистые пески с линзами и пластами лигнитов. Мощность песков 100—200 м. Комплекс пород сложен в крупные складки с углами падения 3—20°.

Отложения нижней и средней частей разреза комплекса трещиноваты. Ширина трещин от волосных до 0,5 см при расстоянии между ними 0,1—4 м. Пористость пород комплекса составляет в среднем 15—28%. Категория разрабатываемости песков II, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов III—IV; допускаемое давление соответственно 2,5—4 и 5—6 кг/см², коэффициент крепости от 0,5 (для песков) до 5—6 (для песчаников и конгломератов).

По типу циркуляции воды в породах трещинно- и порово-пластовые, напорные и безнапорные. Дебиты источников на площади Тигильского поднятия и Паланской впадины преимущественно 1—10 л/сек, иногда до 200 л/сек (крупные пластовые выходы), в пределах Большо-

рековой впадины 0,001—3,5 л/сек. Крупнодебитные источники связаны обычно с песками или песчаниками.

Воды всех пород коренной основы в зоне свободного водообмена мощностью обычно не менее 200—400 м, имеют минерализацию до 200—500 мг/л. Они обладают гидрокарбонатной агрессивностью. В глубоко залегающих водоносных горизонтах встречаются воды с минерализацией до 11 г/л.

Поверхностные отложения четвертичного возраста сформировались в условиях предгорной равнины.

В пределах Большерецкой впадины преимущественно развит озерно-аллювиальный комплекс отложений ниже-среднечетвертичного возраста. Он представлен галечниками с песчаным и суглинистым заполнителем, песками, супесями, глинами с гравием, галькой и валунами. Содержание гравия, гальки и валунов от 10 до 75%. Намечается уменьшение крупности материала от Срединного хребта к Охотскому морю. С поверхности, особенно вблизи моря, верхний горизонт слагают супеси и суглинки, мощность которых достигает 3—5,5 м. Мощность отдельных слоев в толще пород от 3 до 10 м, реже более. Общая мощность достигает 100, чаще 20—30 м.

Отложения относятся к инженерно-геологической группе песчаных, обломочных и связных пород (табл. 80).

Таблица 80

Механический состав озерно-аллювиальных отложений

Содержание фракций, %				Порода
гравийной	песчаной	пылевой	глинистой	
1,9—20	82,1—88,2	0,3—8,9	0,4—1	Пески, часто гравелистые Супеси, часто пылеватые, гравелистые Суглинки, часто пылеватые, гравелистые Глины
1,7—29	35—76,5	18,2—60,1	2,1—3,2	
1,4—22,8	21,8—41,7	36,9—50,7	10,5—13	
—	7,2—10,2	49,5—61,8	31—40,3	

Угол естественного откоса песков составляет 30—40°, число пластичности супесей — 5,1—7, суглинков — 8,12; коэффициент фильтрации песков мелкозернистых, пылеватых — 0,3—0,4 м/сутки, супесей — 0,08 м/сутки. Категория разрабатываемости глин, суглинков, супесей, песков I—II, галечников III. Допускаемое давление на глины в твердом состоянии 5 кг/см², в пластичном 3 кг/см²; то же на супеси 2,5—4 и 2 кг/см²; на пески сухие 2,5—3,5 кг/см², насыщенные водой 1,5—2,5 кг/см²; пески гравелистые 3,5—4,5 кг/см²; на галечники 6 кг/см². Коэффициент крепости пород 0,5—1,5.

Глубина залегания преимущественно напорных подземных вод от 0,5—2 м в понижениях рельефа до 20 м на водоразделах, обычно 2—10 м. Дебит источников от долей до 10 л/сек и более. Производительность мелких колодцев 0,1—1 л/сек.

Незначительно распространены в регионе образования ледниковой формации. Они представлены моренным и флювиогляциальным комплексами отложений верхнечетвертичного возраста.

Морена развита на небольших участках равнины, где чаще перекрыта торфяниками. В частности, она прослеживается почти до берега моря в междуречье Большая — Голыгина. Морена представлена супесями, суглинками с линзами песков, реже песками с гравием (9—28%),

галькой и валунами (20—45%). Мощность отложений достигает местами 50 м, чаще 6—20 м.

Морена входит в инженерно-геологическую группу грубообломочных, связных и песчаных пород. Категория разрабатываемости отложений II—IV, допускаемое давление 2—5 кг/см^2 , коэффициент крепости 1, 1,5.

Подземные воды залегают на глубине 1—20 м, где чаще приурочены к линзам песков. Дебиты источников не более 1 л/сек.

Флювиогляциальные отложения слагают высокие террасы в долинах рек Большая, Крутогорова, Белоголовая, Воямполка и др. Они представлены переслаивающимися между собой песками, галечниками и валунниками с линзами супесей, иногда суглинков. Количество песчаного или супесчаного заполнителя в них обычно не превышает 30%. Галечники и валунники тяготеют к нижней части разреза. Мощность отложений до 50 м, преобладает 7—20 м.

Флювиогляциальные образования относятся к инженерно-геологической группе песчаных и обломочных пород. Категория разрабатываемости отложений I—III, допускаемое давление 3—6 кг/см^2 , коэффициент крепости 0,8—1,5.

Породы обводнены с глубины 1—10 м, реже более. Дебиты источников 0,06—18 л/сек, чаще 1—5 л/сек.

Аллювиальные отложения распространены по долинам рек. Они представлены песками гравелисто-галечниковыми с прослоями и линзами супесей и суглинков, приуроченных к верхней части разреза в низовьях крупных рек, а также галечниками с песчаным и глинистым заполнителем. Преобладающее содержание гальки 25—40%. Мощность отложений преимущественно 4—6 м, максимальная 30 м (табл. 81).

Таблица 81

Механический состав аллювиальных отложений (без гальки и валунов)

Содержание фракций, %				Порода
гравийной	песчаной	пылеватой	глинистой	
0,1—0,5	78,3—89,4	8,6—20	1—2	Пески, иногда пылеватые Пески гравелистые, пылеватые Супеси или суглинки пылеватые
12,7—22	43—45,1	34,1—39,1	1,6—2	
0,1—0,2	12,1—40,8	50,4—71,7	7,2—16,1	

Аллювиальные отложения входят в инженерно-геологическую группу песчаных и обломочных пород. Угол естественного откоса песков и галечников 32—40°. Категория их разрабатываемости I—III, допускаемое давление на сухие породы 2—5 кг/см^2 , на насыщенные водой 1,5 кг/см^2 ; коэффициент крепости 0,8—1,5.

Аллювий обводнен с глубины от 0,25—0,5 м на пойме до 1,2—7 м, реже более, на надпойменных террасах. Дебиты источников достигают 10—50 л/сек, чаще составляют 1,5—3 л/сек. Производительность колодезев 0,01—2,6 л/сек.

Морские отложения слагают пляж, береговые валы и террасы высотой 3—5 м. Последние достигают ширины 10—20 км в приустьевых частях некоторых рек. В большинстве случаев они заболочены. Породы представлены песками, иногда с галькой и гравием, переслаивающимися с гравийно-галечными отложениями. В верхней части разреза, а местами и в виде маломощных (до 0,6 м) прослоев в песках, часто

отмечаются супеси. Общая мощность отложений достигает 20 м (табл. 82).

Таблица 82

Механический состав морских отложений

Содержание фракций, %				Порода
гравийной	песчаной	пылевой	глинистой	
1—30	67—99	0—1	—	Пески, часто гравелистые Гравий
50—71	29—50	—	—	

Морские образования относятся к инженерно-геологической группе песчаных, обломочных и связных пород.

Угол естественного откоса песков $36—40^\circ$, под водой $30—35^\circ$. Коэффициент фильтрации песков с гравием и галькой составляет $9,5—20,7$ м/сутки. Категория разрабатываемости пород I—III, допустимое давление на сухие породы $2,5—6$ кг/см², на насыщенные водой — $1,5—2,5$ кг/см²; коэффициент крепости $0,8—1,5$.

Породы обводнены с глубины $0,5—6$ м. В полосе шириной $150—200$ м во время приливов происходит засоление вод. Приток воды в неглубокие колодцы $0,03—3$ л/сек, максимальный — 5 л/сек.

Широко, особенно в южной половине региона, распространены болотные отложения, представленные торфом, степень разложения которого $10—30\%$, реже до 50% . В торфе встречаются линзы и прослои супесей, реже песков и суглинков мощностью до $0,1—0,4$ м. Мощность торфяников до 10 м, чаще $1—4$ м. Категория разрабатываемости торфа I, допустимое давление $0,2$ кг/см², коэффициент крепости $0,6$. Торфяники обводнены с глубины $0,1—0,5$ м, реже с $1—1,2$ м, а весной — с поверхности.

Воды всех поверхностных отложений имеют обычно минерализацию от 35 до 300 мг/л; им свойственна гидрокарбонатная агрессивность.

Регион II. Южная часть Анадырского прогиба (Парапольская впадина). Регион занимает так называемый Парапольский дол, представляющий собой узкую (до $25—50$ км) межгорную депрессию, которая начинается близ сочленения Камчатки с материком и протягивается далеко на северо-восток за пределы полуострова.

Регион находится в южной части Анадырского прогиба (Парапольская впадина). В структурном отношении он представляет собой пологую синклиналь, сложенную осадочными образованиями кавранской серии верхнемиоцен-плиоценового возраста, которые сформировались как в морских (низы серии), так и в континентальных условиях. Общая мощность отложений около 1000 м. Они относятся к молассовой формации.

Породы верхнемиоцен-плиоценового возраста перекрыты мощной (до 100 м) толщей четвертичных отложений, преимущественно озерного и аллювиального генезиса.

С геоморфологической точки зрения Парапольский дол — аккумулятивная низменность, формирование которой относится к ниже-верхнечетвертичному времени, когда эта территория представляла собой озерный бассейн, в который впадали многочисленные реки, образуя обширные дельты. Аккумуляция материала происходила при сравнительно стабильном режиме. Вероятно, в верхнечетвертичное время произош-

ло общее поднятие, описываемая территория стала сушей. Поверхность низменности преимущественно плоская, вдоль границы с горами — слабоволнистая. Преобладающие абсолютные отметки около 100 м. Густота эрозионной сети 0,5—1 км/км². Глубина эрозионного расчленения достигает 20—75 м. В сторону Рекинникской губы низменность обрывается уступом высотой до 75 м.

В регионе имеют место следующие физико-геологические явления и процессы.

Вся территория может быть отнесена к области развития многолетнемерзлых пород с таликами. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 50—80 м, а температура — 1, — 3°С. Льдистость отложений от 10—15 до 50—75%, преобладает 40% по отношению к весу сухой породы. Встречаются небольшие линзы льда. Талики наиболее вероятны под руслом, поймой и низкими надпойменными террасами рек. Мощность слоя сезонного протаивания от 0,3—0,6 м на заболоченных участках и до 1,2—2,5 м в местах развития песчано-галечных отложений. Породы при оттаивании нередко переходят в пльвунное состояние. В регионе широко распространены мерзлотные торфяные и торфяно-минеральные бугры, солифлюкционные террасы, термокарстовые воронки и озера, а также различные структурные грунты.

Эрозионная деятельность рек проявляется в подмыве берегов, где в излучинах местами наблюдаются обрывы высотой 15—25 м и протяженностью до 200 м. В регионе возможны землетрясения силой до 5—6 баллов.

Инженерно-геологическая характеристика районов

Молассовая формация представлена комплексом осадочных морских и континентальных отложений верхнемиоцен-плиоценового возраста, которые обнажаются на поверхности преимущественно за пределами региона. В низах комплекса залегают конгломераты и песчаники с прослоями алевролитов общей мощностью 500—800 м. Самый верхний горизонт представлен монотонно переслаивающимися алевролитами, песчаниками, лигнитами и песками. Мощность слоев 0,5—10 м; общая мощность 250 м. Породы слагают мульдобразную складку с углами падения на крыльях до 10—25°.

Комплекс отложений выделяется в группу полускальных пород с песчаными. В нижних горизонтах породы довольно плотные, в верхних — слабосцементированные и даже рыхлые, но могут быть проморожены.

Категория разрабатываемости рыхлых песков II, прочих разностей пород III—IV; допускаемое давление 2,5—6 кг/см²; коэффициент крепости 0,8—6.

В породах могут быть встречены подмерзлотные порово- и трещинно-пластовые напорные воды. Ожидаемая производительность скважин до 1—5 л/сек, реже более.

Воды зоны свободного водообмена имеют минерализацию до 200 мг/л; обладают гидрокарбонатной агрессивностью.

Поверхностные отложения четвертичного возраста почти сплошным чехлом перекрывают дочетвертичные образования. Преимущественно развит озерно-аллювиальный комплекс отложений ниже-верхнечетвертичного возраста. Он представлен горизонтально- и косослоистыми песками различной зернистости, часто гравелистыми, иногда пылеватыми, а также галечниками с гравийно-песчаным заполнителем. В них встречаются прослои и линзы гравия, глин, супесей и суглинков. Местами породы слабосцементированы гидроокислами железа. Мощность слоев пе-

сков с гравием составляет 0,6—20 м, чаще до 10 м; галечников — 0,2—5,5 м; гравия — 0,2—0,3 м; глин, супесей и суглинков — 0,03—2 м (табл. 83).

Т а б л и ц а 83

Механический состав озерно-аллювиальных отложений

Содержание фракций, %					Порода
галечни- ковой	гравийной	песчаной	пылеватой	глинистой	
50—95	3—35	2—25	0,5—15	0—0,5	Галечники
0—5	50—60	32—35	2,9—20	0,4—0,9	Гравий
30—40	24—29,6	25—40	1,1—2	0,3—0,7	Гравийно-галечниковые отложения
0—9,4	0—3	66,6—96,8	1—14,3	0—1,6	Пески, иногда пылеватые
0—1,5	0—15	56—78,8	6,2—35,2	2,6—5,4	Супеси, часто гравелистые, иногда пылеватые
0—5	0—6	6,3—32,9	40—80,6	13,1—25	Суглинки пылеватые

Отложения входят в состав инженерно-геологической группы песчаных, обломочных и связных пород.

Породы заморожены на всю мощность. Угол естественного откоса * песков 35—40°, под водой 25—35°; легких супесей 40—45°, под водой 15—20°; галечников и гравия 40—45°. Коэффициент фильтрации галечников 40—70 м/сутки, песков до 10 м/сутки, легких супесей 0,1 м/сутки. Категория разрабатываемости пород I—III. Допускаемое давление на галечники и гравий 5—6 кг/см², пески 2—4,5 кг/см², супеси, суглинки и глины 1—3 кг/см². Коэффициент крепости талых пород 0,6—1,5, мерзлых 2.

Породы обводнены по таликам, а также в теплый период года в слое сезонного протаивания. Дебиты источников в долинах рек, где они имеют часто пластовый характер, достигают 25 л/сек, но чаще не превышают 0,1—3 л/сек. Дебиты источников из слоя сезонного протаивания составляют не более 0,1—0,4 л/сек, а притоки в шурфы изменяются от десятых долей до 0,5—1 л/сек.

Комплекс современных аллювиальных образований представлен галечниками, гравийно-галечниковыми отложениями с песчаным заполнителем, песками с гравием, редко супесями и суглинками. Эти отложения преобладают в нижней части разреза среднего течения рек. В верхней части разреза, особенно в низовьях рек, преобладают пески с прослоями галечников мощностью до 1—5 м, супесей и суглинков мощностью 0,5 м, редко 1 м. В устьях рек часто встречаются иловатые пески. Мощность аллювия 0,5—23 м, чаще до 5 м (табл. 84).

Аллювиальные отложения входят в инженерно-геологическую группу с преимущественным распространением песчаных и обломочных пород.

Породы преимущественно талые. Угол естественного откоса песков 34—39°, супесей 34—40°. Категория разрабатываемости пород I—III. Допускаемое давление на галечники 4,5—6 кг/см², пески 2,5—3,5 кг/см² супеси и суглинки 1,5—3 кг/см². Коэффициент крепости пород 0,5—1,5.

Породы обводнены с глубины 0,1—4 м, чаще с 0,2—2 м. Дебиты источников 0,01—5 л/сек, преимущественно 0,2—3 л/сек.

* Физико-технические свойства приведены для талых пород.

Воды поверхностных отложений имеют минерализацию до 100 мг/л и характеризуются гидрокарбонатной агрессивностью.

Таблица 84

Механический состав аллювиальных отложений

Содержание фракций, %					Порода
галечни- ковой	гравелистой	песчаной	пылевой	глинистой	
60—80	7—33	6,8—1,3	0,1—0,2	—	Галечники
35—50	17,5—45,4	30,5—38,1	1,5—5,7	0,5—1,2	Гравийно-галечнико- вые отложения
0—10	20—35	45,7—64,2	0,7—7,8	0—1,5	Пески гравелистые
—	0—0,4	91,4—93,5	4,5—6,4	1,8—2	Пески
—	0—0,3	44,4—60,7	34,3—52,5	2,8—5	Супеси пылеватые
—	0—0,5	3,8—27,9	67,8—74	11,8—18,4	Суглинки пылеватые

Регионы III и V. Центральнo-Камчатская и Восточно-Камчатская зоны поднятий. По своему происхождению рельеф рассматриваемой части Камчатки относится к денудационно-тектоническому. В основном это среднегорье с элементами высокогорья вблизи главных водоразделов. Преобладающие абсолютные высоты горных вершин 700—1600 м, максимальные достигают 1700—2181 м. Гребни хребтов часто скалистые, иногда пилообразной формы. Склоны их крутые (25—40°), местами обрывистые, изъедены карами. Вершины крупных гор покрыты ледниками. Глубина эрозионного расчленения 400—900 м и более, а к подножью хребтов снижается до 300—200 м. Густота эрозионной сети до 1—1,5 км/км² и только местами составляет 0,5—0,7 км/км². Речные долины узкие, реже широкие трогаобразной формы. Хребты весьма труднодоступны. Немногочисленные перевалы расположены на высотах от 600 до 1500 м. Небольшие участки морских аккумулятивных равнин приурочены к берегам Кроноцкого, Камчатского, Озерного заливов и Авачинской губы.

В пределах горных хребтов распространены такие физико-геологические процессы и явления, как физическое выветривание, эрозия рек, многолетняя мерзлота, обвалы, снежные лавины, землетрясения, а на морском берегу — абразия и цунами.

Глубинная и, частично, боковая эрозии рек проявляются повсеместно. Интенсивно (до 1 м в год) подмываются, например, берега р. Камчатки в районе г. Усть-Камчатка. Крупные обвалы наблюдаются в самых различных частях территории, в том числе на подмываемых участках речных и морских берегов. Снежные лавины отмечаются в течение всего зимне-весеннего периода. Они возникают преимущественно на южных склонах гор крутизной более 30°. Ширина фронта лавин достигает 0,1—1 км. Они спускаются вниз по склону на расстояние до 0,2—0,8 км и более. Скорость движения лавин достигает 15—20 м/сек. В бух. Вилючинская лавинами были разрушены постройки рыбкомбината. Известны два случая (март 1951 и 1954 гг.) схода снежных лавин в районе г. Петропавловска-Камчатского по ложбине, расположенной в верхней части юго-западного склона влк. Петровская Сопка. Подмыв морских берегов весьма интенсивно протекает на выступающих участках берега и мысах юго-восточного побережья. Например, отдельные участки берега п-ова Шипунский за десять лет отступили на 50—80 м при высоте береговых обрывов до 150—200 м.

Срединный хребет относится к зоне возможных землетрясений силой до 6—7 баллов, Восточный хребет — до 8 баллов и юго-восточное побережье Камчатки — до 9 баллов и более. В радиусе 85 км от г. Петропавловска-Камчатского землетрясения силой 7—8 баллов можно ожидать один раз за 50 лет, а 8—9 баллов — один раз за 100 лет. Самые сильные последние землетрясения наблюдались 4 и 18/V 1959 г. Сила первого из них оценивалась в районе г. Петропавловска-Камчатского 8-ю баллами, второго, в районе пос. Жупаново, — 9-ю. В результате землетрясения 4/V 1959 г. в населенных пунктах, расположенных на побережье Авачинской губы, получили серьезное повреждение ряд зданий. Особенно опасны в сейсмическом отношении участки с насыпными грунтами и близким (до 2 м) уровнем залегания грунтовых вод. Землетрясением 18/VI 1959 г. были полностью уничтожены все каменные и значительная часть деревянных построек в пос. Жупаново. Землетрясения сопровождаются, как правило, камнепадами, обвалами и снежными лавинами. Любое строительство в пределах территории, особенно на юго-востоке, должно проводиться с учетом норм и правил строительства в сейсмических районах.

В результате некоторых сильных землетрясений, происходящих в Курило-Камчатской глубоководной впадине, на тихоокеанский берег Камчатки обрушиваются с громадной силой высокие морские волны, называемые цунами. По данным С. Л. Соловьева и М. Д. Ферчева (1961), на Камчатке с 1737 г. по 1965 г. зафиксировано пять крупных цунами. Максимальная высота их местами достигала 10—20 м, возможно, 30 м. Всего обычно насчитывалось от 3 до 9 волн. Скорость движения цунами 400—720 км/час. Время пробега волны от очага землетрясения до побережья исчислялось от 3 мин до 1 ч 15 мин, преимущественно 5—30 мин. Характерной чертой для крупных цунами являлось отступление океана на сотни и даже тысячи метров от берега, которое длилось от 5 до 35 мин. Воздействие цунами на берег может быть как гидродинамическим, когда разрушительный эффект создается в результате кинетической энергии набегающей волны, так и гидростатическим, когда возникает быстрый подъем воды, вызывающий затопление. Крупные разрушения и человеческие жертвы принесли цунами 17/X 1737 г., 13—14/IV 1923 г.

Цунамирайонирование побережья произведено в 1961 г. С. А. Каплиным и А. С. Иониным. По их данным, наибольшие разрушения цунами может принести в пределах низменных аккумулятивных участков побережья, а также в вершинах сужающихся бухт с широким открытым входом. Несколько меньшая зона затопления свойственна фиордовым и окаймленным современными подводными и надводными террасами абразионно-денудационным берегам. Практически не подвергаются затоплению цунами высокие вулканические, а также абразионные и абразионно-денудационные берега. Не подвержены воздействию цунами берега кратерных бухт (типа Авачинской губы) благодаря их узким и сравнительно мелководным входам. Оперативный прогноз цунамиопасности осуществляется службой цунами. Современное предупреждение жителей о грозящей опасности помогает избежать человеческих жертв. Защитой населенных пунктов от цунами в некоторой степени могут быть волнорезы, оградительные молы, насыпи, искусственные отмели, бетонные стенки, иногда лесные насаждения. Самой эффективной мерой является строительство зданий на высоте не менее 20—30 м над уровнем океана.

В пределах горных хребтов, на высотах обычно более 1000 м, отмечается островная многолетняя мерзлота. Ее мощность и площади участков распространения, вероятно, велики.

Инженерно-геологическая характеристика районов

Породы метаморфической формации протерозой-палеозойского (?) возраста распространены в пределах Срединного Камчатского хребта и Ганальского выступа. Нижние горизонты толщи, обнажающиеся в Срединном хребте, представлены преимущественно биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, образующими пачками мощностью от 1—30 до 100 м. Стратиграфически выше залегают кристаллические сланцы, среди которых выделяются слюдястые, амфиболовые, хлоритовые, амфибол-кварцевые и др. Самую верхнюю часть толщи составляют филлиты, филлитизированные сланцы, амфиболиты, альбитофиры и кварцевые песчаники. Мощность слоев от 0,03—5 м до нескольких десятков метров. Породы часто рассланцованы, пльчатые. Отложения смяты в крупные складки северо-западного простирания, осложненные мелкой складчатостью, продольными и поперечными нарушениями сбросового типа. Углы падения пород от 10 до 70 и даже 90°, но обычно около 30—50°.

Метаморфические образования относятся преимущественно к группе скальных пород. Они разбиты трещинами различных направлений в основном до глубины 50—70 м и на большую глубину в зонах тектонических разломов. Мощность выветрелой зоны с резко пониженной крепостью пород в кристаллических сланцах и филлитах может достигать 15 м. Ширина трещин в обнажениях гнейсов 1—2 мм, редко 3—5 см, расстояния между ними 0,1—1,5 м; для различных сланцев — от волосных до 1—5 см при расстоянии 0,1—3 м. Трещины часто заполнены мелкоземом. Отдельные трещины шириной до 1 м выполнены кварцем. В зонах тектонических разломов мощностью до 100—200 м породы раздроблены. Временное сопротивление пород сжатию достигает 600—700 кг/см² и более, в отдельных случаях, преимущественно для филлитов и кристаллических сланцев, оно может понижаться до 200—400 кг/см², а в сильно выветрелой зоне — до 50 кг/см². Допускаемое давление на породы от 10 до 30 кг/см² и более, а в верхней зоне иногда снижается до 5 кг/см². Коэффициент крепости слоя выветрелых пород 6—10 и более, категория разрабатываемости VII—X.

Породы обводнены по трещинам в понижениях рельефа до глубины 50—70 м и на более значительные глубины в зонах разломов; на водоразделах они дренированы. Коэффициент фильтрации кристаллических сланцев и филлитов на глубинах до 25—40 м составляет 0,5—2,7 м/сутки. Притоки воды в скважинах изменяются от 0,22 до 1,2 л/сек при удельном дебите 0,02—0,09 л/сек. Дебиты источников обычно не превышают 0,1—3 и только в зонах разломов достигают 5—13 л/сек.

В *терригенную формацию* входят осадочные образования мезозоя (?), обнажающиеся в южной части Срединного хребта, и верхнего мела, выведенные на поверхность в пределах Валагинского хребта, а также в северной части Срединного хребта и в некоторых других участках. Породы представлены монотонно переслаивающимися, местами несущими черты флиша песчаниками, алевролитами, аргиллитами; встречаются мелкогалечные конгломераты, пластовые залежи порфиритов. Мощность отдельных слоев пород 0,1—15 м. Песчаники полимиктовые, реже аркозовые. Цемент в них серицито-кварцево-глинистый, местами в заметных количествах присутствует карбонат. Аргиллиты и алевролиты преимущественно рассланцованные. Породы смяты в крутые, мелкие складки с наклоном слоев от 30 до 50°, иногда до 80°, осложненные разломами.

Рассматриваемые образования главным образом относятся к группе полускальных пород. Они разбиты трещинами. В песчаниках преобладают вертикальные трещины, в алевролитах и аргиллитах — по пло-

скостям напластования. Трещины заполнены мелкоземом, некоторые из них выполнены кварцем. Ширина трещин на обнаженных участках от волосных до 0,3—2 см, расстояние между ними 0,05—0,4, реже до 2 м. Категория разрабатываемости пород V—VIII, допускаемое давление 10—20 кг/см², коэффициент крепости 4—8.

В понижениях рельефа верхняя выветрелая зона пород мощностью до 100 м обводнена. Об этом свидетельствуют многочисленные нисходящие источники у подножий склонов долин. Большинство источников приурочено к песчаникам. Дебиты их обычно не превышают 1 л/сек, а в зонах тектонического дробления пород достигают 5, реже 12 л/сек.

К *терригенно-вулканогенной формации* относятся вулканогенно-кремнистые породы верхнего мела, распространенные в южной и северной частях Срединного хребта, на Восточном хребте, полуостровах восточного побережья и о-ве Карагинский, а также осадочно-вулканогенные образования палеоген-неогенового возраста, широко развитые в пределах Срединного хребта и на восточном побережье полуострова.

Породы верхнемелового возраста представлены кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, литокристалловыми туфами, туфоконгломератами, порфиритами, реже песчаниками, алевролитами. Мощность слоев кремнистых пород 0,02—2 м, чаще от 0,05 до 0,3 м. Пласты порфиритов и их туфов имеют мощность 2—10 м, а иногда до 50 и даже 100 м. Породы сложены в крутые, часто опрокинутые и асимметричные складки с углами падения крыльев 30—60°, местами до 90°. Весьма часто встречаются зоны разломов, протяженность которых достигает нескольких десятков километров, а мощность до 100—200 м.

Породы относятся к группе скальных с полускальными. В обнажениях их секут трещины различных направлений. Для туфов и особенно для сланцев характерна остроскальчатая, реже тонкоплитчатая отдельность. Ширина трещин от волосных до 3, чаще 0,2—0,8 см, при расстоянии друг от друга 0,05—0,5, реже 1,5 м. Порфириты и туфоконгломераты обычно разбиты сравнительно широкими (до 2—3, реже 10—15 см) трещинами, расположенными друг от друга на расстоянии 0,6—3 м. Трещины с поверхности открытые или заполненные мелкоземом, иногда выполнены кварцем, хлоритом, кальцитом. Породы интенсивно трещиноваты до глубины 20—40, реже 100 м. Категория разрабатываемости пород VI—X (порфириты); допускаемая нагрузка на слабыветрелые породы 10—30 кг/см², коэффициент крепости от 5 до 10, реже до 15.

К верхней зоне пород приурочены трещинные, местами пластово-трещинные воды. Они вскрыты скважинами на глубинах от 2 до 90 м. Воды иногда обладают напором, величина которого достигает 1—7 м, местами 10—20 м. Дебиты скважин от 0,24 до 8,3, чаще 0,5—2 л/сек.

Удельные дебиты от 0,025 до 3,61 л/сек, преимущественно 0,08—0,5 л/сек. Коэффициент фильтрации кремнистых сланцев для интервала глубин 0—20 м составляет от 14—22 до 142 м/сутки, а в интервале 30—90 м — от 0,25—0,3 до 2—5,5 м/сутки. Дебиты источников, приуроченных к порфиритам и кремнистым сланцам, преимущественно 1—4, иногда до 20—40 л/сек. С прочими породами связаны выходы подземных вод с дебитами 0,01—5,5 л/сек, как правило, до 1 л/сек.

Породы палеоген-неогенового комплекса характеризуются переслаиванием вулканогенных образований с осадочными отложениями. Среди них преобладают потоки и покровы андезитов, андезито-базальтов, дацитов и их туфов. Обычно в подчиненном количестве встречаются туфогенные песчаники, алевролиты и конгломераты. Мощность отдельных горизонтов вулканогенных пород 2—60, реже до 100—300 м, преимущественно, не более единиц — первых десятков метров. Породы смяты в пологие брахиоскладки с углами падения их крыльев до 30—40°. Особен-

ностью толщи является интенсивное развитие крупных и мелких разрывных нарушений, сопровождающихся смещениями, мощными зонами брекчирования и газо-гидротермального изменения пород. Размеры этих зон достигают нескольких километров по простиранию и многих сотен метров по ширине.

Наиболее трещиноватыми породами разреза являются эффузивы. Трещины разбивают их на блоки разнообразной формы. Преобладают крутопадающие ($45-80^\circ$), открытые трещины, нередко пронизывающие пласты эффузивов на всю мощность. Ширина трещин в наиболее выветрелой зоне меняется от нескольких миллиметров до $5-10$ см, расстояние между ними до $0,5-2$ м, преимущественно $0,2-0,4$ м. В осадочных породах развита послойная трещиноватость; трещины пологопадающие, часто закрыты продуктами выветривания. В зонах тектонического дробления трещиноватость резко возрастает, но там, где породы подвергались воздействию гидротермальных растворов, трещины и пустоты могут быть выполнены кварцем, кальцитом и другими минералами. Предел прочности при сжатии эффузивов в воздушно-сухом состоянии чаще от 500 до 1400 кг/см², в водонасыщенном — $320-1150$ кг/см²; различных туфов и осадочных пород $130-600$ кг/см². Допускаемая нагрузка на эффузивы более 20 кг/см², на осадочные породы $7-20$ кг/см²; категория разрабатываемости соответственно VIII—X и VI—VII, коэффициент крепости от 4 до 15.

В породах циркулируют трещинные, реже пластово-трещинные, а также трещинно-жильные воды. В немногочисленных скважинах они встречены преимущественно в пределах выровненных или пониженных участков местности на глубинах от нескольких метров до 100 м и более. В кровле комплекса воды главным образом безнапорные. Напором обладают воды относительно глубоких горизонтов и зон разломов. Преобладающие дебиты одиночных источников $0,5-5$ л/сек. Дебиты групповых и пластовых выходов, часто связанных с разрывными тектоническими нарушениями, достигают $10-100$ и даже $200-300$ л/сек. Притоки воды в скважины меняются от $0,1$ до $5,5$, чаще $1-2$ л/сек, а удельные дебиты составляют от $0,05$ до $1,5$ л/сек, преимущественно $0,1-0,8$ л/сек. Наиболее водообильны эффузивы. В зонах тектонического дробления пород дебиты скважин достигают $10-50$ л/сек. На участках крупных гидротермальных систем (Паужетская, Больше-Банная, Налычевская, Паратунская и др.) в скважины поступают высокотермальные минерализованные воды или паро-водяная смесь с температурой до $75-200^\circ\text{C}$.

По химическому составу воды зоны свободного водообмена в породах терригенной и терригенно-вулканогенной формаций близки между собой. Их минерализация колеблется от 30 до 560, чаще $40-180$ мг/л. Воды характеризуются гидрокарбонатной агрессивностью. На площади развития газо-гидротермально измененных пород часто циркулируют воды с кислой реакцией (рН $4-5$) и общей минерализацией $0,2-3,6$ г/л, чаще менее 1 г/л. Они обладают общекислотной агрессивностью.

Породы *флишевой формации* верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста распространены на склонах Восточного хребта. Они представлены преимущественно песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Породы ритмично переслаиваются друг с другом. Мощность слоев $0,05-1,5$, реже до $5-10$ м. Сравнительно большей мощностью обладают песчаники. Мощность отдельных пачек переслаивания («ритмов») от нескольких десятков до 100 м и более. Песчаники туфогенные, плагиоклазовые, с глинистым и карбонатным цементом. Аргиллиты и алевролиты плотные, местами рассланцованные. Породы сложены в узкие, крутые, часто опрокинутые, сильно вытянутые складки с углами падения

на крыльях не менее 40—60°, в отдельных случаях до 90°. Они разбиты крутопадающими надвигами, имеют место внутрипластовые подвижки. Амплитуда сбросов от нескольких десятков до 250 м и более. Мощность зон брекчирования достигает 1000 м.

Отложения относятся к группе полускальных пород. Наиболее интенсивно трещиноваты аргиллиты, менее трещиноваты песчаники и алевролиты. Категория разрабатываемости пород IV—VII, допускаемая нагрузка 6—15 кг/см², коэффициент крепости 4—8.

Неравномерная трещиноватость пород по разрезу способствует образованию трещинно-пластовых коллекторов подземных вод. Подземные воды в бассейне р. Богачевки вскрыты во всех частях разреза толщ на глубинах от 36 до 2500 м. Многие обводненные зоны характеризовались напором, а местами и самоизливом. Отдельные, иногда довольно крупные участки распространения толщи были практически безводны. Водоносный комплекс в целом представляет собой сложную систему относительно изолированных или связанных секущими зонами разломов напорных и безнапорных пластовых горизонтов подземных вод. Производительность скважин, вскрывших пластовые воды, измеряется десятками долями литров в секунду, реже составляет 1,5—1,6 л/сек. В зонах разломов дебиты скважин повышаются до 2,5—11,3 л/сек. Дебиты источников от 0,002 до 25 л/сек чаще до 2 л/сек. Дебиты крупных пластовых выходов подземных вод, приуроченных к зонам дробления пород, достигают в отдельных случаях 88—270 л/сек.

Пресные воды с минерализацией до 150—200 мг/л встречаются до глубины 200—300 м. Для них характерна гидрокарбонатная, реже общекислотная агрессивность. Глубже циркулируют воды с минерализацией до 12,2 г/л.

Породы молассовой формации ниже-среднемиоценового и верхнемиоцен-плиоценового возраста распространены весьма ограниченно. Первые из них, развитые в районе п-ова Кроноцкий, отнесены к молассовой формации несколько условно, т. к. их толща местами имеет флишеидный облик. Породы нижнего и среднего миоцена представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже туфодиазомитами, конгломератами. Мощность отдельных слоев обычно от 0,02 до 1,5, иногда до 5—10 м и более. Песчаники полимиктовые, с мергелистыми конкрециями, цемент карбонатный и глинисто-карбонатный. Аргиллиты и алевролиты довольно крепкие, с раковистым изломом. Верхнемиоцен-плиоценовые отложения состоят в основном из грубозернистых песчаников и валунно-галечных конгломератов с туфовым цементом, реже отмечаются алевролиты, аргиллиты. В верхних горизонтах встречаются пески и слабоуплотненные конгломераты, содержащие линзы лигнитов и глин. Мощность отдельных слоев пород различная. Образования неогенового возраста смяты в пологие складки с углами падения крыльев 10—15°, редко 20°. Отмечаются разрывные, преимущественно сбросовые нарушения.

Отложения неогена входят в группу полускальных, и частично, песчаных пород. Категория разрабатываемости пород II—IV, допускаемая нагрузка на пески 3—5 кг/см², на прочие разности до 10 кг/см²; коэффициент крепости от 0,8 до 6.

На различных глубинах в породах неогена циркулируют трещинно-пластовые, реже порово-пластовые (в верхних горизонтах), преимущественно напорные воды. Дебиты источников от 0,1 до 30, чаще до 5 л/сек. Воды зоны свободного водообмена имеют минерализацию обычно до 200 мг/л. Они обладают гидрокарбонатной, иногда общекислотной агрессивностью.

Породы *интрузивной формации* слагают небольшие батолиты, штоки и дайки различного возраста, приуроченные преимущественно к осевым частям антиклинальных структур и зонам крупных тектонических нарушений. Они представлены диоритами, гранодиоритами, гранитами, реже габбро, пироксенитами и другими петрографическими разностями. Породы средне-, иногда мелко-, крупнозернистые и порфировидные. В экзоконтактовой зоне вмещающие образования (в полосе шириной от нескольких метров до 0,1—1,5 км, реже более) ороговикованы.

Породы *трещиноваты*. В них преобладают крутопадающие (40—90°), иногда горизонтальные и пологонаклонные трещины. На 1 м² обнажения интрузивов приходится до 7—10, реже 25 м трещин. Ширина трещин в выветрелой зоне от волосных до 3—5 см, иногда 10 см. Трещины преимущественно открытые. Мощность трещиноватой зоны не превышает 100 м. На большую глубину развита только тектоническая трещиноватость. Предел прочности пород при сжатии 1000—1600 кг/см², допускаемая нагрузка более 20 кг/см², категория разрабатываемости V—X, коэффициент крепости 8—10, реже 15.

Породы *обводнены* в понижениях рельефа на глубину до 100 м, на водоразделах они дренированы. Дебиты одиночных скважин 0,13—0,23 л/сек, удельные дебиты около 0,01 л/сек. Дебиты источников от 0,004 до 30, чаще 1—2 л/сек. Минерализация вод преимущественно 30—60 мг/л. Для них характерна гидрокарбонатная агрессивность. Реже встречаются воды с минерализацией до 300 мг/л, обладающие общекислотной агрессивностью.

Среди *поверхностных отложений* четвертичного возраста отмечают элювиально-делювиальный, аллювиальный и моренный геолого-генетические комплексы.

Наиболее мощные аллювиальные отложения развиты в крупных долинах, унаследовавших тектонические разломы, где часто залегают совместно с аллювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными и флювиогляциальными образованиями. В верхнем течении рек отмечается преобладание валунно-галечного материала. В среднем и нижнем течении более существенное значение приобретают пески и галечно-гравийный материал с песчаным или супесчано-суглинистым заполнителем, прослой супесей и сугликов. В небольших долинах рек и ручьев мощность аллювия не превышает 1—6, реже 10—15 м. В крупных долинах рек Налычевой, Сторож, Бол. Шапины, Мал. Чажмы, Карымчиной, Тюшевки, Авачи, Паратунки, Банной и некоторых других она достигает 50—200 м.

Категория разрабатываемости пород I—III, допускаемая нагрузка (в кг/см²) на: сухие пески, супеси и суглинки 2—3,5 насыщенные водой 1—2,5; гравийно-галечные отложения 3,5—4,5; валунно-галечные 4—6; коэффициент крепости 0,6—1,5.

В отложениях циркулируют поровые, реже пластово-поровые воды, как безнапорные, так и напорные. Глубина залегания подземных вод на пойме и первой террасе редко превышает 1—3 м, а на высоких террасах увеличивается до 6—10 м и более. При наличии водоупорных слоев высота напора пластовых вод составляет 1—5 м, а местами достигает 13—20 м. Из некоторых скважин наблюдается самоизлив. Дебиты скважин от 0,2 до 24 л/сек, как правило, более 1 л/сек, при удельных дебитах 0,02—10 л/сек. Притоки воды в колодцы, заглубленные на 1—2 м в водоносный горизонт, меняются от 0,1—1 л/сек в песчаных разностях до 2—3 л/сек — в гравийно-галечниковых. Коэффициент фильтрации для песков и гравийно-галечных отложений колеблется от 15 до 100 м/сутки (иногда 520 м/сутки), для сильнопылеватых песков снижается до 1 м/сутки, а для супесчаных разностей — от 0,18 до

1,72 м/сутки. Преобладающая минерализация вод аллювиальных отложений 36—146 мг/л. Они обладают гидрокарбонатной агрессивностью.

Морские, лагунно-морские и частично дельтовые отложения четвертичного возраста выделены в единый комплекс. Они распространены на небольших равнинных участках побережья Тихого океана, в частности в устьях крупных рек. В верхней части разреза чаще преобладают суглинки, илы, заиленные пески, супеси, в нижней — галечные и гравийно-галечные образования с прослоями и пластами песков, реже супесей и суглинков. На пляжах, косах, а часто и на низких террасах пески и гравийно-галечные отложения залегают с поверхности. Мощность отдельных слоев изменяется от десятых долей до 10—25 м и более. Общая мощность отложений на низких террасах и в дельтах рек достигает местами 60—100 м, на высоких террасах не превышает 2—10 м. Породы иногда перекрыты торфом мощностью до 2—4,5 и даже 10 м (табл. 85).

Т а б л и ц а 85

Механический состав морских и лагунно-морских отложений (без гальки)

Содержание фракций, %				Порода
гравийной	песчаной	пылевой	глинистой	
0—4,6	88,6—99,9	0,1—9,4	0—1,8	Пески
11,9—50	47,4—82,9	0—4,1	0—1,9	Пески гравелистые
52,3—99,5	0,5—37,2	0—5	0—1,6	Гравий
0,1—20	37—71,7	21,3—58,8	2,8—7,1	Супеси от легких до тяжелых, редко гравелистые, пылеватые

Отложения входят в группу крупнообломочных, песчаных и связанных пород. Их физико-механические свойства аналогичны свойствам аллювиальных образований.

В отложениях циркулируют как поровые безнапорные, так и порово-пластовые напорные воды. Они залегают на глубине от 1—2 до 50 и глубже, преимущественно 5—10 м. Величина напора достигает 4—17 м; некоторые скважины фонтанируют на высоту до 3—4 м. Дебит скважин от 0,07 до 20, чаще 2—5 л/сек; удельные дебиты 0,01—5 л/сек, реже больше. Притоки воды в колодцы, заглубленные в водоносный горизонт на 0,5—1,5 м, составляют от 0,005 до 3 л/сек, преимущественно до 1 л/сек. Коэффициенты фильтрации меняются от 1,5—5 до 435 м/сутки. Усредненный коэффициент фильтрации для водопроницаемых разностей — около 20 м/сутки. Дебиты источников обычно составляют 0,7—2 л/сек, но иногда достигают 10 и даже 50 л/сек. Воды имеют минерализацию от 27 до 200 мг/л. Им свойственна гидрокарбонатная агрессивность. В колодцы и скважины, пройденные на низких абсолютных отметках и на расстоянии менее 0,4—1,5 км от берега моря, наблюдается подток соленых морских вод.

В долинах некоторых крупных рек локально развиты песчаные и гравийно-галечные флювиогляциальные отложения, а также моренные образования, представленные супесями с валунами, галькой и гравием. Мощность их от 5 до 40 м. Весьма широко распространены в районе элювиально-делювиальные отложения. Преобладающая их мощность достигает 3—7 м, реже более у подножья склонов и в седловинах. Усредненный разрез отложений следующий: супесь с включением дресвы и щебня, мощностью 2—3 м; щебень и глыбы с супесчаным заполните-

лем, мощностью 1—2 м. Отмечаются также щебнисто-глыбовые осыпи и россыпи.

Регион IV. Центрально-Камчатский прогиб. Регион расположен в центральной и северо-восточной равнинных частях полуострова, где протягивается в северо-восточном направлении на 900 км. К нему относятся и западное побережье о-ва Карагинский. Преобладающая ширина региона 40—50 км; на юге он сужается до 3—5 км, а в бассейнах рек Озерной и Уки расширяется до 100 км.

В структурно-тектоническом отношении регион приурочен к Центрально-Камчатскому прогибу и представляет собой крупную синклинальную структуру. Юго-восточная его часть, названная Козыревской впадиной, на значительном протяжении осложнена в краевых частях крупными сбросами.

Исходя из геоморфологических особенностей региона в нем выделяются три инженерно-геологических области.

Область IV^a занимает южную часть региона и носит название Центрально-Камчатской депрессии. С запада она резко ограничена Срединным хребтом, а с востока — Восточным хребтом и Ключевской группой вулканов. Она представляет собой межгорную плоско-увалистую низменность, начало формирования которой относится к концу плиоцена. В образовании современного рельефа низменности основную роль сыграла водно-ледниковая аккумуляция, образовавшая обширные равнины в периферической части депрессии, и эрозионно-аккумулятивная деятельность р. Камчатки, сформировавшая террасированную долину. Преобладающие абсолютные высоты 100—200 м. Между Ключевской группой вулканов и вкл. Шивелуч, где р. Камчатка приобретает широтное направление, в настоящее время образовалась плоская озерно-аллювиальная, сильнозаболоченная низменность. Ее абсолютные отметки около 50 м. Густота эрозионной сети в области не превышает 0,2 км/км², реже 0,5 км/км² при весьма незначительной глубине вреза.

Область IV^b расположена в средней части региона и занимает Озерновскую (Хавывенскую) межгорную увалисто-холмистую аккумулятивно-денудационную равнину. Дочетвертичные образования здесь местами выведены на поверхность. Абсолютные отметки на площади Хавывенской возвышенности достигают 300—417 м. Относительные превышения моренных холмов и выступов дочетвертичных пород местами составляют 50—100 м, реже более; формы их слаженные. Густота эрозионной сети 0,2—1 км/км², глубина вреза преимущественно 50—100 м.

Область IV^b — Карагинская предгорная слабовсхолмленная преимущественно аккумулятивная равнина — размещается в северной части региона. Она вытянута узкой (до 15—30 км) полосой вдоль прол. Литке. Абсолютные отметки равнины обычно не более 100 м и только в предгорьях Срединного хребта повышаются до 200—450 м. Густота эрозионной сети от 0,1—0,2 до 1 км/км², а глубина эрозионного расчленения не превышает первых десятков метров. Плоскоравнинные, часто заболоченные участки местности, сложенные флювиогляциальными, иногда морскими отложениями, чередуются с группами моренных холмов и отдельных возвышенностей высотой от 5 до 100 м, чаще 20—50 м. Со стороны моря равнина ограничена крутым, местами обрывистым уступом высотой до 50 м, который через каждые 3—15 км прерывается низменными участками берега в устьях крупных рек.

В регионе довольно широко проявляет себя боковая эрозия рек. Например, в долине р. Камчатки, в 3 км южнее с. Пушино, во время одного из весенних паводков был размыт правый берег реки на протяжении 100—150 м при ширине зоны размыва 8—10 м.

Сезонное промерзание почво-грунтов под снегом 1,2—1,4 м, на оголенной поверхности 1,5—2 м. Линзы многолетнемерзлых пород обнаружены в Центрально-Камчатской депрессии между 55 и 57° с ш. Они встречены, в частности, в приустьевой части долины р. Козыревки на глубине от 0,5 до 4,5 м, где их мощность достигает 3,3—4,5 м, а протяженность не превышает 0,6 км. Несколько более широко они развиты по побережью прол. Литке, где часто встречаются мерзлотные бугры. В районе зал. Уала многолетнемерзлые породы имеют уже площадное развитие. Здесь их мощность достигает 25—31 м. В регионе возможны землетрясения силой 6—7 баллов.

Инженерно-геологическая характеристика районов

К *флишевой формации* относятся породы палеогенового возраста, развитые по побережью прол. Литке и представленные переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников. Породы собраны в линейные складки с углами падения крыльев 15—30°, реже 50°, разбиты разломами, прорваны дайками и мелкими экструзивами. В бассейнах рек Еловки и Озерной палеоген в верхней части разреза состоит из переслаивающихся между собой туфогенных песчаников, туфов, конгломератов, местами аргиллитов.

К *молассовой формации* условно относятся отложения нижнего — среднего миоцена и верхнего миоцена — плиоцена. Более древние из них представлены туфогенными полимиктовыми песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, пепловыми туфами. В породах встречаются прослои и линзы углей, изредка отмечаются пласты эффузивов, количество которых увеличивается в предгорьях Срединного хребта. Породы верхнемиоцен-плиоценового возраста отмечены преимущественно в Озерновской впадине и в западной части о-ва Карагинский. Нижняя часть толщи сложена туфогенными песчаниками с прослоями и линзами гравийно-галечного материала и туфодиатомитов. Выше по разрезу преобладают песчаные, иногда грубообломочные рыхлые отложения с лигнитами. В Озерновской впадине породы неогенового возраста сложены в брахиоскладке с наклоном пластов 10—20°.

На остальной части региона, севернее влк. Шивелуч и вдоль побережья прол. Литке, распространены преимущественно моренные, флювиогляциальные, современные аллювиальные, морские и болотные отложения.

Физико-технические свойства пород палеогенового и неогенового возраста аналогичны свойствам отложений ковачинской, воямпольской и кавранской серий Западно-Камчатского прогиба.

В породах циркулируют трещинно-пластовые и трещинно-жильные, а в верхних горизонтах порово-пластовые воды. Дебиты одиночных скважин глубиной до 100 м, пройденных на побережье зал. Анапка, составляют 1,5—6,1 л/сек, а удельные дебиты 0,35—2,4 л/сек. Воды вскрываются на глубинах 13—33,5 м, напор достигает 10—27 м. Появление напора обусловлено здесь наличием в кровле толщи многолетней мерзлоты или водоупорных суглинков. Дебиты источников не превышают 5 л/сек. Минерализация вод 60—700 мг/л. Они обладают гидрокарбонатной агрессивностью. В скважинах, пройденных на морских косах, вскрыты солоноватые и соленые воды с общей минерализацией 4,7—28,2 г/л.

Различные по генезису *поверхностные отложения* четвертичного возраста сформировались в условиях межгорной и предгорной впадин.

В пределах Центрально-Камчатской межгорной низменности в основании толщи поверхностных отложений залегают нижнечетвертичные

озерные образования, представленные тонкопереслаивающимися суглинками, супесями, тонко- и мелкозернистыми песками с редкими линзами гравия, гальки и торфяников. Они частично (на 5—6 м) обнажаются только в глубоких эрозионных врезях. Предполагаемая общая мощность отложений составляет около 80 м. На озерных образованиях с размывом залегает толща аллювиальных отложений среднечетвертичного возраста, представляющих собой переслаивание пачек средне- и мелкозернистых песков при подчиненном положении крупнозернистых песков и песчано-галечных отложений, играющих существенную роль только в верхней части разреза. Максимальная мощность толщи 40 м.

В так называемых ярах (села Кирганик и Мильково) на неровной поверхности аллювиальных отложений залегают ледниковые (?) образования среднечетвертичного возраста, состоящие из валунно-галечных супесей с линзами песков и суглинков. Крупные обломки составляют 25% общего объема породы. Суммарная мощность отложения достигает 30 м. Они, видимо, имеют локальное распространение. Поверх ледниковых (?) отложений лежат верхнечетвертичные аллювиальные образования высоких цокольных террас р. Камчатки, представленные переслаивающимися между собой галечниковыми песками, супесями, реже суглинками, торфом. Общая их мощность колеблется от 7 до 16 м. Отложения высоких террас р. Камчатки перекрыты флювиогляциальными, а местами и моренными образованиями верхнечетвертичного оледенения.

У подножья хребтов распространены конечноморенные образования, которые состоят из супесей и суглинков с валунами, галькой и гравием (15—20%). Встречаются в них линзы и прослои песков мощностью 0,5—3 м. Мощность морены достигает 15—60 м. Флювиогляциальные отложения в предгорной части сложены валунно-галечно-песчаной толщей с четкой слоистостью. В крупнообломочном материале заполнителем служат разнозернистые пески, составляющие 20—40%. Ближе к р. Камчатке материал, слагающий флювиогляциальные отложения, становится более однородным и менее крупным, встречаются прослои супесей и суглинков. Преобладающая мощность флювиогляциальных отложений 20—30 м.

Послеледниковые образования представлены аллювием р. Камчатки и ее притоков, а иногда и аллювиально-пролювиальными отложениями, состоящими из переслаивающихся между собой галечников, песков, супесей, реже суглинков. Более тонкий материал преобладает в верхней части разреза. Мощность отложений 5—10 м и более. Местами на различных по генезису отложениях залегают торфяники мощностью до 3 м.

Таким образом, в верхней половине разреза отложения, выполняющих Центрально-Камчатскую депрессию, преобладает крупнообломочный материал, но непосредственно с поверхности часто залегают супесчаные отложения различной мощности.

В заболоченной и заозеренной части депрессии, расположенной между Ключевской группой вулканов и влк. Шивелуч, распространены преимущественно современные озерно-аллювиальные отложения, представленные песками, супесями, суглинками, реже глинами, перемежающимися между собой. Пески разнозернистые, иловатые, местами гравистые, с прослоями галечников мощностью до 0,6 м, часто находятся в плавунном состоянии. Супеси от легких до тяжелых, иногда иловатые, с прослоями и линзами песков и суглинков мощностью 0,03—0,7 м. Суглинки легкие, пылеватые, плотные. Глины встречаются в нижней части разреза в виде линз и прослоев. Преобладающая мощность пород 6—20 м, иногда до 40 м (табл. 86).

Таблица 86

Механический состав озерно-аллювиальных отложений

Содержание фракций, %				Порода
гравийной	песчаной	пылевой	глинистой	
1,1 0—0,7	88,8 2,4—52,6	9,1 44,7—93,6	1 1,2—9,8	Пески Супеси от легких до тяжелых, пылеватые Суглинки легкие, пылеватые, реже глины
0—0,1	2,1—15,3	64,1—74,4	10,3—33,7	

Морские образования, слагающие косы и низкие террасы, представлены слоистыми песчано-гравийными и гравийно-галечными отложениями мощностью до 10—25 м. В глубоко вдающихся в сушу бухтах среди морских отложений преобладают пески пылеватые, иногда иловатые, или гравелистые, с линзами мощностью 0,2—1,5 м, суглинки, супеси пылеватые, реже илы, с прослоями торфа и мелкозернистых песков мощностью до 0,1 м. Местами они перекрыты торфом мощностью до 6 м, чаще 1—2 м (табл. 87).

Таблица 87

Механический состав морских отложений

Содержание фракций, %				Порода
гравийной	песчаной	пылевой	глинистой	
0—4,6 11,9—50 0,1—20	88,6—99,9 47,4—82,9 37—71,7	0,1—9,4 0—4,1 21,3—58,8	0—1,8 0—1,9 2,8—7,1	Пески Пески гравелистые Супеси от легких до тяжелых, редко гравелистые, пылеватые Суглинки от легких до тяжелых, пылеватые
0—4,6	3,3—23,1	64,4—78,1	13,4—29,6	

Другие генетические комплексы сходны по своему составу с аналогичными комплексами пород, описанными для южной части региона.

Физико-механические свойства близких по механическому составу пород различных генетических разностей в общем одинаковы. Угол естественного откоса сухих песков составляет 35—45°, под водой — 25—35°, галечников — 45—55°. Допускаемое давление на сухие пески, супеси и суглинки в твердом состоянии 2—35 кг/см²; на насыщенные водой пески и супеси 1,5—2,5 кг/см²; на пластичные суглинки 1,0—2,5 кг/см²; на пески, супеси и суглинки гравийно-галечниковые 3,5—4,5 кг/см²; на галечники с валунами 5—6 кг/см². Категория разрабатываемости пород I—IV, коэффициент крепости меняется от 0,6 (легкие суглинки, супеси, сырые пески) до 1,5, реже 2 (уплотненные галечно-валунные отложения).

В породах четвертичного возраста циркулируют поровые и пластово-поровые воды. Глубина их залегания от 1 до 10 м. Иногда воды обладают напором. Притоки воды в скважины колеблются от 0,07 до 3,8 л/сек. Дебиты колодцев, заглубленных в водоносный горизонт до 1—3 м, — от 0,03 до 0,7 л/сек, реже до 2 л/сек. Дебиты немногочисленных источников колеблются от 0,01 до 5 л/сек. Наибольшей водообильностью обладают аллювиальные, флювиогляциальные, реже морские отложения. Преобладающая минерализация вод — 100—200 мг/л. Для

них характерна гидрокарбонатная агрессивность. В колодцах, пройденных на морских косах и в прибрежно-морской полосе, часто вскрываются соленоватые воды.

Регионы VI и VII. Срединный и Восточный молодые наложенные вулканические поясы*. Срединный наложенный вулканический пояс (регион VI) расположен в средней части Срединного хребта, где прослеживается на расстоянии около 450 км при ширине 25—75 км. Восточный наложенный вулканический пояс (регион VII) размещается на юго-восточной половине Камчатки, где вытянут полосой, длина которой более 700 км, а ширина до 50—75 км, реже 100 км.

Большинство (75%) зарегистрированных здесь извержений были взрывными или существенно взрывными. При вертикальных и крутонаклонных взрывах крупные обломки пород выбрасываются на расстояние до 7—10 км, причем их температура иногда достигает 600°C. Они могут вызвать пожары. При косых взрывах ударное и термическое воздействие газовой струи, направленной к горизонту под углом более 60°, проявляется на расстоянии до 30 км, чаще 4—5 км. Подобный взрыв был в период извержения влк. Безымянный 30/III 1956 г. Область, захваченная взрывом, располагалась к юго-востоку от вулкана и имела площадь около 500 км² (ширина до 25 км при длине до 30—32 км). На протяжении 25 км от кратера были сломаны и повалены деревья диаметром 25—30 см. Сходные взрывы отмечены у влк. Шивелуч. Температура палящих туч достигает 900°C, скорость — 90 км/час. Особую опасность при косых взрывах представляют раскаленные пирокластические потоки. В частности, один из таких потоков влк. Безымянный имел длину 18 км при средней мощности 20—25 м. Небольшие потоки наблюдались при извержениях влк. Авачинская Сопка.

Крупным взрывным извержениям часто сопутствуют мощные грязевые и водные потоки, возникающие в результате массового таяния снега и ледников. Например, грязевый поток влк. Безымянный, достигший долины р. Камчатки, имел длину 85 км и мощность грязевых нагромождений до 20 м. В осевой части потока были сломаны и унесены деревья, десятки телеграфных столбов и т. п. Грязевые потоки влк. Ключевская Сопка достигали 35 км, влк. Авачинская Сопка — 18 км. Подобные потоки в условиях Камчатки представляют при извержениях наиболее реальную угрозу. Радиус опасной зоны при этом может изменяться в зависимости от рельефа местности, типа и силы извержений от 30 до 90 км.

Наконец, непосредственную угрозу представляют лавовые потоки, которые изливаются как из центрального, так и из боковых кратеров. Длина большинства лавовых потоков на Камчатке не превышает 5—6 км. Более длинные потоки отмечаются у влк. Толбачинский (40 км) и боковых кратеров влк. Ключевская Сопка (7—16 км). Скорость их движения не более 1 км/сутки, а температура лавы достигает 1100—1200°C.

Для предотвращения возможных губительных последствий извержений вулканов В. И. Влодавец (1959) предлагает пассивную и активную защиты. Первая из них заключается в предсказании извержений по усилению и увеличению количества вулканических землетрясений, наклону земной поверхности или изменениям магнитного поля около вулкана, по изменениям температуры, дебита, химического состава источников и газо-паровых струй на вулканах и другим явлениям. К пассивной защите относится также составление карт вулканического райо-

* Совместное описание регионов дано в связи с общностью их инженерно-геологических условий.

пирования, главной целью которых является определение потенциально опасных для жизни людей и народного хозяйства зон. Первая такая карта для Камчатки и Курильских островов была составлена в 1962 г. сотрудниками Института вулканологии СО АН СССР. На карте для 80 вулканов выделены зоны, опасные при вулканических извержениях различного типа, показаны возможные пути движения грязевых потоков. Радиус отдельных условно опасных зон (без учета грязевых и водных потоков), в зависимости от типа извержений, составляет от 15 до 50 км, общая их площадь для Камчатки — около 18 000 км². В основном они расположены в безлюдных районах. Главными мерами активной защиты от извержений В. И. Влодавец считает создание дамб на пути движения лавовых потоков, бомбардировку их авиацией и т. п.

В сейсмическом отношении Срединный вулканический пояс относится к зоне землетрясений до 7 баллов, а Восточный — до 8—9 баллов. Выходящие к побережью Тихого океана небольшие участки Восточного вулканического пояса могут быть подвержены цунами. Землетрясения способствуют образованию в долинах рек и на склонах вулканов обвалов, камнепадов и смежных лавин. Они наблюдались на вулканах Ключевская Сопка, Опала и в Срединном хребте. По данным И. В. Мелекесцева (1965 б), объем материала, перемещаемого в результате обвалов, колеблется от 0,1 до 1 км³, причем амплитуда вертикального перемещения изменяется от 100 до 500—600 м, а горизонтальное перемещение достигает 3—5 км.

На высотах более 1000 м, реже на 600—800 м и, как исключение, на 400 м (берег Кроноцкого оз.) в пределах региона отмечены небольшие острова многолетнемерзлых рыхлых и связных пород и сопутствующие им микро- и мезоформы рельефа (мерзлотные бугры, структурные грунты, термокарстовые воронки).

Просадочные суффозионные воронки отмечаются у подножья влк. Ключевская Сопка, в частности в пос. Ключи. Образование их связано с вымыванием подземными водами мелких частиц рыхлых отложений и просадкой вышележащих связных пород. Глубина воронок достигает 5—12 м, ширина по верху 15—30 м, крутизна склонов 10—45°. Перевеивание вулканических песков зафиксировано в нижней части западного склона Ключевской группы вулканов. Реками осуществляется интенсивная глубинная и боковая эрозия, особенно после вулканических извержений в результате появления на поверхности новых масс пород. Например, глубинный врез ручьев в новейшие пирокластические выбросы на склонах вулканов местами достигает 5—6 м и даже 60 м в год.

Инженерно-геологическая характеристика районов

В регионе преимущественно развита *вулканогенная формация*. Она включает в себя две инженерно-геологические группы пород.

Одна из них состоит преимущественно из скальных образований, которые представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, липаритами, дацитами и их хорошо сцементированными туфами. Перечисленные разности, чередуясь в разрезе и по площади, образуют грубо-слоистую толщу, мощность которой обычно превышает 100—200 м, достигая 1—2,5 км в центре крупных вулканических сооружений. В составе пород, слагающих плато и крупные щитовидные вулканы, характерно резкое преобладание эффузивов (преимущественно основного состава) над туфами. В строении стратовулканов существенную роль играют туфогенные разности пород, а вулканическим продуктам свойственен главным образом средний состав. Мощность отдельных пластов туфов и лав

изменяется от нескольких до десятков и даже сотен метров. В выходах вулканогенных пород на поверхность преобладают лавы. На участках фумарольной и гидротермальной деятельности вулканогенные породы преобразованы в опалиты, алуниды, каолиниты и пропилиты.

Эффузивы разбиты, как правило, литогенетическими трещинами различных направлений на всю мощность одновременно излившегося потока или покрова. Ширина трещин от волосных до 0,1—0,2 м, расстояние между ними от 0,05 до 0,5—1,5 м, иногда более. В базальтах обычно преобладают вертикальные и крутопадающие трещины. Более кислые разности эффузивов чаще характеризуются системой горизонтальных или наклонных (до 30°) трещин, образующих иногда плитчатую отдельность. Степень трещиноватости эффузивов часто меняется как по площади, так и в разрезе. Более трещиноваты верхние части лавовых покровов и потоков, где также отмечаются поры и пустоты. Последние наиболее интенсивно развиты в основных и средних, меньше — в кислых эффузивах и составляют до 10—15% объема породы. Туфогенные разности пород преимущественно представлены туфобрекчиями, размер обломков в которых варьирует в широких пределах; преобладают крупнообломочные туфы. Породы плотные, крепкие, менее трещиноваты, чем эффузивы. Трещины в них чаще закрытые и заметны только на выветрелых поверхностях обнажений.

Предел прочности при сжатии эффузивов изменяется преимущественно от 500—800 кг/см² в водонасыщенном состоянии до 1000—1600 кг/см² и более — в сухом. Туфогенные разности пород и газо-гидротермально-измененные образования обычно обладают несколько меньшим пределом прочности, особенно в водонасыщенном состоянии. Категория разрабатываемости вулканогенных пород VII—IX, допускаемое давление более 20 кг/см², коэффициент крепости 10—20.

Глубина залегания подземных вод обычно определяется глубиной вреза дренажной сети и, как правило, превышает 10—30 м. На меньших глубинах подземные воды встречаются только у подножий вулканических сооружений. Часто и глубоко расчлененные участки лавовых плато могут быть полностью дренированы. В общем же комплекс четвертичных вулканогенных образований обладает весьма высокой водообильностью, о чем свидетельствуют многочисленные источники, большинство из которых имеют дебиты 1—10 л/сек и более. Отдельные дебиты крупных пластовых выходов достигают 100—600 л/сек и даже 4000 л/сек. Притоки воды в неглубокие скважины составляют 8—9 л/сек.

Вторая инженерно-геологическая группа состоит из пирокластических грубообломочных, связных и рыхлых отложений (табл. 88). Они широко распространены в районах действующих вулканов Шивелуч, Ключевская, Карымская, Авачинская и Мутновская Сопки и др. Породы представлены преимущественно галечно-валунно-глыбовым материалом с песчаным, супесчаным и суглинистым заполнителями, супесями

Таблица 88

Механический состав пирокластических отложений (без валунов и гальки)

Содержание фракции, %				Порода
гравийной	песчаной	пылеват и	глинистой	
3—7,4 10—13,6 —	63,8—89,9 82,1—83,4 9,6—67	10,7 34,6 3—7,5 30,5—84,6	0—1,6 0—0,4 2,5—5,8	Пески пылеватые Пески гравелистые Супеси от легких до тяжелых, пылеватые

и песками с гравием, галькой и валунами. Преобладающая мощность различных по механическому составу пород 2—10 м. Наличие в заполнителе крупномасштабных пород или отдельными слоями суглинков и супесей характерно для наиболее удаленных от вулканов площадей. Общая мощность пород изменяется от нескольких метров до 50—100 м, реже 220 м.

Угол естественного откоса сухих песчаных разностей 37—38°, под водой 32°; супесей 37—40°. Категория разрабатываемости глин, супесей песков I—II, крупнообломочного материала II—III. Допускаемое давление на сухие пески, суглинки составляет 2,5—3,5 кг/см², насыщенные водой 1—2,5 кг/см²; на крупнообломочные разности пород 4—6 кг/см². Коэффициент крепости пород 0,5—1,5, реже 2.

В пирокластических отложениях циркулируют поровые и пластово-поровые как безнапорные, так и напорные воды. В верхних и средних частях склонов грубообломочная пирокластика может быть обводнена периодически. Глубина залегания первого от поверхности водоносного пласта составляет от 0,5—2 м в понижениях рельефа у подножий вулканов до 20—40 м выше по их склонам. Иногда отмечается до шести отдельных водоносных пластов. Высота напора над кровлей водоносного пласта от 1—2 до 40—65 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 1,5—15 м; отдельные скважины фонтанируют. Притоки воды к скважинам чаще колеблются от 1 до 4 л/сек, реже достигают 6—10 л/сек. Удельные дебиты скважин от 0,02 до 1,7 л/сек и даже 5,7 л/сек, преобладают до 0,5 л/сек. Коэффициенты фильтрации от 0,01 до 18 м/сутки, реже более. Дебиты источников изменяются в широких пределах. Максимальные достигают 10—15 л/сек.

Воды вулканогенных образований имеют преобладающую минерализацию 33—118 мг/л. На участках развития газо-гидротермально измененных пород они обладают кислой реакцией и минерализацией до 0,3—2 г/л. Воды обладают гидрокарбонатной, иногда общекислотной агрессивностью. На склонах действующих вулканов, в местах выхода газо-паровых струй, часто формируются так называемые фумарольные воды с температурой воды до 100°С.

Моренные, флювиогляциальные и аллювиальные отложения, имеющие весьма ограниченное развитие, мало чем отличаются от подобных же отложений, распространенных в других регионах.

Регион VIII. Командорская зона поднятий. Командорские острова размещаются примерно в 190 км к востоку от центральной части восточного побережья Камчатки и состоят из островов Беринга и Медный. Первый из них имеет длину 90 км и среднюю ширину 13 км, второй — длину 50 км и ширину 2—7 км.

Острова Беринга и Медный представляют собой сильноразрушенные крупные антиклинальные поднятия северо-западного простирания, принадлежащие к тектонической структуре Алеутской островной дуги. К наиболее древним породам относятся флишеподобные осадочно-туфогенные образования верхнеолигоценового возраста, слагающие большую часть островов; их мощность 2500—2800 м. В крупном синклинальном прогибе на северо-западном погружении антиклинали о-ва Беринга отложились миоценовые туфогенно-осадочные образования, мощность которых около 1000 м. Самую северную часть острова слагают терригенно-вулканогенные породы верхнего олигоцена мощностью около 1500 м. Более молодые (плиоценовые?) вулканогенные породы развиты на юге о-ва Медный, где их мощность достигает 500 м.

Из четвертичных отложений наиболее широко распространены элювиально-делювиальные образования, покрывающие маломощным плащом более древние породы. На северо-западе о-ва Беринга отмечены

морские отложения. В долинах рек преобладает русловой или пойменный аллювий.

В результате новейших тектонических поднятий в начале четвертичного времени Командорские острова вышли из-под уровня моря. Они продолжают испытывать восходящие движения и в настоящее время.

Поднятие островов, сопровождавшееся интенсивной эрозией местности и абразией берегов, предопределило их сильно расчлененный низко- и среднегорный рельеф. Отдельные этапы поднятий отражаются в современном рельефе локально распространенными высокими (до 200 м) абразионными террасами. Абсолютные отметки горных вершин до 400—500 м, реже 600—751 м. К морю склоны хребтов опускаются скалистыми уступами, высота которых на юге о-ва Беринга достигает 450 м. Глубина эрозионной сети до 200—400 м, реже 600 м, а густота 1—1,5 км/км². В северной части о-ва Беринга расположена равнина, которая представляет собой серию морских террас различного уровня (от 3 до 150 м). Глубина вреза ручьев в пределах равнины не более 50 м.

Командорские острова относятся к зоне с максимальной силой землетрясений до 9 баллов. Побережье островов может быть подвержено воздействию цунами.

Переувлажнение дюнных песков отмечено в северо-западной части о-ва Беринга. На отдельных участках побережья островов по нескольку раз в год сходят снежные лавины. Сезонное промерзание почво-грунтов составляет 0,3—0,8 м.

Инженерно-геологическая характеристика районов

К *терригенно-вулканогенной формации* отнесены породы верхнего олигоцена и плиоцена (?), которые развиты весьма ограниченно. Первые из них отмечены на о-ве Беринга и представлены андезито-базальтами, базальтами, туфоконгломератами, реже туфогенными песчаниками. Мощность пластов туфоконгломератов колеблется от первых десятков сантиметров до десятков и даже сотен метров. Мощность отдельных потоков эффузивов достигает 25 м. Мощность слоев туфогенных песчаников не более 0,2 м. Более молодые образования формации развиты на о-ве Медный. В их составе преобладают андезиты, которые перемежаются с пластами лавобрекчий и мелкообломочных туфов. Мощность последних обычно не превышает нескольких метров.

Породы разбиты преимущественно крутопадающими трещинами. Категория разрабатываемости эффузивов и туфоконгломератов VIII—X, мелкообломочных разновидностей туфов VI; допускаемое давление 10—20 кг/см² и более, коэффициент крепости от 6 до 20, чаще 10—15. Породы обводнены в понижениях рельефа.

Основное значение в строении Командорских островов принадлежит *флишевой формации*, которая представлена осадочно-туфогенными отложениями верхнемиоценового возраста. В нижней части их разреза преобладают конгломераты и песчаные туфы, пласты которых достигают мощности 15—20 м. Выше толща представлена однообразным или ритмичным очень тонким чередованием различных мелкообломочных туфов с линзообразными прослоями и стяжениями известняков. Мощность одного ритма 0,4—0,6 м. Углы падения пород на крыльях складок 10—40° и лишь вблизи крупных тектонических нарушений субширотного и северо-восточного простирания они достигают 70—80°.

К *молассовой формации* условно отнесены миоценовые отложения развитые на севере о-ва Беринга. В нижней своей части породы пред-

ставлены чередующимися песчаными туфами и конгломератами. Вверх по разрезу они сменяются глинистыми и пепловыми туфами, туфогенными песчаниками, иногда диатомитами. Мощность отдельных слоев от 1—3 см до 1—2 м и более. Отложения выполняют широкую корытообразную структуру, ось которой имеет близкое к широтному простирание. Углы падения пород на ее крыльях 8—10°, реже 15—20°.

Отложения флишевой и молассовой формаций относятся к инженерно-геологической группе полускальных пород. Для них характерна послойная трещиноватость. Трещины обычно выполнены продуктами выветривания. Категория разрабатываемости пород IV—VI, допускаемое давление 7—15 кг/см², коэффициент крепости 3—6.

В породах циркулируют трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды. Они могут быть встречены в понижениях рельефа, особенно в пределах прогиба, с глубины 10—30 м. Дебиты источников не превышают обычно 1 л/сек. Воды пород коренной основы имеют минерализацию до 200 мг/л. Для них характерна гидрокарбонатная агрессивность.

Из *поверхностных отложений* следует отметить морские образования. В пределах локально распространенного пляжа шириной до 30—50 м, реже 150 м, они представлены галечно-песчаными отложениями мощностью 3—5 м. На северо-западе о-ва Беринга (около с. Никольского) в полосе шириной до 200—300 м отмечены дюны высотой до 30 м. Они сложены хорошо отсортированными рыхлыми песками.

Регион IX. Сложная Курильская зона поднятий. Цепь Курильских островов находится к югу от Камчатки и отделена от нее проливом шириной 12 км. Курильский архипелаг состоит из 30 относительно больших островов и множества мелких. Длина наиболее крупных из них не более 100—200 км при ширине 20—30 км. Острова разделены проливами шириной от 1,8 до 70 км. Выделяются Большая Курильская гряда, вытянутая с северо-востока на юго-запад на 1250 км, и Малая Курильская гряда длиной до 100 км. Последняя расположена в 35—80 км к юго-востоку от крайнего южного звена Большой Курильской гряды — о-ва Кунашир.

Острова Курильского архипелага характеризуются преимущественно горным рельефом (около 76% площади) с преобладающими абсолютными высотами 500—1000 м. Доминирующее значение густоты эрозионной сети 0,5—1 км/км², а глубина расчленения чаще составляет 100—400 м.

Основными факторами, сформировавшими рельеф Курильских островов, являются вулканизм, тектоника и различные денудационные процессы. В частности, преимущественно четвертичной вулканической деятельностью создан основной фон рельефа. Эволюции этой деятельности в пределах Курильской дуги и Камчатки мало чем отличаются друг от друга. Среди вулканического и денудационно-вулканического рельефа можно выделить небольшие участки расчлененных лавовых плато, разрушенные массивы потухших вулканов, кальдеры, вулканические хребты и нагорья, а также свежие конусы действующих вулканов, поднимающиеся на высоту до 800—2239 м (влк. Алаид), чаще до 1500—1600 м. На вулканах о-ва Парамушир и влк. Алаид (о-в Атласова) встречены небольшие ледники. Наиболее четко горный рельеф, созданный четвертичной вулканической деятельностью, развит на островах Парамушир, Итуруп, частично Кунашир и ряде других более мелких островов Большой Курильской дуги.

Денудационно-тектонический рельеф приурочен к области распространения палеоген-неогеновых и верхнемеловых образований. Там, где острова или отдельные их участки, сложенные устойчивыми к денудации вулканогенными породами, были высоко приподняты, сформиро-

вался среднегорный сильнорасчлененный рельеф с абсолютными высотами вершин 500—800 м и относительными превышениями от 50 до 400 м. Вдоль морских берегов здесь часто прослеживаются высокие обрывы. На вершинах хребтов отмечаются небольшие выровненные участки, представляющие собой древние поверхности выравнивания, иногда бронированные четвертичными эффузивами. Среднегорье хорошо выражено в средней части о-ва Парамушир, на о-ве Уруп и в северо-западной части о-ва Кунашир. Низкогорный, местами холмистый денудационно-тектонический рельеф с мягкими очертаниями выделяется в пределах развития малоустойчивых к выветриванию туфогенно-осадочных пород. Абсолютные высоты не превышают здесь 370—440 м, относительные превышения составляют 20—300 м, чаще до 150 м. Подобный рельеф проявляется, например, в средней части о-ва Итуруп и на о-ве Шикотан.

Аккумулятивный равнинный рельеф, преимущественно морского происхождения, сформировался в пределах небольших перешейков, простирающихся от тихоокеанского берега до охотского между отдельными вулканическими массивами на островах Кунашир, Итуруп, Симушир. Длина перешейков вдоль островов до 15 км, а ширина до 10 км. Абсолютные отметки здесь составляют от нескольких до 50 м, реже 100—150 м. По берегам островов местами прослеживаются абразионные и аккумулятивно-абразионные, реже аккумулятивные террасы. Высота морских террас от 3—7 до 200—300 м, а ширина от нескольких метров до 5—7 км. Лучше они развиты по берегам Тихого океана. На поверхности террас северных Курильских островов участками развит холмистый ледниковый рельеф.

На островах Большой Курильской гряды широко проявила себя вулканическая деятельность. Здесь насчитывается 41 действующий вулкан. К числу потенциально действующих относят еще шесть вулканов на островах Парамушир и Итуруп. Наиболее активными вулканами являются Севергина (о-в Харимкотан), Сарычева (о-в Матуа), Горящая Сопка (о-в Симушир), Алад (о-в Атласова), Сноу (о-в Чирпаев), Синарка (о-в Шиашкотан) и Эбеко (о-в Парамушир). Характер извержений вулканов довольно разнообразен. Преобладают выбросы раскаленных пирокластических материалов (вулканы Сарычева в 1946 г, Синарка в 1678 г. и др.), реже излияния лавовых потоков (вулканы Алад в 1933—1934 гг., Горящая Сопка в 1881 г. и др.). Общая площадь зон, опасных при вулканических извержениях, составляет на островах Большой гряды около 5000 км² (см. рис. 50).

Курильский архипелаг входит в зону, в пределах которой возможны землетрясения силой до 9 баллов. Наиболее сильные землетрясения последних лет отмечались в 1958 и 1961 гг. В результате землетрясений в Курило-Камчатской впадине тихоокеанское побережье островов подвержено воздействию цунами (см. рис. 50). Наибольшие разрушения принесло цунами 5/XI 1952 г, которое охватило все восточное побережье гряды севернее п-ова Матуа. В г. Северо-Курильске на о-ве Парамушир цунами были смыты все дома, расположенные ниже 10 м над уровнем океана.

На значительной части побережья островов в настоящее время происходит абразия. Например, на северо-западе о-ва Шумшу берег разрушается со скоростью не менее 0,2 м в год. Отмечен интенсивный размыв отдельных участков берега на юге о-ва Кунашир.

Переवेваемые дюнные пески наблюдаются на небольших по длине участках берега в полосе шириной до 1,5 км, при высоте дюн до 20 м. В частности, они встречены на о-ве Шикотан, на обоих побережьях в средней части о-ва Итуруп, около г. Северо-Курильска на о-ве Парамушир, на северо-западном берегу о-ва Шумшу. Вблизи г. Курильска

на о-ве Итуруп пески засыпают некоторые строения. Имеют место осыпи, обвалы и снежные лавины.

Глубина сезонного промерзания грунтов на островах 0,3—0,7 м, реже до 1 м. Многолетнемерзлые элювиально-делювиальные и пирокластические породы мощностью до 1,5—3 м выявлены на глубине 0,5—10 м, в пределах затененных склонов возвышенностей (абс. отм. 700—900 м) в северной части о-ва Парамушир. Небольшие участки мерзлых маломощных торфяников отмечены в конце лета в низинах о-ва Шумшу. На других островах многолетнемерзлые породы не встречены.

Инженерно-геологическая характеристика районов

В *терригенную формацию* включены осадочные отложения верхне-мелового возраста, развитые только на островах Малой Курильской гряды. Толща сложена мелко- и среднезернистыми туфогенными песчаниками на глинистом цементе, местами окварцованными, которые переслаиваются с плотными алевролитами и аргиллитами. Мощность отдельных слоев 0,15—5 м, реже более. Породы слагают крыло антиклинальной складки северо-восточного простирания и падают на юго-восток под углом около 10°.

Комплекс этих отложений относится к группе полускальных пород. В верхней выветрелой зоне мощностью не менее 25 м они разбиты частыми, различно ориентированными трещинами. Категория разрабатываемости пород V—VIII, допускаемое давление 10—20 кг/см², коэффициент крепости 4—8.

Породы обводнены в понижениях рельефа. Притоки воды в мелкие выработки не более 1 л/сек. Воды имеют минерализацию 100—300 мг/л и обладают гидрокарбонатной агрессивностью.

К *терригенно-вулканогенной формации* отнесены преимущественно вулканогенные, реже туфогенно-осадочные образования палеоген-неогенового возраста, развитые на большинстве островов Курильского архипелага и верхнего мела, распространенные на островах Малой Курильской гряды. Толща пород представлена чередованием андезитов, андезито-базальтов, базальтов, лавобрекчий, туфобрекчий, туфоконгломератов, реже туфогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов и гравелитов. Мощность отдельных пластов пород меняется в широких пределах. Большой мощностью обладают вулканогенные образования. Осадочно-туфогенные разности пород чаще встречаются в нижней половине разреза, и количество их увеличивается от северных островов к южным. На значительной площади отложения подвергались сильным пропилювным изменениям.

Породы палеоген-нижнемиоценового возраста сложены в сравнительно крутые складки (углы падения 20—80°, чаще до 50°) северо-восточного простирания, сильно разбиты разломами. В зонах разломов они рассланцованы, прорваны жилами и дайками различного состава. Более молодые верхнемиоцен-плиоценовые образования формации дислоцированы слабее. Углы их падения на крыльях складок не превышают 15—25°.

Породы трещиноваты, но трещины часто заполнены продуктами выветривания или гидротермальной деятельности. Мощность трещиноватой зоны от 30 до 50 м, реже 100 м. Категория разрабатываемости осадочных пород VI—VII, эффузивов VII—X; допускаемое давление соответственно 7—15 и 20 кг/см², коэффициент крепости 4—15.

Породы обводнены в понижениях рельефа. Дебиты малочисленных источников колеблются от 0,02 до 0,08 л/сек. Притоки воды в одиночные скважины до 1,2 л/сек. Воды имеют минерализацию до 100—500 мг/л.

Им свойственна гидрокарбонатная, иногда общекислотная агрессивность.

Молаассовая формация среднемиоценового возраста выделена главным образом на о-ве Итуруп. Для входящих в ее состав пород характерно преобладание туфобрекчий, туфоконгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, иногда туфодиатомитов. Мощность отдельных пластов и порядок их чередования непостоянные. Отложения собраны в складки северо-восточного простирания с углами падения на крыльях 5—20°.

Породы неравномерно трещиноваты. Большая трещиноватость свойственна песчаникам, меньшая — алевролитам и туфодиатомитам. Категория разрабатываемости пород IV—VI, допускаемое давление более 10 кг/см^2 , коэффициент крепости 3—5.

Подземные воды, преимущественно трещинно-пластового типа, циркулируют на глубине 10—30 м и более. Дебиты источников колеблются от 0,01 до 5 л/сек. Минерализация вод 100—240 мг/л. Для них характерна гидрокарбонатная агрессивность.

К *вулканогенной формации* отнесены андезиты, андезито-базальты, их туфобрекчии и мелкообломочные разности туфов, реже дациты четвертичного возраста, широко распространенные на всех островах Курильского архипелага. Преимущественно лавами основного состава сложены плато и древние потухшие вулканы. Молодые действующие вулканические сооружения относятся к стратовулканам; в них горизонты лав чередуются с хорошо сцементированными обломочными туфами (преимущественно туфобрекчиями). Породы перемежаются между собой в разрезе и по площади. Мощность отдельных пластов от нескольких метров до десятков, реже сотен метров. На участках выходов термоминеральных вод и фумарол породы подверглись газо-гидротермальному (иногда до глини) изменению. Породы залегают горизонтально или с небольшим уклоном от центров вулканических сооружений, но часто нарушены разломами.

Вулканогенные образования, особенно лавы, разбиты вертикальными, реже наклонными и горизонтальными трещинами. В туфах они часто закальматированы продуктами выветривания. Ширина трещин от 1—3 мм до 0,05—0,2 м при расстоянии между ними 0,2—2 м. В самых молодых лавовых потоках с поверхности отмечается большое количество пор и пустот. Повышенной трещиноватостью характеризуются отдельные зоны разломов мощностью 50—250 м и протяженностью в несколько километров. Категория разрабатываемости пород VII—IX, допускаемое давление более 20 кг/см^2 , коэффициент крепости 8—20.

Вулканогенная толща характеризуется пластово-трещинным типом циркуляции вод, что связано с неравномерной трещиноватостью слагающих ее горизонтов пород. Наиболее обводнены лавы, туфогенные разности пород часто служат относительным водопором. Глубина циркуляции подземных вод от 5—30 м у подножий вулканических сооружений до 100 м и более на их склонах. Полностью или глубоко дренированы участки сильнорасчлененных лавовых плато и крутые склоны вулканов. Дебиты многочисленных источников самые различные. Максимальные из них достигают 10—40 л/сек, реже 100—200 л/сек. Преобладающая минерализация вод 100—250 мг/л. Они характеризуются гидрокарбонатной агрессивностью. На склонах действующих вулканов широко распространены холодные и термальные минеральные источники.

Из рыхлых *поверхностных отложений* на Курильских островах наиболее широко развиты морские образования. На низменных перешейках о-ва Итуруп, у подножий склонов вулканов Головнина и Менделеева и в некоторых других местах они сформировались за счет пирро-

кластических пород, отложившихся на мелководье. Высота террас, которые они слагают, составляет не менее 20—25 м. Разрез отложений характеризуется чередованием пемзовых песков, пеплов, обломков пемзы разной величины со слоями разнотернистых песков, содержащих гальку и гравий. Вблизи от вулканов, на более высоких абсолютных отметках, а также в верхней части разреза осадки характеризуются преобладанием крупнообломочных фракций и плохой сортировкой. По мере удаления от центра извержения, а также вниз по разрезу уменьшаются количество и размер обломков, улучшается их сортировка, хорошо проявляется горизонтальная слоистость. Породы иногда сцементированы пемзой крошкой или пеплом. Мощность отложений от 5—10 до 50—100 м, реже более.

Отложения, слагающие 3—8-метровые, а на ряде островов и более высокие морские террасы, пляжи, береговые валы, имеют несколько иной состав. В верхней части их разреза обычно преобладают пески или супеси с прослоями суглинков мощностью до 1,5—2 м, реже до 8 м; в нижней — галечные или гравийно-галечные отложения с прослоями и пластами песков, реже супесей и суглинков. Преимущественно песками сложены береговые валы.

Морские отложения относятся к инженерно-геологической группе песчаных обломочных и связных пород. Категория разрабатываемости пород I—IV, допускаемое давление на сухие пески, супеси, суглинки 1,5—3,5 кГ/см^2 , на насыщенные водой — 1—2,5 кГ/см^2 , на гравийно-галечные и слабосцементированные пемзоносные образования 3,5—4,5 кГ/см^2 ; коэффициент крепости 0,5 до 1,5—2.

Глубина залегания грунтовых вод на первой морской террасе колеблется от 0,1 до 6 м, на высоких террасах она составляет 3—8 м, реже 12—22 м и более. Наиболее глубоко дренированы пемзоносные морские образования, залегающие на абсолютных отметках более 40—50 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Камчатка, Курильские и Командорские острова представляют собой звенья в цепи тектонически активных структур, опоясывающих Тихий океан. Характерными чертами, определяющими их геологическое строение и гидрогеологические условия, являются геосинклинальный тип формаций и складчатости, высокая сейсмичность и широкое развитие молодых тектонических нарушений, интенсивные горообразовательные вулканические процессы и напряженный геотермический режим.

Климат, морфология и геологическое строение региона исключительно благоприятны для накопления подземных вод. Количество атмосферных осадков в областях питания превышает 2000 мм/год, модуль стока составляет 30—60 л/сек·км². Примерно 40—60% его приходится на поверхностный и грунтовый сток, а около 20 л/сек не дренируется местной речной сетью.

Камчатка, Курильские и Командорские острова — это складчатые области, сложенные преимущественно кайнозойскими породами. На Камчатке чехол кайнозойских пород имеет сложное полосчатое строение. Зоны осадочных и осадочно-туфогенных пород палеоген-неогенового возраста, вытянутые вдоль полуострова, чередуются с зонами палеоген-неогенового вулканизма и вместе с последними частично перекрыты четвертичными осадочными и вулканогенными породами. На Курильских островах развиты главным образом четвертичные, реже палеоген-неогеновые вулканогенные породы, основную роль в разрезе которых играют эффузивы и их туфы. Командорские острова сложены преимущественно палеоген-неогеновыми туфогенно-осадочными породами.

Верхнемеловые терригенные и вулканогенно-кремнистые породы встречены в относительно небольших блоках на Камчатке и на островах Малой Курильской гряды. Более древние меловые, мезозойские, палеозойские и протерозойские образования встречены только на Камчатке.

В тектоническом отношении рассматриваемый регион расположен в пределах двух крупных островных дуг — Камчатско-Курильской и Алеутской. Его основные структуры приурочены к главным тектоническим элементам этих дуг. Большая и Малая Курильские гряды располагаются на юго-западном продолжении внешней и внутренней Камчатско-Курильской двойной островной дуги. Командорские острова размещаются на западной оконечности Алеутской островной дуги.

В пределах Камчатского полуострова выделяются три главные структурно-фациальные зоны. Восточно-Камчатская зона включает в себя два крупных прогиба — Центральный и Восточно-Камчатский и две зоны поднятий — Восточный Камчатский антиклинорий и полуострова восточного побережья. Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона представляет собой в значительной мере пологий антиклинорий, называемый Камчатско-Корякским. Он включает в себя Центрально-Камчатскую вулканическую зону, сложенную вулканогенными породами

мела и кайнозоя, и два выступа древнейших структур Камчатки — Срединный Камчатский и Ганальский массивы метаморфических пород. Западно-Камчатская структурно-фациальная зона представляет собой крупный прогиб, выполненный кайнозойскими образованиями. Перечисленные тектонические районы первого порядка отличаются друг от друга разной дислоцированностью и взаимоотношением основных структурных ярусов, а также интенсивностью проявлений магматической деятельности. Внутри этих районов выделяются тектонические структуры второго порядка и наложенные в четвертичное время вулканические пояса. Вулканическая активность в четвертичный период развития Камчатки проявилась в возникновении Срединного и Восточного вулканических поясов. В первом из них она имела меньшие масштабы и к настоящему времени почти совершенно прекратилась, тогда как во втором продолжается и поныне. Почти все проявления современной вулканической деятельности сосредоточены в Восточном вулканическом поясе Камчатки и на Курильских островах.

Восточный вулканический пояс вместе с горно-складчатым обрамлением является сложно построенной горной областью, где хребты альпийского облика, эффузивные плато и конусы вулканов чередуются с межгорными равнинами и приморскими тундрами. Этот пояс приурочен к крупным прогибам — грабен-синклиналям, возникшим на фоне общего геоантиклинального поднятия, а обрамляющие его горные сооружения являются типичными горст-антиклиналями. Фундамент и обрамление депрессий сложены дислоцированными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами палеоген-неогенового и мелового возраста (средний и нижний структурные этажи), грабен-синклинали заполнены вулканогенными отложениями верхнеплиоцен-голоценового возраста (верхний структурный этаж). Современные вулканические постройки сложены верхнеплейстоценовыми и голоценовыми образованиями. Амплитуда погружения грабен-синклиналей достигает до 1500 м. В них широко распространены разрывные нарушения, причем в центральных их частях преобладают смещения вулcano-тектонического характера. В Восточном вулканическом поясе насчитывается 27 действующих вулканов, несколько сот шлаковых конусов голоценового возраста и молодых экстрוזий. На склонах вулканов и в отдалении от них функционируют десятки термальных площадок с паровыми струями.

Наиболее крупные вулканические постройки верхнеплейстоцен-голоценового возраста (кальдеры, стратовулканы), многие экстрוזии, мощные зоны термально-измененных пород и почти все высокотемпературные термы приурочены к единой полосе шириной около 15 км, протягивающейся вдоль всего вулканического пояса.

На Курильских островах насчитывается 37 действующих вулканов. На островах Большой Курильской гряды располагаются верхнечетвертичные вулканы, являющиеся вершинами крупного горного сооружения, скрытого под уровнем моря. На западном склоне этого хребта находится более 100 подводных вулканов.

Большая Курильская гряда подразделяется на две вулканические зоны: западную и главную. Вулканы западной зоны представляют собой одиночные конусы: десять — потухших и четыре действующих. Более разнообразно строение вулканов главной зоны. Большинство из них имеют постройки центрального типа (одиночные конусы, вулканы типа Сомма-Везувий, сложные вулканические массивы, кальдеры).

Характер регионального геотемпературного поля меняется в пределах Камчатки, Курильских и Командорских островов, отражая особенности их геологической истории и строения. Имеющийся термометрический материал свидетельствует о том, что верхние части земной

коры рассматриваемого региона не испытали сильного повсеместного прогрева. Величина геотермического градиента варьирует от 28 до 37,5 град/км. Температура пород на глубине 1000 м колеблется от 35,4 до 39,6°С (изотерма +50°С проходит на глубине 1290—1470 м). На больших глубинах эти различия проявляются наиболее резко. Так, на глубине 2000 м в западно-Камчатской зоне температура достигает 58°С, а в восточно-Камчатской — 67—76°С. Не охарактеризованные прямыми геотермическими наблюдениями области горных сооружений Срединного массива, Камчатско-Корякского и Восточно-Камчатского антиклинория благодаря повышенной теплопроводности слагающих их пород и интенсивному промыслу холодными инфильтрационными водами могут в целом рассматриваться как области относительного охлаждения.

Неоднородность геотермического режима в различных районах Камчатки рельефнее всего выражается в неодинаковой величине кондуктивного теплового потока на этой территории. Наибольшими его значениями характеризуются Восточный вулканический пояс и Курильские острова ($1,7—2,6 \mu \text{ кал/сек} \cdot \text{см}^2$), в то время как на западе полуострова (в Тигильском р-оне) он, по-видимому, не превышает $1,1 \mu \text{ кал/сек} \cdot \text{см}^2$. Региональная плотность теплового потока в районах современного вулканизма аналогична теплотокну в других областях кайнозойской складчатости и вдвое превосходит среднюю величину для Земли. Участки тепловых аномалий (действующие вулканы, фумарольные поля, гидротермальные системы), через которые осуществляется 75% выноса эндогенного тепла, занимают меньше 4% общей площади вулканического пояса. Средняя интенсивность выноса тепла на аномальных участках составляет $1,8—2,6 \cdot 10^2 \mu \text{ кал/сек} \cdot \text{см}^2$ и обусловлена в основном конвективной составляющей.

В пределах рассматриваемого региона можно выделить три вертикальные гидродинамические зоны: 1) интенсивного водообмена; 2) замедленного водообмена и 3) относительно застойных вод. В зоне интенсивного стока находятся все вулканические постройки и водораздельные массивы; в зоне замедленного водообмена — значительная часть пород, заполняющих вулканотектонические депрессии; в зоне относительно застойных вод — породы фундамента вулканической зоны и отложения глубинных частей вулканотектонических депрессий.

Четвертичные осадочные и вулканогенные отложения обладают высокой проницаемостью, обеспечивают интенсивный грунтовый сток и обильное питание глубинных водоносных систем. В отложениях, заполняющих грабен-синклинали, есть условия для возникновения трещинно-пластовых и порово-пластовых водонапорных систем. Фундамент и складчатое обрамление сложены породами низкой проницаемости. Воды циркулируют в них только по трещинам выветривания и в зонах тектонической трещиноватости. Грабен-синклинали следует считать артезианскими бассейнами, а области складчатого обрамления и поперечные поднятия фундамента — гидрогеологическими массивами.

По условиям распространения подземных вод выделено восемь водоносных комплексов в дочетвертичных образованиях и девять — в четвертичных.

Границы водоносных комплексов в целом согласуются с возрастом главных фаз складчатости, сформировавших основные структурные ярусы региона: домезозойский, мезозойский (верхне-меловой), палеоген-нижнемиоценовый, ниже-среднемиоценовый и верхнемиоцен-плиоценовый. Однако объемы водоносных комплексов не всегда соответствуют структурно-стратиграфическим ярусам. Домезозойский ярус представлен одним водоносным комплексом палеозойского или протерозойского (?) возраста. В разрезе мезозойского яруса выделяются два водонос-

ных комплекса: мезозойских осадочных образований и верхнемеловых кремнисто-вулканогенных пород.

В палеоген-неогеновое время в Западно-Камчатской и в прогибах Восточно-Камчатской структурно-фациальных зон накапливаются мощные толщи осадочных морских и туфогенных отложений, разделенных более или менее четко выраженными несогласиями на три структурных яруса. Особенности строения нижнего (палеоген-нижнемиоценового) структурного яруса прогибов определяют его разделение на два водоносных комплекса. Один из них включает палеогеновые осадочные породы Западно-Камчатского и северной части Центрально-Камчатского прогибов. Второй комплекс охватывает олигоцен-нижнемиоценовые образования Восточного и средней части Центрально-Камчатских прогибов, отличающиеся от первого комплекса присутствием эффузивных пород и значительно более сильным проявлением пликтивной и особенно разрывной тектоники. Второй комплекс широко распространен и на Командорских островах. Нижне-среднемиоценовый ярус в прогибах Камчатки почти повсеместно представлен туфогенно-осадочными морскими породами, объединенными в один водоносный комплекс. Последний незначительно развит также на Курильских и Командорских островах. В отдельный водоносный комплекс объединены отложения верхнемиоцен-плиоценового яруса прогибов, отличающиеся от нижне-среднемиоценовых меньшей степенью дислоцированности и присутствием в разрезе пластов рыхлых или слабосцементированных пород морского и континентального происхождения.

В Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне, на отдельных участках Западно-Камчатского прогиба, на полуостровах восточного побережья Камчатки, а также на Курильских и Командорских островах в течение палеоген-неогенового времени происходят вспышки вулканической деятельности и накапливаются мощные вулканические толщи. Объединенные в один водоносный комплекс, эти толщи характеризуются относительно пологим залеганием грубопластующихся эффузивных и туфогенно-осадочных пород, интенсивным проявлением разрывной тектоники, массовым внедрением интрузивов и широким распространением зон гидротермального метаморфизма.

Кроме перечисленных восьми водоносных комплексов дочетвертичных образований, выделяется водоносный комплекс разновозрастных интрузивных пород.

Породы четвертичного возраста подразделяются по генетическому признаку. Здесь описываются водоносные комплексы или горизонты эоловых, пирокластических, флювиогляциальных, ледниковых, морских, аллювиальных отложений и вулканогенных образований, а также сложных и нерасчлененных на данной стадии изученности толщ рыхлых осадков, развитых в депрессиях (Центрально-Камчатская депрессия, Западно-Камчатская равнина, Паропольский дол).

Водоносные горизонты и комплексы отличаются друг от друга характером пористости. В водоносных горизонтах четвертичных отложений циркулируют поровые и порово-пластовые воды. В терригенных отложениях палеоген-неогенового возраста в основном развиты более или менее выдержанные горизонты трещинно-пластовых вод, для палеоген-нижнемиоценовых осадочных отложений существенное значение имеют трещинно-жильные воды тектонических зон дробления. Участвуя вместе с рыхлыми отложениями в строении тектонических депрессий, водоносные комплексы терригенных отложений палеоген-неогенового возраста формируют в них крупные артезианские бассейны, такие как Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский, Восточно-Камчатский и Северо-Камчатский (Паропольский).

В вулканогенных породах палеоген-неогенового возраста, в кремнисто-вулканогенных и осадочных образованиях мезозоя и верхнего мела характер циркуляции подземных вод осложняется сильной нарушенностью пластов или их перемятостью. В них развиты пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Для метаморфических пород палеозоя (?) и протерозоя (?), а также для разновозрастных интрузивных массивов характерно распространение трещинных вод коры выветривания (трещинно-грунтовых вод) и трещинно-жильных вод. Перечисленные водоносные комплексы трещинно-грунтовых, пластово-трещинных и трещинно-жильных вод пространственно приурочены к зонам поднятий или горст-антиклинориям региона и образуют гидрогеологические складчатые массивы. На Камчатке выделяются три гидрогеологических массива первого порядка: Центральнo-Камчатский, Восточно-Камчатский и полуостровов восточного побережья.

В отличие от палеоген-неогеновых вулканогенных образований недислоцированные вулканогенные породы четвертичного возраста содержат наряду с пластово-трещинными и трещинно-пластовые воды. Кроме того, в них присутствуют трещинно-жильные и порово-трещинно-пластовые воды. Водоносный комплекс четвертичных вулканогенных пород, слагающих наложенные вулканические пояса, составляет особые гидрогеологические структуры — наложенные вулканические супербассейны.

В основу гидрогеологического районирования Камчатки и Курильских островов положено их геоструктурное строение. По гидродинамическим особенностям и условиям формирования подземных вод здесь выделяются гидрогеологические районы первого порядка, представляющие собой либо артезианские бассейны преимущественно с пластовыми водами в осадочных образованиях, либо бассейны трещинных вод (гидрогеологические массивы). Наложённые вулканические структуры выделяются в особые гидрогеологические районы — вулканические супербассейны. По мощности, обводненности и пространственному размещению они вполне сопоставимы с вышеуказанными структурами I порядка. Более мелкие гидрогеологические районы второго порядка выделяются в чехле бассейнов первого порядка, отличаясь более резкими изменениями водопроницаемых свойств вмещающих пород в связи с интенсивной дислоцированностью и трещиноватостью последних.

К артезианским бассейнам первого порядка отнесены Западно-Камчатский, Центральнo-Камчатский, Восточно-Камчатский и Северо-Камчатский. К гидрогеологическим массивам — Центральнo-Камчатский, Восточно-Камчатский и полуостровов восточного побережья. Наложённые гидрогеологические структуры (супербассейны) представлены Срединно-Камчатским и Восточно-Камчатским бассейнами первого порядка.

По условиям обводненности вулканические постройки делятся на слагающие положительные формы рельефа (плато, щитовые вулканы, стратовулканы) и слагающие отрицательные формы рельефа (кальдеры, вулканотектонические депрессии). Положительные вулканические постройки служат областями питания подземных вод. В конусах стратовулканов воды мигрируют, не проникая в зону подводящего канала, который изолирован водонепроницаемыми новообразованиями. Крупные источники термальных вод в положительных структурах неизвестны. Отрицательные же структуры представляют собой депрессии, заполненные породами более высокой проницаемости, чем борта и фундамент. В этих структурах возникли изолированные бассейны и трещинные системы напорных и грунтовых вод. Гидрогеологические условия кальдер и депрессий весьма благоприятны для формирования гидротермальных систем.

Современными гидротермальными системами являются специфические гидродинамические системы, возникающие в земной коре при внед-

рении глубинного теплоносителя — магмы или надкритического водного флюида. Циркуляция вод в пределах этих систем подчиняется обычным гидродинамическим закономерностям (хотя и имеют место особенности, связанные с высокой температурой недр, — явления «термоартезианского напора», «пар-лифта» и т. п.). Удельный вынос глубинного тепла на таких участках намного превосходит среднепланетарную величину. Несмотря на высокую температуру (100—200°C и более) на глубине нескольких сотен метров гидротермы в силу достаточно высокого давления находятся в жидкой фазе. Примерами крупных гидротермальных систем могут служить Узон-Гейзерная, Семлячичская, Кошелевская системы на Камчатке и Горячий Пляж на о-ве Кунашир.

На территории региона прослеживаются как горизонтальная, так и вертикальная гидрохимическая зональность. Гидрохимические разрезы гидрогеологических структур характеризуются сменяющимися вниз по разрезу гидрохимическими зонами. В их верхней части повсеместно распространены ультрапресные (до 0,05 г/л) и пресные (до 1 г/л) воды. В пределах артезианских бассейнов они сменяются солеными водами с минерализацией 10—20 г/л. В горно-складчатых областях (гидрогеологические массивы) на площади наложенных вулканических структур (супербассейны) локально распространены трещинно-жильные холодные углекислые воды с минерализацией до 5 г/л и термальные более минерализованные (до 10 г/л) воды.

В разнообразных геологических и геохимических обстановках формируются минеральные воды, существенно различающиеся по химическому составу и генезису. Выделяются шесть главных обстановок их формирования и соответствующие им генетические типы минеральных вод. В основу такого деления положен газовый состав вод, который в сочетании с ионным составом, физико-химическими показателями (рН, Eh) и таким важным фактором генетической обстановки, как величина теплового потока на участках разгрузки терм, наиболее хорошо отражает условия их формирования.

Сероводородно-углекислые термы возникают в сфере воздействия активных вулканических очагов. Они генетически и пространственно связаны с выходами вулканических газов и располагаются в кратерах, кальдерах и на склонах действующих вулканов, где газы поступают в глубинные трещинные, грунтовые и поверхностные воды. В результате образуется редкий тип сильноокислых терм, температура которых на выходе колеблется в широких пределах (до 100°C). Участки разгрузки терм характеризуются высокими теплотоками (до 2300 тыс. ккал/сек).

В зависимости от активности магматических очагов, состава, температуры и давления отделяющихся от них газов, а также от условий взаимодействия последних с подземными водами и породами формируются различные гидротермы этой группы. Процессы выщелачивания вулканических пород кислыми термальными растворами приводят к обогащению последних Fe, Al, Ca, Na и другими катионами. Анионный состав терм определяется в основном составом вулканических газов. Насыщение глубинных подземных вод высокотемпературными газами (H₂, H₂S, HCl, HF, SO₂, CO, CO₂ и др.) приводит к образованию сульфатно-хлоридных или хлоридных терм с сильноокислой реакцией и высоким содержанием H, Fe, Al, а также H₂SiO₃ и H₂BO₃. Термы этого типа широко представлены на Курильских островах. В тех случаях, когда в составе газов содержатся лишь H₂S, CO₂ (и в незначительных количествах CH₄ и N₂), то, растворяясь в приповерхностных водах, они образуют кислые сульфатные термы. Если обводненность пород, слагающих фундамент и вулканические постройки, невелика, высокотемпературные газовые струи прорываются на поверхность, образуя мощные сложного

состава фумаролы. Азотно-углекислые термы формируются в геологических структурах районов активной вулканической деятельности, характеризующихся очень высокой плотностью теплового потока, превышающей на два порядка средние показатели для земной коры (вынос тепла до 100 тыс. *ккал/сек*), и высокими температурами, достигающими более 300°C на глубинах первых сотен метров.

На Камчатке естественные выходы этих терм связаны часто с крупными вулcano-тектоническими депрессиями и обширными кальдерами, характеризующимися относительно небольшой проницаемостью водовмещающих пород, развитием перекрывающих водоупорных горизонтов и крупных зон тектонических дроблений. Примерами трещинных или пластово-трещинных гидротермальных систем могут служить месторождения термальных вод: Паужетское, Долина Гейзеров, Киреунское, Горячий пляж и др.

Азотно-углекислые термы повсеместно имеют небольшую общую минерализацию (до 5 *г/л*), как правило, хлоридный натриевый состав, высокое содержание H_2SiO_3 (до 400 *мг/л*) и HBO_2 . С глубиной в них увеличивается содержание CO_2 и H_2S . Формирование этих терм определяется рядом сложных процессов — поступлением в подземные воды нагретого магматическим теплом флюида, несущего газы «глубинного» происхождения, выщелачиванием горных пород, восстановлением в водах сульфатов, связыванием сероводорода железом водовмещающих пород. В приповерхностных условиях рассматриваемые гидротермы, перемещаясь от областей питания к зонам разгрузки, образуют высокотемпературные локальные потоки. Их месторождения занимают, по сравнению с месторождениями других типов термальных вод, относительно большие площади. Часто они контролируются характерными поверхностными термальными полями, связанными с выходами вторичных газопаровых струй. При насыщении последними грунтовых и поверхностных вод формируются слабокислые сульфатные растворы («псевдофумарольные термы»).

Выделение вторичных газопаровых струй происходит только на тех участках, где гидростатическое давление термальных вод меньше давления насыщенного пара (при данной температуре). Это было четко выявлено в процессе опытной эксплуатации Паужетского месторождения (Камчатка), под влиянием которой значительно снижались пьезометрические уровни термальных вод и, как следствие, на поверхности возникали новые газопаровые выделения.

Углекислые термальные воды формируются обычно на значительных глубинах в закрытых или полузакрытых структурах, характеризующихся замедленным водообменом. Разгружаясь, они выносят на дневную поверхность в десятки и сотни раз меньше тепла, чем сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термы (например, Налачевские источники на Камчатке дают 1500 *ккал/сек*). Возникновение углекислых терм происходит обычно вне сферы непосредственного влияния высокотемпературных вулканических очагов, в глубинной восстановительной обстановке, под воздействием термометаморфических процессов, приводящих к выделению CO_2 из горных пород.

При поступлении углекислых терм в приповерхностные горизонты из них интенсивно выделяется CO_2 . В одних случаях углекислые газопаровые струи выходят непосредственно на дневную поверхность, в других — растворяются в верхних водоносных горизонтах, образуя вторичные теплые или холодные углекислые воды (гидрокарбонатного состава).

По химическому составу среди терм Курило-Камчатской вулканической зоны выделяются три группы: а) хлоридные кальциево-натриевые с температурой до 75°C; б) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с

температурой до 50° С; в) гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные различного катионного состава с невысокой температурой.

Минерализация углекислых терм не превышает 10 г/л (часто менее 3 г/л). В приповерхностных условиях в результате дегазации и нарушения карбонатного равновесия из них выпадает в осадок CaCO_3 .

Углекислые термальные воды широко распространены на Камчатке и Курильских островах, где известно более 300 их групп.

Азотные щелочные термы распространены главным образом в районах раннечетвертичного вулканизма. Они формируются в глубинной восстановительной обстановке, вне зоны заметного влияния магматических и термометаморфических процессов, обычно в зонах глубоких тектонических разломов. Температура источников колеблется в широких пределах — от 25 до 100° С (преимущественно выше 60—70° С). Общий вынос тепла в отдельных очагах разгрузки 1000—2000 ккал/сек. Дебит некоторых групп терм иногда достигает 400 л/сек. Термы этого типа имеют низкое газосодержание, незначительную минерализацию (до 1,5 г/л), хлоридно-сульфатный натриевый состав, повышенное содержание H_2SiO_3 (до 150 мг/л), щелочную реакцию ($\text{pH} \geq 8,0$).

По происхождению это инфильтрационные воды, ионно-солевой состав которых формируется в результате выщелачивания вулканических пород. К типичным их представителям относятся многие источники Паратунско-Начикинского района (Камчатка), Добрый Ключ (Курильские острова) и др.

Углекислые холодные воды гидрогеологических массивов и горно-складчатых областей возникают в результате насыщения инфильтрационных вод углекислотой. Возникновение последней может быть связано с процессами термометаморфизма, обусловленных воздействием современных или более древних магматических очагов. В основном это мало-минерализованные (0,42—3 г/л) гидрокарбонатные кальциевые воды, иногда с заметным содержанием хлора или сульфат-ионов. Типичными примерами таких вод могут служить Малкинские и Оганчинские источники на Камчатке.

Метановые и азотно-метановые термальные воды развиты в пределах артезианских бассейнов Камчатки, реже на Курильских островах. Они распространены главным образом в толще туфогенно-осадочных, реже вулканогенных породах палеогена и неогена, заполняющих прогибы. Общая минерализация этих вод изменяется от 0,11 до 15,5 г/л. На небольших глубинах они хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, в глубоких горизонтах — хлоридные кальциево-натриевые. Реакция вод щелочная (pH 8—10). Их формирование происходит, вероятно, за счет выщелачивания морского солевого комплекса из осадочных битуминозных пород, содержащих инфильтрационные воды, вследствие биохимических процессов. Представителями этого типа вод на Камчатке являются Мало-Чажминский, Саванский, Голыгинский источники, а на Курилах — Горячий Ключ (о-в Итуруп).

Однако в сложной проблеме формирования гидротерм вулканических регионов существует еще много дискуссионных вопросов.

Минеральные источники Камчатки и Курильских островов издавна славятся своими целебными свойствами. По бальнеологической классификации они делятся на шесть групп: 1) без «специфических» компонентов и свойств; 2) углекислые (как холодные, так и горячие); 3) сульфидные; 4) железистые, мышьяковистые (мышьяковые) и с высоким содержанием металлов (Mn, Cu, Al, Zn и др.); 5) бромные, йодные; 6) кремнистые термальные. При этом многие термоминеральные воды можно одновременно отнести к нескольким группам. Бальнеологические ресурсы Камчатки и Курильских островов используются пока очень сла-

бо. В настоящее время здесь функционируют два санатория с постоянным медицинским обслуживанием, две бальнеолечебницы и, кроме того, периодически работают несколько небольших водолечебниц, сооруженных колхозами и рыбокомбинатами. Бутылочный разлив организован лишь на водах Малкинских холодных углекислых источников.

На Камчатке и Курильских островах насчитывается около 160 термоявлений и в том числе более 16 групп источников с температурой свыше 100°C . Практическое применение термальных вод здесь ограничивалось в начале использованием их в бальнеолечебницах и в небольших тепличных хозяйствах. Лишь в последнее десятилетие на Камчатке и Курильских островах развернулись работы по использованию тепла Земли для теплоснабжения населенных пунктов и получения электроэнергии от ГеоТЭС. В настоящее время введена в эксплуатацию первая в СССР, опытно-промышленная геотермальная электростанция мощностью 5 Мвт на Паужетском месторождении парогидротерм, проведены наладочно-пусковые работы на экспериментальной фреоновой ГеоТЭС на Паратунском месторождении. Здесь же введены в строй первые теплицы крупного теплично-парникового комбината на 6 га. Ведутся специальные исследования ресурсов термальных вод с целью теплофикации г. Петропавловска-Камчатского и населенных пунктов, расположенных в прилегающих к нему районах. Геологоразведочные работы были проведены на трех месторождениях термальных вод — Паужетском, Больше-Банном и Паратунском. Закончилась первая стадия разведки месторождения Горячий Пляж на о-ве Кунашир.

В результате проведенных исследований установлено, что наибольшей тепловой мощностью обладают современные гидротермальные системы, содержащие промышленные запасы высокотемпературных вод и пара. Общая тепловая мощность высокотемпературных гидротерм Камчатки, по непосредственным измерениям, составляет $3,8 \cdot 10^{-8}$ кал/сек, а гидротерм с температурой менее 100°C — $7,7 \cdot 10^7$ кал/сек. Вынос тепла гидротермами Курильских островов оценивается в $7,3 \cdot 10^7$ кал/сек.

Ведущую роль в водоснабжении региона играют поверхностные и грунтовые воды. Запасы пресных вод полностью удовлетворяют потребности промышленности и населения Камчатско-Курильской зоны. Только в узкой полосе морских побережий подземные воды засоляются. В связи с этим новые водозаборы здесь строятся с учетом возможного ухудшения качества питьевых вод при нарушении установленного режима их эксплуатации.

Наиболее благоприятными в инженерно-геологическом отношении областями п-ова Камчатка являются Тигильская денудационная равнина (область I^б), большая часть Центрально-Камчатской межгорной аккумулятивной низменности (область IV^а) и Озерновская (Хавывенская) аккумулятивно-денудационная равнина (область IV^б). К ним также относятся высокие морские террасы и долины крупных рек как на полуострове, так и на островах. Эти области не требуют особой инженерной подготовки.

Условия сильнопересеченного горного рельефа (большая часть регионов III, V, VI, VII, VIII и IX), предгорных аккумулятивных, местами сильнозаболоченных равнин (области I^а и IV^в), а также Паратунской низменности с широким развитием многолетнемерзлых пород (регион II), т. е. на большей части площадей Камчатки, Курильских и Командорских островов требуют работ, связанных со сложной и исключительно трудоемкой инженерной подготовкой территории для строительства любых сооружений. Инженерно-геологические условия усложняются широким развитием таких физико-геологических явлений, как вулканизм, землетрясения, цунами и некоторых других.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В. В. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности. В сб. «Вопросы формирования и распределения мин. вод СССР». Тр. совещ. курорт. ин-тов по гидрогеологии мин. вод СССР. М., изд. Центр. н.-и. ин-та курортологии и физиотерапии, 1960а.
- Аверьев В. В. Особенности динамики паро-водяных скважин. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18, 1960б.
- Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Аверьев В. В. Мышьякосодеждающие воды и их классификация. В сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Аверьев В. В. Количественные критерии формирования гидротерм в области активного вулканизма. В кн.: «Тезисы докл. научн.-техн. совещ. по гидрогеол. и инж. геол. Секция мин., терм. и пром. вод». М.-Ереван, 1963.
- Аверьев В. В. и др. Курило-Камчатский район. В сб.: «Терм. воды СССР и вопросы их теплоэнерг. использ.». М., изд-во АН СССР, 1963.
- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. В сб. «Современный вулканизм», М., изд-во «Наука», 1966.
- Аверьев В. В. и др. Паужетские горячие воды на Камчатке. М., изд-во «Наука», 1965.
- Аверьев В. В., Вакин Е. А., Поляк Б. Г. Перспективы использования подземного тепла вулканических областей. В сб.: «Геотерм. исслед. и использ. тепла Земли». М., изд-во «Наука», 1966.
- Аверьев В. В., Вакин Е. А. Термальные поля вулканического массива Большой Семлячик. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1966, № 42.
- Аверьев В. В., Святловский А. Е. Вулкано-тектонические структуры южной Камчатки. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 6.
- Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма. Докл. АН СССР, т. 137, 1961б, № 2.
- Аверьев В. В. и др. Вулканизм и гидротермы Узонско-Семлячического геотермального района. В сб.: «Вулканизм, гидротермы и глубины земли». Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Аверьянова В. Н. Некоторые данные детального изучения сейсмичности Южных Курильских островов. Изв. АН СССР, сер. геол. 1961, № 5.
- Аверьянова В. Н., Федотов С. А., Ферчев М. Д. Предварительные данные о землетрясении и цунами 6 ноября 1953 г. Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, вып. 9, 1961.
- Альтовский М. Е. и др. Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтегазообразования. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Альтовский М. Е. и др. Развитие идей В. И. Вернадского в современной гидрогеологии. В сб.: «Вопр. геохимии подземных вод». М., изд-во «Недра», 1964.
- Анерт Э. Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск — Владивосток, 1928.
- Апрелков С. Е., Шеймович В. С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1964, № 36.
- Архипченко А. С. Перспективы нефтегазоносности Восточной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, Л., вып. 163, 1960.
- Башарина Л. А. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Шивелуча в 1946—1947 гг. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1953а, № 18.
- Башарина Л. А. Наблюдения за состоянием фумарол побочных кратеров вулканов Ключевского и Шивелуча в 1948—1949 гг. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1953б, № 19.
- Башарина Л. А. Фумаролы вулкана Шивелуч в сентябре—декабре 1953 г. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1956, № 24.

- Башарина Л А Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного Бюл Вулканол ст АН СССР, 1958а, № 27
- Башарина Л А Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Швелуча Бюл Вулканол ст АН СССР, 1958б, № 27
- Башарина Л А Фумарольные газы вулканов Ключевского и Швелуча В сб «Молодой вулканизм СССР» Тр Лабор вулканол АН СССР, 1958в, № 13
- Башарина Л А Об изучении вулканических газов на Камчатке В сб «Молодой вулканизм СССР» Тр Лабор вулканол АН СССР, 1958г, № 13
- Башарина Л А Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1956—1957 гг Бюл Вулканол ст АН СССР, 1960, № 29
- Башарина Л А Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов В сб «Гидротермальные процессы и минералообразование в обл активного вулканизма» Тр Лабор вулканол АН СССР, 1961, № 19
- Башарина Л А Эксгаляции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы В сб «Вулканизм Камчатки и некоторых др р пов СССР», М, Изд-во АН СССР, 1963
- Башарина Л А Эксгаляция кислых лав вулкана Безымянного В сб «Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири» М, изд во «Наука», 1964
- Башарина Л А Эксгаляции базальтовых и андезитовых лав Камчатских вулканов В сб «Современный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966
- Белова М Б и др Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки М, Гостоптехиздат, 1961
- Берсон Г Л, Демидович Л В Некоторые данные о трещиноватости пород третичного возраста полуострова Камчатка в связи с их коллекторскими свойствами Тр ВНИГРИ, вып 165, 1960
- Берсон Г Л, Лопатина С К Коллекторские свойства пород богачевской свиты в Кроноцком районе восточного побережья Камчатки Тр ВНИГРИ, вып 186, 1961
- Биндеман Н Н Оценка эксплуатационных запасов подземных вод М Гостеолтехиздат, 1963
- Биндеман Н Н, Бочевер Ф М Региональная оценка эксплуатационных запасов красных подземных вод «Сов геология», 1964, № 1
- Бобов Н Г Торфяные бугры Камчатки Тр Ин та мерзлотоведения АН СССР, 1960, № 16
- Богданович К И Очерк деятельности Охотско Камчатской горной экспедиции Изв Рус геогр ова, т 35, вып 6, 1899
- Богомолов Г В, Плотникова Г И, Титова Е А Содержание кремнезема в подземных водах областей современного вулканизма и новейших тектонических движений на территории СССР Докл АН БССР, т 8, 1964, № 12
- Богомолов Г В, Плотникова Г И, Титова Е А Кремнезем в термальных и холодных водах М, изд-во «Наука», 1967
- Борисов О Г Вторичные фумаролы агломератового потока вулкана Безымянного и основной источник их питания к концу 1958 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1960а, № 29
- Борисов О Г Состояние фумарол действующих вулканов Ключевской группы и вулкана Швелуч за период с августа 1957 г по октябрь 1958 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1960б, № 30
- Борисов О Г Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного В сб «Современный вулканизм», М изд во «Наука», 1966
- Борисов О Г, Никитина И Б Состояние фумарол вулканов Швелуч и Безымянного в 1960 г Бюл Вулканол ст АН СССР 1962, № 33
- Бочевер Ф М К расчетам скважин в неглубоких напорных водоносных пластах артезианских бассейнов Тр ВОДГЕО, вып 6, («Гидрогеология»), 1964
- Брайцева О А, Краевая Т С, Шеймович В С О происхождении Курильского озера и пемз этого района В сб «Вопр географии Камчатки», вып 3, Петропавловск Камчатский, Дальневост кн изд-во, 1965
- Буданов В И, Ионин А С Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря Тр Океанограф комис АН СССР, т I, 1956
- Быкова Е Л Капиллярно люминесцентный метод качественного анализа органических веществ подземных вод Методическое руководство по гидрогеол для оценки перспектив нефтегазоносности М, Гостоптехиздат 1961
- Вакин Е А Условия обводненности некоторых вулканических сооружений юго восточной Камчатки В сб «Современный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966а
- Вакин Е А Аагские термоминеральные источники на Камчатке Бюл Вулканол ст АН СССР 1966б, № 41
- Вакин Е А О пространственной и генетической связи терм юго восточной Камчатки с действующими вулканами В сб «Регион геотермния и распростр терм вод в СССР» М, изд-во «Наука», 1967а

- Вакин Е. А. Предпосылки для поисков термальных вод вблизи Петропавловска-Камчатского. «Сов. геология», 19676, № 2.
- Вакин Е. А. и др. Термальные воды юго-восточной Камчатки и перспективы их использования. В кн.: «Вопр. спец. гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока», вып. 1. Иркутск, Изд-во АН СССР, 1963.
- Вакин Е. А., Кирсанов И. Г., Пронин А. А. Активная воронка Мутновского вулкана. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1966, № 40.
- Васьяковский М. Г. Годовой сток рек Камчатки. Тр. Дальневост. н.-и. гидрометеол. ин-та, вып. 8, 1959.
- Взнуздаев Н. А., Карпачевский Л. О. Характеристика водно-физических свойств, водного режима лесных почв центральной части долины р. Камчатки. «Почвоведение», 1961, № 10.
- Виноградов В. Н. Снежные лавины на Камчатке. «Вопр. географии Камчатки», вып. 3. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1965.
- Виноградов В. Н., Огородов В. В. Вулканы и ледники северной части Срединного хребта (массив Острая — Хувхойту). «Вопр. географии Камчатки», вып. 4. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1966.
- Владимиров А. Т. Особенности динамики берегов западной Камчатки в связи с гидротехническим и промышленным строительством. В сб.: «Сырьевые ресурсы Камчатской обл.» М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Власов Г. М. Основные черты геологического строения Камчатки и ее районирование. В кн.: «Геология СССР», т. 31, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964а.
- Власов Г. М. Геоморфология Курильских островов. В кн.: «Геология СССР», т. 31, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964б.
- Власов Г. М. Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии. В кн.: «Геология СССР», т. 31, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964в.
- Власов Г. М. и др. Стратиграфия Камчатки. «Геология СССР», т. 31, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964а.
- Власов Г. М., Кленов Е. П. История геологического развития Камчатки. В кн.: «Геология СССР», т. 31, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964.
- Власов Г. М. и др. Магматизм и явления метаморфизма на Камчатке. «Геология СССР», т. 31, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964б.
- Власов Г. М. и др. Тектоника Камчатки. В кн.: «Геология СССР», т. 31, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964в.
- Влодавец В. И. Пассивная и активная защита при катастрофических извержениях вулканов. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1959, № 28.
- Воробьев О. Г., Голубовский М. Б. К вопросу о классификации и формировании минеральных источников Курильских островов. В сб.: «Вопр. гидрогеол. и гидрохимии». Л., Изд-во ЛГУ, 1966.
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Химический состав современных гидротерм вулканов хр. Вернадского. Тр. СахКНИИ, Изд-во СО АН СССР, вып. 16, 1965.
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Гидротермальная деятельность вулканов хребта Карпинского (о-в Парамушир). Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1966а, № 41.
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов. В сб.: «Современный вулканизм». М., изд-во «Наука», 1966б.
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С., Сурнина Л. В. Эволюция гидротермальной деятельности вулкана Эбеко в период с 1951 по 1963 гг. Тр. СахКНИИ, Изд-во СО АН СССР, вып. 16, 1965.
- Выморков Б. М. Опыт-промышленная геотермальная электростанция. «Теплоэнергетика», 1963, № 5.
- Выморков Б. М. Геотермальная энергетика. В кн.: «Тезисы докл. на Втором совещ. по геотерм. исслед. в СССР». М., изд-во «Наука», 1964а.
- Выморков Б. М. Перспективы строительства геотермальных электростанций. В кн.: «Мат-лы семинара по горной теплотехнике», вып. 5. Киев, 1964б.
- Гавроиский А. А. Энергетическое использование воды, пара и газов горячих источников. Бюл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 4, 1953.
- Гавроиский А. А. Энергоэкономические показатели геотермальных скважин Камчатки и других районов Союза. В сб.: «Пробл. Севера», вып. 9. М., изд-во «Наука», 1965.
- Гавроиский А. А. Энергоэкономическая эффективность пароводяных скважин Паужетского месторождения. В сб.: «Геотерм. исслед. и использ. тепла Земли», М., изд-во «Наука», 1966.
- Герасимов И. П. Камчатка (минеральные источники). Изд. АН КЕПС, т. 4, вып. 40, 1917.
- Германов А. И. О возможности участия подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6.
- Германов А. И. О возможном участии органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в областях новейшего и современного вулканизма. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.

- Голева Г А, Быкова Е Л, Воробьева И Н Распространение и формы миграции меди в подземных водах «Геохимия», 1968, № 5
- Гонсовская Г А Состояние вулкана Кошелева летом 1951 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1954, № 21
- Гонсовская Г А Жировские термы Южной Камчатки Докл АН СССР, 1956а, № 4
- Гонсовская Г А К вопросу о «ювенильности» камчатских терм «Геол сб Львовск геол ова», № 2—3 Львов, изд-во Львовск ун та, 1956б
- Гонсовская Г А Особенности формирования фумарольных терм Южной Камчатки Докл АН СССР, т 113, 1957, № 1
- Горшков Г С, Богоявленская Г Е Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955—1963 гг. М, изд-во «Наука», 1965
- Горшков Г С Вулканизм Курильской островной дуги М, изд-во «Наука», 1967
- Горячев А В Камчатские землетрясения 4 мая и 18 июня 1959 г и геологические условия их возникновения Бюл Совета по сейсмолог АН СССР, 1960, № 11
- Горячев А В О связи сейсмичности и современного вулканизма Курило Камчатской складчатой зоны Изв АН СССР, сер геофиз 1962, № 11
- Горячев А В и др К вопросу о сейсмическом районировании территории Петропавловск Камчатский Тр Ин-та физики Земли АН СССР, 1963
- Григоренко Ю Н, Диников Л З Особенности предварительной оценки коллекторских свойств терригенных отложений третичного комплекса западной Камчатки Тр ВНИГРИ, вып 186, 1961
- Гультен Э Некоторые географические заметки к карте Южной Камчатки «Изв Рус геогр ова», т 57, вып 1, 1925
- Гуменный Ю К, Неверов Ю Л Новые данные о проявлениях активного вулканизма на ове Кунашир Тр СахКНИИ, Изд-во СО АН СССР, вып 10, 1961
- Гущенко И И Пеплы Северной Камчатки и условия их образования М, изд-во «Наука», 1965
- Двали М Ф Геологическое строение Паланского района (западное побережье полуострова Камчатки) В кн «Геология Камчатки» М, Гостоптехиздат, 1957
- Державин А П Осенняя поездка на Курильское озеро В кн П Ю Шмидта «Работы зоологического отдела на Камчатке в 1908—1909 гг, гл 12 Камчатская экспедиция Ф П Рябушинского, зоол отд», вып 1, 1915
- Дилайяна В Е, Харченко Ю И О колебании температур вод Китхойских термоминеральных источников «Вопр географии Камчатки», вып 3 Петропавловск Камчатский, Дальневост кн изд-во, 1965
- Дуничев В М, Ризнич И И Парогидротермы «Горячего Пляжа» (новые данные по результатам буровых работ, 1966 г) Бюл Вулканол ст АН СССР, 1968, № 44
- Ермаков В А Термальные ключи в западной части хребта Кумроч Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966, № 42
- Ермаков В А, Меняилов И А, Никитина Л П Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в 1964 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966, № 40
- Заварицкий А Н Вулканы Камчатки Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 10, 1955
- Зайцев И К, Толстихин Н И Основы структурно гидрогеологического районирования СССР В сб «Мат-лы по региональной и поисковой гидрогеологии» Тр ВСЕГЕИ, нов сер, т 101, 1963
- Зверев В П Химический состав атмосферных осадков Черноморского побережья Кавказа Докл АН СССР, т 142, 1962, № 5
- Зеленкевич А А Гидрогеологическая карта Северо-Востока СССР, Камчатки и Курильских островов масштаба 1:2500000 и основные закономерности формирования подземных вод на этой территории В сб «Регион гидрогеолог Сибири и Дальнего Востока», вып 2 Иркутск, Изд-во СО АН СССР, 1962
- Зеленов К К О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (ов Парамушир) Докл АН СССР, т 120, 1958, № 5
- Зеленов К К Гидротермы зон активного вулканизма как источник накопления железа и алюминия в морских бассейнах на примере вулкана Эбеко В сб «Пробл вулканизма» Ереван, 1959
- Зеленов К К Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов Изв АН СССР, сер геол, 1960а, № 3
- Зеленов К К Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана Изв АН СССР, сер геол, 1960б, № 8
- Зеленов К К Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании Тр Лабор вулканол АН СССР, вып. 19, 1961а

Зеленов К К Образование взвесей гидроокислов железа и алюминия в морских бассейнах в результате вулканической деятельности В сб «Современные осадки морей и океанов» М, Изд во АН СССР 1961б

Зеленов К К Гидротермы активных вулканов Курильской гряды как источники накопления железа и алюминия в морских бассейнах В сб «Вопросы вулканизма» М, Изд-во АН СССР, 1962

Зеленов К К Геохимия алюминия и титана в области вулканической деятельности островных дуг «Сов геология», 1963а № 3

Зеленов К К Океаническая вода — продукт вулканизма Бюл Вулканол ст АН СССР, 1963б, № 34

Зеленов К К Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород В сб «Вулканогенно осадочные и терригенные формации» Тр ГИН АН СССР, вып 81, 1963в

Зеленов К К Замечания к критике хемогенной теории бокситообразования «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 3

Зеленов К К, Канакина М А Бирюзовое озеро (кальдера Заварицкого) и изменение химизма его вод в результате извержения 1957 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1962, № 32

Зеленов К К, Канакина М А, Ткаченко Р И Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана Эбеко (о-в Парамушир) В сб «Вулканогенно осадочные рудоносные геосинклинальные формации» Тр ГИН АН СССР, вып 141, 1965

Зонн С В, Карпачевский Л О, Стефин В В Лесные почвы Камчатки М, Изд во АН СССР, 1963

Иванов Б В и др Карымский вулкан в 1963 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1965, № 39

Иванов Б В, Федоров М В Кирсанов И Т Карымский вулкан и особенности его извержения в 1962—1963 гг В сб «Современный вулканизм», т I М, изд-во «Наука», 1966

Иванов В В Гидротермы Камчатско Курильской вулканической зоны Бюл МОИП, отд геол, т 29, вып 5, 1954

Иванов В В О критериях оценки и обозначения лечебных минеральных вод В сб «Вопр изучения курорт ресурсов СССР» М, Медгиз 1955а

Иванов В В О происхождении Камчатских термальных вод В сб «Вопр изучения курорт ресурсов СССР» М, Медгиз, 1955б

Иванов В В Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 12, 1956а

Иванов В В Гидрогеология главных типов минеральных вод В кн «Основы курортологии», т I М, Медгиз, 1956б

Иванов В В Вертикальная гидрохимическая зональность в районе действующих вулканов Бюл МОИП отд геол, № 3, 1957а

Иванов В В Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на о-ве Парамушир «Геохимия» 1957б, № 1

Иванов В В Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки В сб «Молодой вулканизм СССР» Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 13, 1958а

Иванов В В Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод «Геохимия», 1958б, № 5

Иванов В В Гидротермальные ресурсы областей современного вулканизма В сб «Пробл вулканизма» Ереван, 1959

Иванов В В Условия образования и состав гидротерм областей современного вулканизма В кн «Пробл гидрогеологии» М, Госгеолтехиздат, 1960а

Иванов В В О происхождении и классификации современных гидротерм «Геохимия», 1960б, № 5

Иванов В В Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР В сб «Вопр формир и распростр мин вод СССР» М, Изд во АН СССР, 1960в

Иванов В В Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 19, 1961а

Иванов В В Парагидротермы Курило Камчатской вулканической зоны В сб «Пробл геотермии и практ использ тепла Земли», т 2 М, Изд во АН СССР, 1961б

Иванов В В Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР В сб «Пробл геотермии и практ использ тепла Земли», т 2 М, Изд-во АН СССР, 1961в

Иванов В В Гидротермальные ресурсы областей современного вулканизма В сб «Вопр вулканизма» М, Изд во АН СССР, 1962

Иванов В В Гидротермальные извержения и гейзеры областей современного вулканизма (Камчатка, Исландия, Новая Зеландия) В кн «Мат лы Четвертичного

совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока» Иркутск—Владивосток, Изд во АН СССР, 1964а

Иванов В В Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма В сб «Химия земной коры», т 2, М, изд-во «Наука», 1964б

Иванов В В О роли подземных вод в газо-гидротермальной деятельности областей современного вулканизма В сб «Современный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966а

Иванов В В Основные типы гидротермальных месторождений и их тепло-энергетическое значение В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли» М, изд во «Наука», 1966б

Иванов В В, Овчинников А М, Яроцкий Л А Основные закономерности распространения минеральных вод на территории СССР В сб «Вопр формиров и распростр мин вод СССР» М, Изд-во АН СССР, 1960

Иванов В В, Яроцкий Л А Карта основных областей распространения углекислых термальных и сероводородных вод СССР В кн «Основы курортологии», т I М, Медгиз, 1956

Иванов В В, Невраев Г А Классификация подземных минеральных вод М, изд-во «Наука», 1964.

Иванов И З Исследование газообразных продуктов побочных вулканов Ключевской Сопки Бюл Вулканол ст АН СССР, 1937, № 1

Иванов И З Газы и температура фумарол Киргурич, Туйла и Биокось Бюл Вулканол ст АН СССР, 1938а, № 3

Иванов И З Исследование газообразных продуктов побочных вулканов Ключевской Сопки и Швелуча Бюлл Вулканол ст АН СССР, 1938б, № 4

Иванов И З Газы и возгоны Бюлюкая и Туйлы — побочных кратеров Ключевского вулкана Бюл Вулканол ст АН СССР, 1940, № 8

Иванов И З Газы и возгоны побочных вулканов Ключевской Сопки Бюл Вулканол ст АН СССР, 1941, № 9

Иванов Н Н Зоны увлажнения земного шара Изв АН СССР, сер геогр и геофиз, 1941, № 3

Казьмин В Д О распространении зоба в Камчатской области В сб «Вопр географии Камчатки», вып 3 Петропавловск-Камчатский, Дальневост кн изд во, 1965

Каплан П А, Ионин А С Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами Бюл Совета по сейсмол АН СССР, 1961, № 9

Качурин С П Термокарст на территории СССР М, Изд во АН СССР, 1961

Кирсанов И Т, Медведева Г Г, Серафимова Е К Фумарольная деятельность Авачинского и Корякского вулканов Бюлл Вулканол ст АН СССР, 1964, № 38

Козлов Б К Энергетическое использование геотермических источников Камчатки В кн «Сырьевые ресурсы Камчатской обл», М, Изд во АН СССР, 1961

Козлов Б К Экономическая перспектива геотермической энергетики В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли», М, изд во «Наука», 1966

Комаров В Л Путешествие по Камчатке в 1908—1909 гг Камчатская экспедиция Ф П Рябушинского, ботан отд, вып I, 1912

Кондорская Н В, Тараканов Р З Курило Камчатские землетрясения В кн «Землетрясения в СССР» М, Изд во АН СССР, 1961

Кондорская Н В, Ландырева Н С Особенности сейсмичности Камчатской области по данным наблюдений сети стационарных сейсмических станций Изв АН СССР, сер геофиз, 1962, № 10

Кононов В И Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод М, изд-во «Наука», 1965

Кононов В И Гидродинамические и геохимические последствия существования в водоносных системах локальных тепловых очагов В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли» М, изд во «Наука», 1966

Кононов В И Поляк Б Г Большие Банные источники на Камчатке В кн Гидротерм условия верхних частей земной коры» М, изд-во «Наука», 1964.

Красинцева В В Гидрогеохимия хлора и брома М, изд во «Наука», 1968

Крашенинников С П Описание земли Камчатки ОГИЗ, 1948

Куделин Б И Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод М, Изд во МГУ, 1960

Куделин Б И Подземный сток на территории СССР М Изд во МГУ, 1966

Кузнецов С И Микроорганизмы горячих ключей Камчатки Тр Ин-та микробиол АН СССР, вып 4 М, Изд во АН СССР, 1935

Куренков И И Воздействие вулканизма на речную фауну «Природа», 1957, № 12

Куренков И И Теплые ключи на берегу Семлячикского лимана Бюл Вулканол ст АН СССР, 1960, № 29

- Куренков И И Озеро Двухюрточное В сб «Вопр географии Камчатки», вып 2 Петропавловск Камчатский, Дальневост кн изд во 1964
- Курсанова И А Сильные ветры на Камчатке В сб «Вопр географии Камчатки» вып 1 Петропавловск Камчатский, 1963а
- Курсанова И А Заморозки В сб «Гидрометеослужба сельскому хозяйству Камчатки» Петропавловск Камчатский, Дальневост кн изд во, 1963б
- Курсанова И А, Савченко В Г Краткая климатическая характеристика Командорских островов Тр НИИаэроклиматологии, вып 17 М, Гидрометеиздат 1962
- Курсанова И А, Ромашина М С Режим и синоптические условия сильных ветров на побережье Камчатки Тр Дальневост и гидрометеорологичн та Владивосток, вып 15, 1963в
- Курсанова И А, Виноградов В Н О грозах на Камчатке В сб «Вопр географии Камчатки», вып 2 Петропавловск Камчатский, Дальневост. кн. изд во 1964б
- Курсанова И А, Савченко В Г Климат Командорских островов В сб «Вопр географии Камчатки», вып 4 Петропавловск Камчатский, Дальневост кн изд во, 1966
- Кутателадзе С С Научные и практические мероприятия по развитию геотермальной энергетики в Советском Союзе В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли» М, изд во «Наука», 1966
- Кушев С Л Вечная мерзлота на Камчатке Тр Ин та мерзлотовед АН СССР, т 7, 1950
- Лапшин Л И О древнем оледенении Камчатки В сб «Вопр географии Камчатки», вып 1 Петропавловск-Камчатский, 1963
- Лебедев Л М О рудных новообразованиях в гидротермально измененных породах в районе Паужетских гидротерм Тр Лабор вулканот АН СССР, вып 10, 1961
- Лебедев Л М О природном силикагеле из Второго теплового ручья на Паужетке (Камчатка) В сб «Вулканизм Камчатки и некоторых др рiov СССР» Тр Лабор вулканот АН СССР, вып 26, 1963
- Левинсон-Лессинг Ф Ю О температуре в проектируемом 22-верстном тоннеле под Архонским перевалом на Кавказе Изв СПб политехн ин та т 20, 1913
- Липшиц С Ю К познанию флоры и растительности горячих источников Камчатки Бюл МОИП отд биол, т 14, вып 2, 1936
- Любимова Е Л Некоторые данные о болотах западного побережья Камчатки «Камчатский сб» т 1 М, Изд во АН СССР, 1940
- Любимова Е Л Об источниках магматической деятельности и распределения температур вокруг остывающего вулканического канала В сб «Пробл вулканизма» Ереван, 1961а
- Любимова Е Л Камчатка Физико-географический очерк М, Географгиз 1961б
- Ляхов М Е О муссонности климата Камчатки Изв АН СССР сер геогр 1961 № 3
- Ляхов М Е Влияние рельефа и морей на температуру воздуха Камчатки В сб «Природные условия и районирование Камчатской обл» М Изд во АН СССР 1963
- Маврицкий Б Ф, Антоненко Г К Опыт разведки и использования термальных вод в СССР и за рубежом М, изд во «Недра», 1963
- Макаренко Ф А Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР В сб «Пробл геотермии и практичн использ тепла Земли», т 2 М, Изд во АН СССР, 1961
- Макаренко Ф А Водные процессы распределения и выноса глубинного тепла и формирования термоаномалий В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли» М, изд во «Наука», 1966
- Макаренко Ф А, Маврицкий Б Ф Термальные и перегретые воды СССР «Сов геология» 1963а, № 8
- Макаренко Ф А, Маврицкий Б Ф Общая оценка подземных вод СССР как источника тепла В сб «Терм воды СССР и вопросы их теплоэнерг использования» М, Изд во АН СССР, 1963б
- Макаренко Ф А, Маврицкий Б Ф Покровский В А Региональное картирование теплового режима подземных вод и гидрогеотермические карты В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли»
- Мархинин Е К Вулканизм Курильских островов Изв АН СССР, сер «Геология» 1961, № 6
- Мархинин Е К Опыт оценки количества и давления газа в магме перед вулканическими взрывами Бюл МОИП, отд геол, 1962, № 2
- Мархинин Е К Вулканизм и земная кора Бюл МОИП отд геол, т 39 вып 3, 1964а
- Мархинин Е К Вулкан Сарычева Бюл Вулканол ст АН СССР 1964б, № 35

- Мархинин Е К Роль вулканизма в формировании земной коры Изв АН СССР, сер геол, 1965, № 2
- Мархинин Е К Роль вулканических продуктов в формировании земной коры В сб «Современный вулканизм», М, изд во «Наука», 1966
- Мархинин Е К Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги М, изд во «Недра», 1967а
- Мархинин Е К К геохимии Курильских гидротерм В сб «Регион геотермия и распр остр терм вод в СССР» М, изд во «Наука», 1967б
- Мархинин и др Вулканы Камчатки и Курильских островов Петропавловск-Камчатский, Изд-во АН СССР, 1959
- Мархинин Е К, Сидоров С С Систематическое описание гидротермальных проявлений вулканов хребта Вернадского по состоянию на 1959—1960 гг Тр СахКНИИ СО АН СССР, вып 16, 1965
- Мархинин Е К, Стратула Д С Некоторые новые данные о вулканах Курильских островов В сб «Четвертичный вулканизм некоторых р-нов СССР». М., изд во «Недра», 1965
- Мархинин Е К, Стратула Д С Гидротермы Центральных Курильских островов В сб «Современный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966а
- Мархинин Е К, Стратула Д С Гидротермы Центральных Курильских островов В сб «Современный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966б
- Масуренков Ю П Некоторые черты геохимической специализации постмагматических растворов по результатам изучения водорастворимого комплекса В сб. «Проблемы вулканизма» (Мат лы ко Второму вулканол совещ) Петропавловск Камчатский, Дальневост кн изд во 1964
- Мелекесцев И В К вопросу о строении долины реки Камчатки В сб «Вопр географии Камчатки», вып 2 Петропавловск-Камчатский, Дальневост кн изд-во, 1963
- Мелекесцев И В Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевой группы В сб «Четвертичный вулканизм некоторых р-нов СССР» М., изд-во «Наука», 1965а
- Мелекесцев И В О сейсмостектонических обвалах и оползнях на Камчатке В сб «Вопр географии Камчатки», вып 3 Петропавловск Камчатский, Дальневост. кн изд во, 1965б
- Меняйлов А А Ноябрьское землетрясение 1936 г на Камчатке Бюл Вулканол ст АН СССР, 1938, № 3
- Меняйлов А А Цунами в Усть Камчатском районе Бюл Вулканол ст АН СССР, 1946, № 12
- Меняйлов А А Вулкан Шивелуч, его геологическое строение, состав и извержения Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 9, 1955
- Меняйлов А А, Данилова В В, Индиченко Л Н Хром и фтор в вулканических продуктах Зап Всесоюзн минерал о ва, т 76, 1947, № 2
- Меняйлов И А, Никитина Л П, Эксгалиции вулканов Северной Камчатки в 1964 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966а, № 40
- Меняйлов И А, Никитина Л П Изменение лав вулкана Безымянного под действием фумарольного фтора Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966б, № 42
- Меняйлов И А, Никитина Л П О поведении серы и хлора в фумарольных газах перед усилением активности вулканов В сб «Вулканизм и геохимия его продуктов» М, изд во «Наука», 1967
- Моисеенко У П, Соколова Л С Тепловой поток по двум скважинам Столбовской структуры Восточной Камчатки «Геология и геофизика», 1967, № 6
- Мокроусов В П, Толстухин О Н Некоторые вопросы геологического строения и нефтеносности Южной Камчатки «Сов геология», 1958, № 11
- Мокроусов В П, Власов Г М Геоморфология Камчатки В кн «Геология СССР», т 31, ч I М изд во «Недра», 1964
- Моркотун К С Паратунские горячие минеральные воды Журнал Рус. геогр о ва, т II, вып 1—2 1908
- Морозов А И На ключах имени Академии Газета «Камчатская правда», № 219 от 29/IX 1937 г
- Морозов А И Кальдера — вулкан Ксудач «Природа», 1948, № 10
- Морозов А И Гейзеры на Камчатке «Природа», 1951, № 8
- Морозов А И, Пийп Б И Действующие вулканы и горячие источники юга Камчатки «Вестник знаний» 1938, № 6
- Муликовская Е П, Толстухин О Н О содержании германия в воде некоторых источников Камчатки «Геохимия», 1958 № 4
- Набоко С И Газы и температура фумарол Туйлы в 1938 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1939, № 7
- Набоко С И Деятельность побочного кратера Билиюкая в период июль — сентябрь 1937 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1940, № 8
- Набоко С И Об исследованиях сублиматов Ключевского вулкана Изв АН СССР сер геол, 1945, № 1

- Набоко С И О воде и газообразных продуктах Билюкая Бюл Вулканол ст АН СССР, 1946, № 12
- Набоко С И Об образовании озерной серы на вулкане Головина Бюл Вулканол ст АН СССР, 1958б, № 27
- Набоко С И Вулканические эксгальции и продукты их реакций с породами. Тр Лабор вулканол АН СССР, 1959, № 16
- Набоко С И Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 19 М, Изд во АН СССР 1961
- Набоко С И Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород В сб, «Вопросы вулканизма» М, Изд во АН СССР, 1962а
- Набоко С И Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород «Сов геология», 1962б, № 1
- Набоко С И Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 4, 1947
- Набоко С И Возгоны вулкана Шевелуч Бюл Вулканол ст АН СССР, 1953а, № 18
- Набоко С И Состояние побочных кратеров Ключевской Сопки в 1946—1948 гг Бюл Вулканол ст АН СССР, 1953б, № 17
- Набоко С И Вулкан Кошелева и его состояние летом 1953 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1954а, № 23
- Набоко С И Паужетские гейзеры Бюл Вулканол ст АН СССР, 1954б, № 22
- Набоко С И Об исследовании конденсата паров в районе гейзеров Бюл Вулканол ст АН СССР, 1954в, № 22
- Набоко С И Гидросольфатары Дикого Гребня Бюл Вулканол ст АН СССР, 1954г, № 22
- Набоко С И Гейзеры Камчатки Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 3, 1954д
- Набоко С И Случай газового фторметасоматоза при активном вулканизме «Геохимия», 1957, № 5
- Набоко С И Изменение пород в зонах активного вулканизма В сб «Молодой вулканизм СССР» Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 13, 1958
- Набоко С И Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях М, Изд во АН СССР, 1963
- Набоко С И Современные фации гидротермально измененных пород В сб «Современный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966
- Набоко С И Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления В сб «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании» М, изд во «Недра», 1967
- Набоко С И Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско Курильской вулканической дуги М, изд во «Наука», 1969
- Набоко С И, Лебедев Л М Современное гидротермальное образование ломонита на Паужетке В сб «Современный вулканизм Северо Восточной Сибири» М, изд во «Недра», 1964
- Набоко С И, Сильченко В Г Образование силикагеля на сольфатарах вулкана Головина на острове Кунашир «Геохимия», 1957, № 3
- Набоко С И, Сильченко В Г Образование сульфидов и сульфатов на вулкане Менделеева Бюл Вулканол ст АН СССР, 1959, № 28
- Набоко С И, Сильченко В Г К вопросу о роли углекислого газа в поствулканических процессах Тр Лабор вулканол АН СССР вып 18 М, Изд-во АН СССР, 1960
- Набоко С И, Шарова И И Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород В кн «Проблемы вулканизма», Ереван, 1959
- Набоко С И, Пийп Б И Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм Тр Лабор вулканол АН СССР вып 19, Изд-во АН СССР, 1961.
- Набоко С И, Рябичкина Е П О составе некоторых конденсатов сольфаторных газов Бюл Вулканол ст АН СССР, 1957 № 26
- Набоко С И, Рябичкина Е П Условия аргиллитизации в районах щелочных термальных вод Бюл Вулканол ст АН СССР, 1962а, № 33
- Набоко С И, Рябичкина Е П Условия ачитизации в вулканических областях Бюл Вулканол ст АН СССР, 1962 № 32
- Набоко С И, Филькова Е М Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966, № 41
- Набоко С И, Филькова Е М Осадки из кислых вулканических вод и химическая дифференциация Бюл Вулканол ст АН СССР 1966б, № 42
- Назарова З А Агроклиматическая характеристика Камчатки по зонам В сб «Гидрометеослужба сельскому х ву Камчатки» Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн изд во, 1963

- Невраев Г А, Иванов В В Рекомендации о порядке наименования (обозначения) лечебных минеральных вод СССР В сб «Информационно методический материал по вопросам гидрогеологии и бальнеологии лечебных вод и грязей», вып 4, Медгиз, 1961
- Нейштадт М И Торфяники Камчатки «Мелиорация и торф», 1932, № 6
- Нейштадт М И, Троицкий Л С Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода Изв АН СССР, сер геогр, 1965, № 2
- Нехорошев А С К вопросу о теории действия гейзеров Докл АН СССР, т 127(5), 1959а
- Нехорошев А С К вопросу о возможности определения давления вулканических газов на глубине В сб «Проблемы вулканизма» Ереван, 1959б
- Нехорошев А С Тепловой поток вулкана Эбеко на острове Парамушир В сб «Проблемы вулканизма» Ереван, 1959в
- Нехорошев А С Гидротермальная деятельность района хребта Камбального на Южной Камчатке Бюл Вулканол ст АН СССР, 1959г, № 28
- Нехорошев А С Геотермические условия и тепловой поток вулкана Эбеко на острове Парамушир Бюл Вулканол ст АН СССР, 1960, № 29
- Нечаев Н А, Зданович В Ч Внутренние воды В сб «Камчатская обл», Петропавловск-Камчатский, Дальневост ки изд-во, 1966
- Николаев В Н Основные результаты разведки Паужетского месторождения высокотермальных подземных вод на южной Камчатке В кн «Тезисы докл научн-техн совещ по гидрогеол и инж геол Секция мин, терм и пром вод», М Госгеолтехиздат, 1963а
- Николаев В Н Термальные воды Камчатки и их значение для народного хозяйства Камчатской области В кн «Тезисы докл научн-техн совещ по гидрогеол и инж геол Секция мин, терм и пром вод», М, Госгеолтехиздат, 1963б
- Никольский В М Физико-географическое описание и экономическая характеристика Курильских островов В кн «Геология СССР», т 31, ч I М, изд-во «Недра», 1964
- Новограбленов П Т Камчатская хроника Изв Рус геогр о-ва, т 59, вып 2, 1927
- Новограбленов П Т Банные горячие ключи (Камчатка) Изв Рус геогр о-ва, т 61, вып I, 1929а
- Новограбленов П Т Нальчевские и Краеведческие горячие ключи на Камчатке Изв Рус геогр о-ва, т 61, вып 2, 1929б
- Новограбленов П Т Горячие ключи Камчатки Изв Рус геогр о-ва, т 63, вып 5—6, 1931
- Новограбленов П Т Каталог вулканов Камчатки Изв Рус геогр о-ва, т 14, вып I, 1932
- Обручев В А Очерк полуострова Камчатки по данным Карла Дитмара Изв Вост Сиб отд геогр о-ва, т 23, 1892, № 4
- Овчинников А М Основные закономерности распространения минеральных вод на территории СССР «Вопросы курортологии», 1939, № 5
- Овчинников А М Проблемы изучения терм М, Тр МГРИ, т 20, (Юбилейн сб), 1940
- Овчинников А М О гидротермическом режиме земной коры М Докл АН СССР, т 53 1946, № 7
- Овчинников А М К вопросу о «ювенильных» водах В сб «Вопр петрографии и минералогии», т 1 М, Изд во АН СССР, 1953а
- Овчинников А М Гидрогеологические условия гидротермальных процессов Бюл МОИП, отд геол, т 32(5), 1957
- Овчинников А М и др О происхождении углекислого газа минеральных вод «Сов геология», 1958, № 3.
- Овчинников А М Условия формирования месторождений углекислых вод В сб «Вопросы формирования и распространения мин вод СССР» М, Изд во АН СССР, 1960
- Овчинников А М О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 19, 1961
- Овчинников А М, Иванов В В, Яроцкий Л А О происхождении углекислого газа минеральных вод «Сов геология», 1953б, № 1
- Огильви Н А Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод В сб «Пробл геотермии и практ использ тепла Земли», т I М, Изд-во АН СССР, 1959а
- Огильви Н А Вопросы теории геотемпературных полей в применении к геотермическим методам разведки подземных вод В сб «Пробл геотермии и практ использ тепла Земли», т I М, Изд во АН СССР, 1959б
- Огнедышащая гора на острове Шнашкотан (Из путевого журнала священника миссионера, 1855) «Зап Сиб отд Рус геогр о-ва», кн 5, СПб, 1858
- Огородов Н В Некоторые замечания об Ичинском вулкане Бюл Вулканол ст АН СССР, 1960, № 30

Огородов Н. В., Кожемякина Н. Н. Вулканы Срединного хребта Камчатки. В сб.: «Вопр. географии Камчатки», вып. 5. Петропавловск-Камчатский, 1967.

Олюнии В. Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1965, № 1.

Остроумов А. Г. Влияют ли термальные источники на температуру воды в основном русле р. Камчатки? В сб.: «Вопр. географии Камчатки», вып. 1. Петропавловск-Камчатский, 1963.

Пантелеев И. Я., Масуренко Ю. П., Пахомов С. И. О происхождении углекислого газа в подземных водах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 6.

Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1937а.

Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. СОПС АН СССР, сер. Камчатская, вып. 2, ГОНТИ, 1937б.

Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассоины, Гаваники и Налычевой на Камчатке. Тр. Камчатской комплексной экспедиции СОПСА АН СССР, 1936—1937 гг., вып. 2, 1941а.

Пийп Б. И. О силе извержения вулкана Ксудач в марте 1907 г. Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1941б, № 10.

Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. Тр. Вулканол. ст. АН СССР, вып. 3, 1947.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. II, 1956а.

Пийп Б. И. О вулканизме, геологии и гидротермах Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1956б.

Пийп Б. И., Иванов В. В., Святловский А. Е. Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод как источников тепла. Тр. Лабор. вулканол. и гидрогеол. пробл. АН СССР, 1959.

Пийп Б. И., Иванов В. В. Изучение и использование высокотермальных вод в энергетических целях в Новой Зеландии. (По материалам поездки в декабре 1959 г.). В сб.: «Информ.-методич. мат-лы по вопросам гидрогеол. и бальнеотехнике лечебных вод и грязей», вып. 2, Медгиз, 1960.

Пийп Б. И., Иванов В. В., Аверьев В. В. Паужетские высокотермальные воды Камчатки как источник геотермальной энергии. Тр. конф. ООН по новым источникам энергии. Изд. ОНТИ, 1961.

Пийп Б. И., Мархинин Е. К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. (предварит. сообщ.). Бюл. Вулканол. ст. АН СССР, 1965, № 39.

Пийп Б. И., Иванов В. В. Современное состояние геотермальных исследований в энергетических целях за рубежом. В сб.: «Геотерм. исслед. и использ. тепла Земли». М., изд-во «Наука», 1966.

Пилипенко Г. Ф. Гидрохимическая дифференциация перегретых вод Кальдеры Узон в очаге разгрузки. В сб.: «Вулканизм, гидротермы и глубины Земли». Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.

Плотников Н. И. К методике разведки напорных вод артезианских бассейнов. «Разведка и охрана недр», 1961, № 1.

Плотников Н. И. и др. Результаты разведочных работ на Паужетском месторождении. «Разведка и охрана недр», 1966, № 3.

Полевой Б. П. Казачья «сказка» о камчатских гейзерах и Ключевской сопке. В сб.: «Вопр. географии Камчатки», вып. 3. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1965.

Полевой П. И. Полезные ископаемые Камчатской области. В сб.: «Полезные ископаемые Дальнего Востока», № 27, Владивосток, 1923.

Полонский А. С. Курилы. Зап. Рус. геогр. о-ва, отд. этнографии, т. 4, 1871.

Поляк Б. Г. Тепловая мощность межпароксизмальной стадии активности Мутновского вулкана. Докл. АН СССР, т. 162, 1965, № 3.

Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., изд-во «Наука», 1966а.

Поляк Б. Г. К энергетической оценке вулканических явлений. В сб.: «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., изд-во «Наука», 1966б.

Поляк Б. Г. Энергетический эффект активного вулканизма на Камчатке. В сб.: «Геотерм. исслед. и использ. тепла Земли». М., изд-во «Наука», 1966в.

Поляк Б. Г. Особенности теплового поля в области современного вулканизма. Бюл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 2, 1966г.

Поляк Б. Г. Гидрогеотермические условия нефтеносных структур Восточной Камчатки. В сб.: «Регион. геотермия и распростр. терм. вод в СССР». М., изд-во «Наука», 1967.

Поляк Б. Г., Вакин Е. А., Овчинникова Е. Н. Гидрогеотермические условия вулканического района Камчатки. М., изд-во «Наука», 1965.

Преображенский В. С., Модель Ю. М. Кронцкий ледниковый узел. В сб.: «Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ». М., изд-во «Наука», 1965.

- Распопов М П О понятии «зона аэрации и роли этой зоны в гидрогеологии Изв высш учебн завед, сер «Геология и разведка», 1962, № 1
- Ритман З А Вулканы и их деятельность М, изд-во «Мир», 1967
- Родионов В В Отделение воды из магмы «Сов геология», 1948, № 34
- Родионова Р И и др Геологическое строение и современная гидротермальная деятельность вулкана Влодавца В сб «Современный вулканизм», М, изд-во «Наука», 1966
- Саваренский Е Ф и др Цунами 4—5 ноября 1952 г Бюл Совета по сейсмол АН СССР, 1958, № 4
- Саватеев Д Е Вулканические серные месторождения Камчатки и Курильских островов В кн «Мат лы к I Всесоюзн конф по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып 1 Владивосток, Дальневост кн изд-во, 1958
- Садовский Н Д Подземные воды Камчатки В кн «Сырьевые ресурсы Камчатской обл» М, Изд-во АН СССР, 1961
- Садреев А М, Супруненко О И и Хромов В Т Новые данные о выходах природного газа и термальных вод в Кроноцком районе (Восточная Камчатка) В сб «Вопр географии Камчатки», вып 2 Петропавловск-Камчатский, Дальневост кн изд во, 1964
- Сарычев Г Путешествие капитана Сарычева по Северо Восточной части Сибири, ч I, СПб, 1802
- Святловский А Е Землетрясения и сейсмические морские волны (цунами) Тихого океана Магадан, 1956
- Святловский А Е О гидрогеологическом районировании термальных подземных вод Камчатки Докл АН СССР, т 113, вып 1, 1957а
- Святловский А Е Цунами М, Изд во АН СССР, 1957б
- Святловский А Е Цунами тихоокеанского побережья СССР «Природа», 1959а, № 4
- Святловский А Е Атлас вулканов СССР М, Изд во АН СССР, 1959б
- Святловский А Е Геологическое районирование подземных горячих вод Камчатки и перспективы теплофикации г Петропавловска-Камчатского В кн «Сырьевые ресурсы Камчатской обл» М, Изд во АН СССР, 1961а
- Святловский А Е К вопросу о гидрогеологическом районировании и задачи практического использования термальных вод Камчатки В сб «Пробл геотермии и практ использ тепла Земли», т 2 М, Изд во АН СССР, 1961б
- Святловский А Е Структурно-геологические условия формирования месторождений глубинного тепла В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли» М, изд во «Наука», 1966
- Святловский А Е Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки М, изд во «Наука», 1967
- Севостьянов К М Нефтегазоносные бассейны Камчатки В сб «Геология и геофизика» Новосибирск, Изд во СО АН СССР, 1964
- Седельникова М В Киревские горячие ключи на Камчатке «География в школе», 1950 № 3
- Селиванов Л С О происхождении хлора и брома в соляной массе океана Бюл Вулканол ст АН СССР, 1947, № 11
- Сидоров С С Месторождение термальной воды и пара Горячий Пляж острова Кунашир Тр СакхНИИ СО АН СССР, сер геол и геофиз вып 12, 1962
- Сидоров С С Условия формирования и геохимические особенности ультракислых термальных вод Курильских островов В кн «Мат лы Четвертого совещ по подземным водам Сибири и Дальнего Востока» Иркутск—Владивосток, Изд во СО АН СССР, 1964а
- Сидоров С С К вопросу о гидротермальном метаморфизме пород в поствулканическом процессе на примере вулкана Эбеко (Курильские острова) Докл АН СССР т 154, 1964б, № 3
- Сидоров С С Активизация вулкана Эбеко в 1963 году и эволюция его гидротермальной деятельности в предшествующий период Бюл Вулканол ст АН СССР, 1965, № 40
- Сидоров С С Термальные воды Курильских островов В сб «Современный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966б
- Сидоров С С Активизация вулкана Эбеко в 1963—1964 гг и эволюция его гидротермальной деятельности в предшествующий период Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966в, № 40
- Сидоров С С Гидротермальная деятельность кальдеры Головинна (о-в Кунашир) Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966, № 42
- Сидоров С С К вопросу практического использования парогидротерм Горячего Пляжа (Курильские острова) В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли» М, изд-во «Наука», 1966д
- Сидоров С С О стадном характере поствулканического гидротермального изменения пород на примере алунизации В сб «Вулканизм и геохимия его продуктов» М, изд во «Наука», 1967

- Сильченко В Г Изменение химического состава гидротермальных растворов при взаимодействии с лавами Тр. Лабор вулканол АН СССР, вып. 19, 1961
- Сильченко В Г. Обнаружение серосодержащих анионов. Бюл. Вулканол ст АН СССР, 1962, № 33.
- Сири́н А Н Геоморфология и новейшая тектоника Паратунской долины на Камчатке Тр. Лабор вулканол ст АН СССР, вып. 18, 1960
- Сири́н А Н Извержение вулкана Безымянного в мае — июне 1962 г Бюл. Вулканол ст АН СССР, 1964, № 38
- Сири́н А Н, Тимербаева К М Карымшинские горячие ключи Бюл Вулканол ст АН СССР, 1956, № 24
- Сири́н А Н, Тимербаева К М Извержение Корякского вулкана в начале 1957 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1959, № 28
- Скри́пко К А, Фнлькова Е М, Храмова Г Г Состояние вулкана Эбеко летом 1965 г Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966, № 42.
- Слю́нин Н В Охотско-Камчатский край, т 1, СПб, 1906
- Сноу Г Д Курильская гряда Зап об-ва изучения Амурск края, т 8, вып. I, 1902
- Соколов И А, Караева З С Миграция гумуса и некоторых элементов в профиле лесных вулканических почв Камчатки «Почвоведение», 1965, № 5
- Соловьёв С Л, Поплавская Л Н, Заройский М М Западно Итурупское землетрясение 7 мая 1962 г «Геология и геофизика», 1964, Изд-во СО АН СССР, № 7
- Соловьёв С Л Землетрясения и цунами 13 и 20 октября на Курильских островах Южно Сахалинск, Дальневост кн изд-во, 1965б
- Соловьёв С Л, Ферчев М Д Сводка данных о цунами в СССР Бюл Совета по сейсмолог АН СССР, 1961, № 9
- Сотольёв С Л, Поплавская Л Н, Заройский М П Западно Итурупское землетрясение 7 мая 1962 г, «Геология и геофизика», 1964, № 7
- Стоценко А В Сезонное промерзание грунтов Дальнего Востока вне области вечной мерзлоты М, Изд во АН СССР, 1952
- Стоценко А В Клименков А Ф Водные ресурсы Камчатки и возможности их использования В сб «Мат-лы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов» Магадан, Дальневост кн изд-во, 1960
- Стырикович Б В Некоторые особенности формирования грунтовых вод Камчатки Информ бюл Пятого геол управл, вып 1, 1958
- Стырикович Б В Инженерно-геологическое районирование полуострова Камчатка В кн «Тезисы докл научн-техн совещ по гидрогеол и инж геол Секция инж геол М, Госгеолтехиздат, 1963
- Стырикович Б В Физико-географическое описание и экономическая характеристика Камчатки В кн «Геология СССР», т 31, ч 1 М, изд-во «Недра», 1964
- Стырикович Б В Геологическое строение и минеральные воды острова Шнашкотан Докл геогр о-ва СССР («Гидрогеол и инж геол»), вып 2, 1967
- Сугробов В М Влияние опытной эксплуатации Паужетского месторождения на поверхностные термопроявления и режим кипящих источников Бюл Вулканол ст АН СССР, 1954, № 39
- Сугробов В М Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы В сб «Гидрогеотерм условия верхних частей земной коры» М, изд-во «Наука», 1964
- Сугробов В М Образование новых грязевых котлов на Паужетском термальном поле и изменение режима кипящих источников В сб «Вопр географии Камчатки», вып 3 Петропавловск-Камчатский, Дальневост кн изд-во, 1965
- Сугробов В М, Краевой Ю А Гидрогеологические особенности и эксплуатационные ресурсы высокотермальных вод Паужетского месторождения В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли» М, изд-во «Наука», 1966
- Супруненко О И, Смирнов Л М О прямых признаках нефтегазоносности на полуострове Камчатка (по итогам исследований 1957—1963 гг) В сб «Вопр. географии Камчатки», вып 2 Петропавловск-Камчатский, Дальневост кн изд-во, 1964
- Супруненко О И, Шварц Я Б Результаты сейсморазведочных исследований КМПВ в Большерецкой впадине (Западная Камчатка) «Сов геология», 1967, № 3
- Сурнина Л В Химический состав газов вулкана Эбеко «Геохимия», 1959, № 5
- Сурнина Л В Влияние влажности на выход серы при взаимодействии серо водорода с сернистым газом Изв СО АН СССР, 1961а, № 6
- Сурнина Л В Химический состав газов, конденсатов и возгонов вулкана Эбеко «Геология и геофизика», 1961б, № 9
- Сурнина Л В, Воронова Л Г Значение исследований химического состава вулканических газов для предсказаний извержений «Геология и геофизика» 1964, № 7
- Ткаченко Р И Некоторые вопросы гидротермального изменения пород в районах активного вулканизма Изв АН СССР, сер геол, 1964, № 6

Ткаченко Р И Гидротермально измененные породы центр части о ва Парамун-
гир и условия их формирования Бюл Вулканол ст АН СССР, 1965, № 39

Ткаченко Р И Гидротермальное изменение пород и перемещение основных
породообразующих компонентов водами вулканического происхождения В сб «Сов-
ременный вулканизм» М, изд во «Наука», 1966

Товарова И И О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики
вулкана Безымянного «Геохимия», 1958, № 7

Товарова И И Фумарольная деятельность в кальдере Заварицкого Бюл
Вулканол ст АН СССР, 1960, № 30

Толстухин О Н О вулканических водах Камчатки Информ сб ВСЕГЕИ,
1956

Толстухин О Н Гидрогеологические особенности комплекса четвертичных
эффузивов Камчатки и Курильских островов Бюл научн техн информ ВИСИ
1957 № 5

Толстухин О Н Термальные воды Камчатки и проблема их освоения
«Сов геология», 1958, № 2

Толстухин О Н Перспективы нефтеносности Южной Камчатки В кн
«Сырьевые ресурсы Камчатской обл» М Изд во АН СССР, 1961а

Толстухин О Н К вопросу о количестве ювенильной воды выделяющейся
при образовании эффузивных пород «Геохимия», 1961б № 11

Толстухин О Н Углекислые минеральные воды Камчатки «Сов геология»,
1962а № 10

Толстухин О Н О содержании бора в водах минеральных источников Кам-
чатки и Курильских островов В сб «Вопросы гидрогеол и инж геол» М, Изд во
МГУ, 1962б

Толстухин О Н Некоторые вопросы формирования ювенильных вод склад-
чатых областей В сб «Мат лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР»,
вып 10 Якутск, 1962в

Тумель В Ф Тепловой режим почв северо западной части о ва Сахалин Тр
Ин та мерзлотовед АН СССР, т 7, 1956

Тюшев В Н По западному берегу Камчатки Зап Рус геогр о ва, т 37,
1906, № 2

Уайт Д Е Термальные источники и эпитеpmальные рудные месторождения
В сб «Пробл рудных месторождений» Изд иностр лит, 1959

Уайт Д Е Термальные воды вулканического происхождения В сб «Геохимия
современных поствулканич процессов», М, изд во «Мир», 1965

Уайт Д Е, Робертсон С Крупное месторождение ртуты Сульфур Банк в Ка-
лифорнии связанное с термальными источниками Пер с англ Информ сообщ,
сер геология и полезные ископаемые вып 34 ОНТИ ВИЭМС 1963

Уайт Д Е, Андерсон Е Т, Груббс Д Е О вероятном рудообразую-
щем магматическом рассоле и метаморфизирующихся породах, вскрытых глубокой
скважиной в Южной Калифорнии В сб «Геохимия современных поствулканич про-
цессов» М, изд-во «Мир», 1965

Уайт Д Е, Уоринг Г А Вулканические эманации В сб «Геохимия совре-
менных поствулканич процессов» М, изд во «Мир», 1965

Устинова Т И Гейзер в долине р Шумной Бюл Вулканол ст АН СССР,
1946а, № 12а

Устинова Т И Гейзеры на Камчатке Изв Всесоюз геогр о ва вып 46 1946б

Устинова Т И Верхне Семьячинские горячие ключи Изв Всесоюзн геогр
о ва, т 79, вып 4, 1947

Устинова Т И Вулкан Кихпинич Изв Всесоюзн геогр о ва, т 80, вып 5, 1948

Устинова Т И Камчатские гейзеры Тр Лабор гидрогеол пробл АН СССР,
т 2, 1949

Устинова Т И Камчатские гейзеры М, Географгиз, 1955

Устинова Т И, Крапивина С С Условия выхода и химизм Заповедных
ключей на Камчатке Тр Лабор гидрогеол пробл АН СССР, т 10, 1951

Федотов С А Определение областей возникновения волн цунами при Кам-
чатском землетрясении 4 ноября 1952 г и Итурупском землетрясении 6 ноября 1958 г
Изв АН СССР, сер геофиз 1962, № 10

Федотов С А Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическ.
деятельность Курило Камчатск островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г
В сб «Вулканизм и глубинное строение Земли», т III М, «Наука», 1966

Федотов С А и др Некоторые результаты детальных сейсмологических ис-
следований на Южных Курильских островах Изв АН СССР, сер геофиз, 1961, № 5

Флоренский К П К вопросу об изучении вулканических газов Тр Лабор
вулканол ст АН СССР, вып 13, 1958а

Флоренский К П О соотношениях инертных газов и азота в природных
газах «Геохимия», 1958б № 3

Фролов Н М Температурный режим гелиотермозоны М, изд во
«Недра» 1964а

- Фролов Н М О геотермической зональности В кн «Мат лы семинара по горной теплотехнике», вып 5 Киев, 1964
- Фролов Н М и др Методические указания по изучению термальных вод в скважинах М, изд-во «Недра», 1964
- Харкевич Д С Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках Тр Камчатск компл экспед АН СССР Вып 1, М, Изд-во АН СССР, 1940
- Хитаров Н И Задачи исслед в рнах современ вулканизма в связи с вопр глубинного рудообразования Тр Лабор вулканол АН СССР, вып 13, 1958
- Хитаров Н И О соотношениях между водой и магматическим расплавом «Геохимия», 1960, № 7
- Хитаров Н И Вопросы формирования гидротермальных растворов Тр Лабор вулканол ст АН СССР, вып 19, 1961
- Хитаров Н И Вопросы геотермии в связи с проблемой термальных вод В сб «Геотерм исслед и использ тепла Земли», М, изд во «Наука», 1966
- Ходаковский И Л Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово жидких включений в минералах В сб «Минералогическая термометрия и барометрия» М, изд во «Наука», 1965
- Хоментовский А С Алехинское месторождение минеральных вод на острове Кунашир В сб «Охрана природы на Дальнем Востоке», вып 2 Владивосток, Дальневост, кн изд во, 1964
- Христофоров В С и др Последствия землетрясения 4 мая 1959 г в районе Петропавловска Бюл Совета по сейсмол АН СССР, 1960, № 11
- Чемурако В Я Гидрохимическая характеристика термальных вод о Шнашкотан (Центральные Курилы) В кн «Мат лы научи конф выпускн Геол фак Львовск ун-та, 1945—1965 гг» Львов, Изд во Львовск ун-та, 1966
- Черемных Г П Землетрясение у берегов Камчатки 4 мая 1959 г Бюл Совета по сейсмол АН СССР 1960, № 11
- Шаврова Н Н Определение радиоактивности газов побочных вулканов Ключевской Сопки Бюл Вулканол ст АН СССР, вып 2, 1937
- Швец В М, Селецкий Ю Б, Голубович В Н О содержании органического вещества и микрофлоры в термальных водах Южной Камчатки Иркутск — Тюмень, Изд во СО АН СССР, 1967
- Швец В М, Селецкий Ю Б Органические вещества в термальных водах Южной Камчатки Докл АН СССР, т 182 1968, № 2
- Шеймович В С Верхнемутновские термальные источники В сб «Вопр географии Камчатки», вып 2 Петропавловск Камчатский, Дальневост изд-во, 1964
- Шеймович В С Вулкан Кеудач на Камчатке Бюл Вулканол ст АН СССР, 1966, № 41
- Шипулин Ф К К теории процессов контактового метаморфизма Геология рудных месторождений 1960а, № 5
- Шипулин Ф К О времени образования металлоносных растворов при извержении некоторых вулканов «Геология рудных месторождений», 1960б, № 5
- Широков Б Л, Шуляков Б Ф Термальные воды Сахалина и Курильских островов В кн «Тезисы докл выездной сессии на Дальнем Востоке СССР» Дальневост кн изд во, 1965
- Шмидт П Ю Работы зоологического отдела на Камчатке в 1908—1909 гг Камчатская экспед Ф П Рябушинского, зоол отд, вып 1, 1916
- Штейнберг Г С Состояние Авачинского вулкана в 1963 г по геофизическим данным Бюл Вулканол ст АН СССР, 1965, № 39
- Штейнберг Г С, Зубин М И О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом Докл АН СССР, т 152, 1963, № 4
- Штейнберг Г С, Штейнберг А С Определение давления и температуры вулканических газов на глубине «Вулканизм Камчатки и некоторых др риов СССР», М, Изд во АН СССР, 1963
- Щеглов Н И О современном отложении киновари в источнике Апапель Докл АН СССР, т 45, 1962, № 6
- Щербаков А В Геохимии термальных вод М, изд во «Наука», 1968
- Эллис А Дж Геохимии гидротерм вулканических районов В сб «Проблемы геохимии», М, изд во «Наука», 1965
- Эллис А Дж, Уилсон С Геохимии ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей В сб «Геохимии современных поствулканич процессов» М, изд во «Мир», 1965а
- Эллис А Дж, Уилсон С Районы распространения горячих источников кислых сульфатно-хлоридных вод В сб «Геохимии современных поствулканич процессов» М, изд-во «Мир», 1965б
- Эрлнх Э Н Петрохимии кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции М, Изд во «Наука», 1966
- Яцковский А И «Ледовая» фумарола на Ичинском вулкане Изв Всесоюз геогр о ва, т 90, вып 1, 1958