ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАМЧАТКИ

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР

Северо-Восточное геологическое управление

М. Б. БЕЛОВА, В. Г. ВАСИЛЬЕВ, Г. М. ВЛАСОВ, Л. П. ГРЯЗНОВ
И. Е. ДРАБКИН, Ю. В. ЖЕРАЛОВ, И. Н. КАРБИВНИЧИЙ, Е. П. КЛЕНОВ,
В. В. КРЫЛОВ, В. А. ТИТОВ

553.98

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАМЧАТКИ

Под редакцией *В. Г. Васильева*

ГОСТОПТЕХ-ИЗДАТ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1961

11—5—4

АННОТАЦИЯ

В книге дается описание геологического строения (стратиграфия, тектоника) Камчатки и Командорских островов, а также региональной структуры бассейна Охотского моря. Освещены результаты поисково-разведочных работ на нефть и газ и перспективы нефтегазоносности Камчатки и рекомендован план дальнейших поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Кратко изложено геологическое строение Северо-Восточных районов СССР и дана оценка их перспектив в нефтегазоносном отношении. Большое внимание уделено описанию гидротерм Камчатки.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков.

* * *

Раздел книги, посвященный описанию схемы геотектонического районирования басейнов дальневосточных морей, написан В. Г. Васильевым, в написании остальных разделов принимали участие все авторы.

ОТ РЕДАКТОРА

На Камчатке с целью поисков нефтяных и газовых месторождений был проведен комплекс поисково-разведочных работ, включающий геологическую съемку, геофизические исследования методами гравиметрии, магнитометрии, электроразведки и сейсморазведки, колонковое, опорное и разведочное бурение.

С 1949 по 1960 г. включительно на восьми площадках полуострова пробурено 177 колонковых скважин с общей проходкой 78781 *м*, две опорные скважины (2810 *м*) и шесть поисково-разведочных скважин (12124 *м*).

На территории Камчатки в глубокой разведке находились Воямпольская (Тигильский район на западном побережье Камчатки) и Богачевская (Кроноцкий район на восточном побережье Камчатки) площади.

Несмотря на то что поисково-разведочные работы на нефть и газ велись продолжительное время, положительных результатов пока что не получено. Большая группа специалистов проанализировала результаты поисково-разведочных работ на Камчатке и пришла к единодушному мнению о перспективности недр ее в нефтегазоносном отношении.

Эти выводы были рассмотрены и одобрены геологической секцией экспертно-геологического Совета Министерства геологии и охраны недр СССР, которая в своем решении высказалась за необходимость уже в текущем семилетии положительно решить проблемы нефтегазоносности Камчатки. Следует указать, что к числу важнейших причин низкой эффективности разведки на нефть в рассматриваемом регионе, помимо ввода в разведку неподготовленных для этой цели площадей, относится сильное отставание в региональном изучении структуры Камчатки и научных исследований в области нефтяной геологии этого полуострова.

До настоящего времени не разрешены следующие вопросы.

1. Не разработана стратиграфия третичных отложений Камчатки в целом. В результате этого нет единой стратиграфической схемы для восточного берега и отсутствуют обоснованные сопоставления разрезов третичных отложений восточного и западного берегов Камчатки. Такое положение со стратиграфией не дает возможности надежно строить геологические и тектонические карты с необходимой точностью.

2. Не выяснена тектоника, в частности не ясны типы структур. Региональные построения основаны на недостаточном фактическом материале и потому в значительной мере являются дискуссионными. Недостаточно выяснены перерывы между крупными стратиграфическими подразделениями третичных отложений, а также не разработаны вопросы соотношений структурных планов между различными свитами пород.

3. Не оценены перспективы нефтегазоносности различных частей разреза, что привело к разведке только наиболее глубоко залегающих горизонтов.

4. Отсутствуют научные обоснования для постановки специальных исследований по изучению региональной структуры Камчатки в целом и районов перспективных в нефтегазоносном отношении в первую очередь.

Недооценка роли региональных исследований методами геофизики и профильного бурения обусловила постановку и проведение разведочных работ без знания геологического строения этих районов. В результате этого вопрос о том, находятся ли выбранные объекты разведки в благоприятных или неблагоприятных условиях, остается неясным и сейчас. Практически региональные работы на Камчатке почти не проводились, так как небольшие объемы гравиметрических и аэромагнитных исследований слишком недостаточны для решения вопросов региональной геологии.

Учитывая большое значение поисков нефтяных и газовых месторождений на Камчатке, авторы настоящего труда поставили перед собой задачу создать сводную работу по геологии, оценке перспектив нефтегазоносности и определению основных направлений поисково-разведочных работ на ближайшие годы.

Авторы считали полезным осветить геологическое строение и перспективы нефтегазоносности смежных районов — Командорских островов, а также Корякской складчатой области, являющейся непосредственным продолжением Камчатского полуострова.

ОРОГИДРОГРАФИЯ

Камчатка как современный полуостров возникла в позднечетвертичное время. До этого она отделялась от материка небольшим проливом по линии современных бассейнов рек Анапки и Рекинники.

Полуостров вытянут в северо-восточном направлении в пределах 51° с. ш. на юге (мыс Лопатка) и 61° с. ш. на севере (Рекинникская губа). Протяженность его по длинной оси составляет 1200 *км*. По линии своего причленения, проходящей с северо-запада на юго-восток, Камчатка имеет ширину около 90—100 *км*. Наиболее расширенная часть (примерно по 56 параллели), достигающая 450 *км*, расположена в пределах 155° — 163° в. д. от Гринвича. Площадь Камчатки 350 тыс. *км*^{2}.

С востока полуостров омывается водами Тихого океана и с запада водами Охотского моря. Западная береговая линия ровная и образует плавную дугу, выпуклая сторона которой обращена к Охотскому морю. На протяжении 1420 *км* западное побережье осложнено мысами — Хайрюзова, Утхолокский, Омгон, Кинкильский и Пенсепель. Заливы или бухты, пригодные для стоянки морских судов, здесь отсутствуют, что весьма осложняет судоходство в этом районе Охотского моря. Восточное побережье полуострова в отличие от западного имеет резко изрезанную береговую линию общей протяженностью 2100 *км*. Далеко в океан вдаются полуострова Шипунский, Кроноцкий, Камчатский, Озерной, Начикинский, Ильпинский и Говена. Между полуостровами Шипунским и Кроноцким располагается Кроноцкий залив, между Кроноцким и Камчатским — Камчатский залив, между Камчатским и Озерным — залив Озерной; к западу от Ильпинского полуострова располагаются заливы Кичигинский и Анапка, между полуостровами Ильпинским и Говена — залив Корфа и к востоку от полуострова Говена находится Олюторский залив.

К востоку от полуострова расположены о. Карагинский и Командорские острова, которые отделяются от него проливами Литке и Камчатским.

Рельеф Камчатки по своим морфологическим особенностям резко дифференцирован. Области со сравнительно однородной поверхностью имеют четкое полосовое распределение вдоль полуострова.

На западе расположена Западно-Камчатская прибрежная равнина (низменность). К востоку от нее находится высокогорная зона с элементами альпийского и субальпийского рельефа, отвечающая Срединному Камчатскому хребту. С востока к высокогорной зоне примыкает зона Центрально-Камчатской низменности и мелкогорного рельефа.

На востоке полуострова расположена зона средне-высокогорного рельефа, отвечающая Восточному хребту. На западе эта зона примыкает

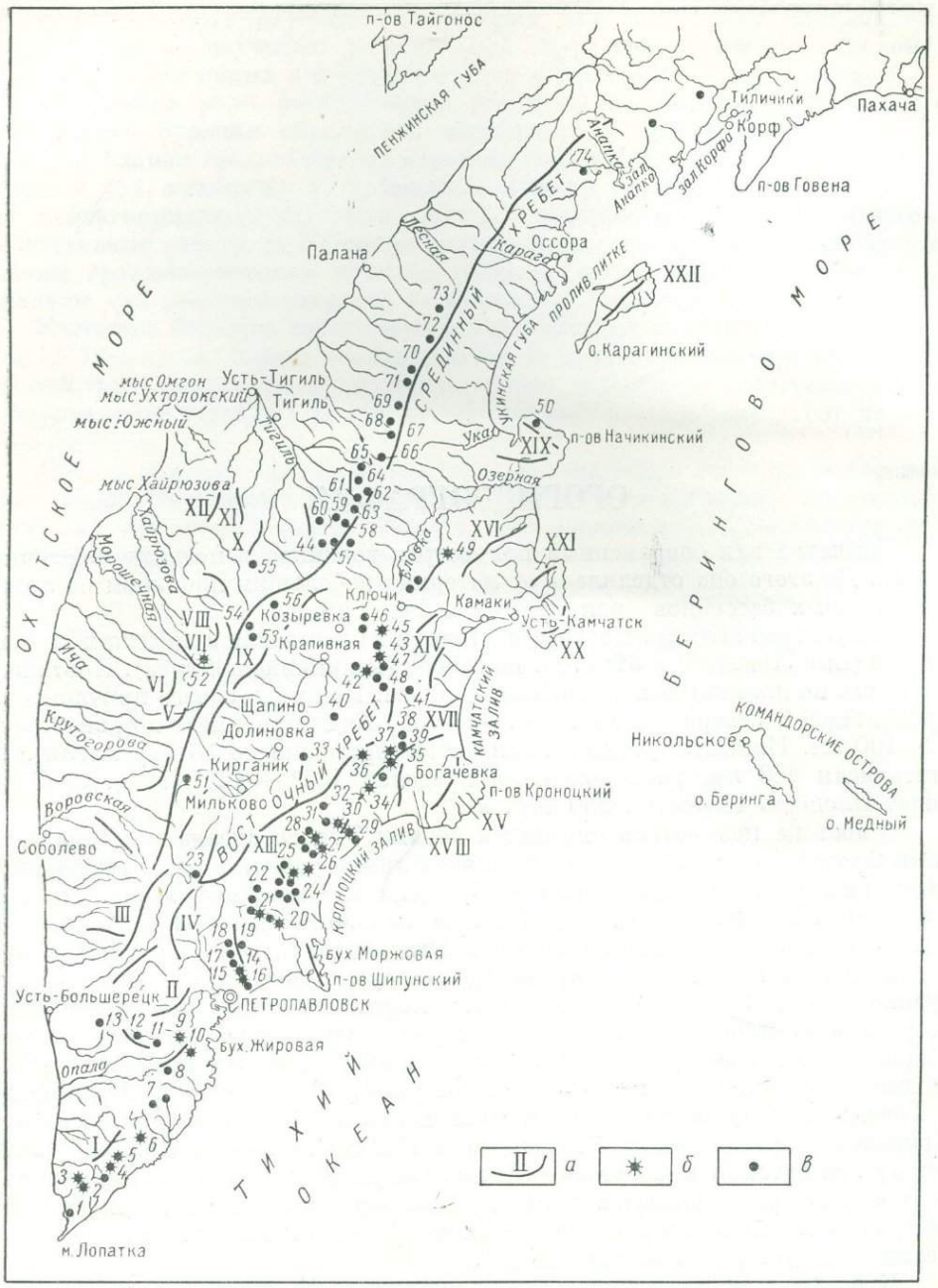


Рис. 1. Карта основных орографических элементов Камчатки.

а — водораздельные линии хребтов; *б* — вулканы действующие; *в* — вулканы потухшие.
I — Голыгинские горы; *II* — хребет Балаганчик; *III* — Малкинские горы; *IV* — Ганальский хребет; *V* — хребет Перкала; *VI* — хребет Делянкан; *VII* — хребет Панкован; *VIII* — горы Большой Паялпан; *IX* — хребет Козыревский; *X* — хребет Кетепана; *XI* — хребет Пенсантай; *XII* — хребет Медвежий; *XIII* — хребет Валагинский; *XIV* — хребет Тумрок; *XV* — Кроноцкие горы; *XVI* — хребет Кумроч; *XVII* — хребет Гамчен; *XVIII* — хребет Железнодорожный; *XIX* — хребет Начикинский; *XX* — хребет Камчатского мыса; *XXI* — Столбовские хребты; *XXII* — Карагинский хребет.
Вулканы: *1* — Мошковский, *2* — Камбальный, *3* — Кошелевский, *4* — Ильинский, *5* — Желтовский, *6* — Штюбеля, *7* — Ходутки, *8* — Асача, *9* — Горелый, *10* — Мутновский, *11* — Толмачевский, *12* — Опала, *13* — Ипелька, *14* — Авачинский, *15* — Корякский, *16* — Козельский, *17* — Аак, *18* — Кехкуй, *19* — Купол, *20* — Жупановский, *21* — Дзензурский, *22* — Водораздельный, *23* — Скалистый, *24* — Жупановские востряки, *25* — Карымский, *26* — Малый Семлячик, *27* — Центральный Семлячик, *28* — Бурлящий, *29* — Кихпиныч, *30* — Узон, *31* — Гауншин, *32* — Унана, *33* — Озерной, *34* — Кроноцкий, *35* — Гамчен, *36* — Кизимен, *37* — Конради, *38* — Высокий, *39* — Комарова, *40* — Кунчекла, *41* — Шишь, *42* — Толбачинский, *43* — Безымянный, *44* — Мергин, *45* — Ключевской, *46* — Плоский, *47* — Овальная Зимина, *48* — Малая и Большая Удина, *49* — Шевелуч, *50* — Начикинский, *51* — Ханкар, *52* — Ичинский, *53* — Бонгапчи, *54* — Чингейнгейн, *55* — Большой, *56* — Анаун, *57* — Алней, *58* — Калгауч, *59* — Чилчибонай, *60* — Кетепан, *61* — Кабекэй, *62* — Красный, *63* — Калгинтунуп, *64* — Терпук, *65* — Леутонгей, *66* — Шишель, *67* — Айнелькан, *68* — Алагей, *69* — Хувхойтун, *70* — Мельно, *71* — Острый, *72* — Тылеле, *73* — Мелюпынай, *74* — Седло.

к Центрально-Камчатской низменности и на востоке к зоне своеобразного высокогорного рельефа с характерными формами высокого вулканического плато с конусами современных вулканов. Вдоль восточного побережья расположена зона чередования низменностей с расчлененными нагорьями (рис. 1).

Западно-Камчатская прибрежная равнина прослеживается вдоль всего Охотского побережья. Зона высокогорного рельефа современного вулканического пояса прослеживается параллельно восточному побережью, примерно от широты южного побережья залива Озерного на севере вплоть до

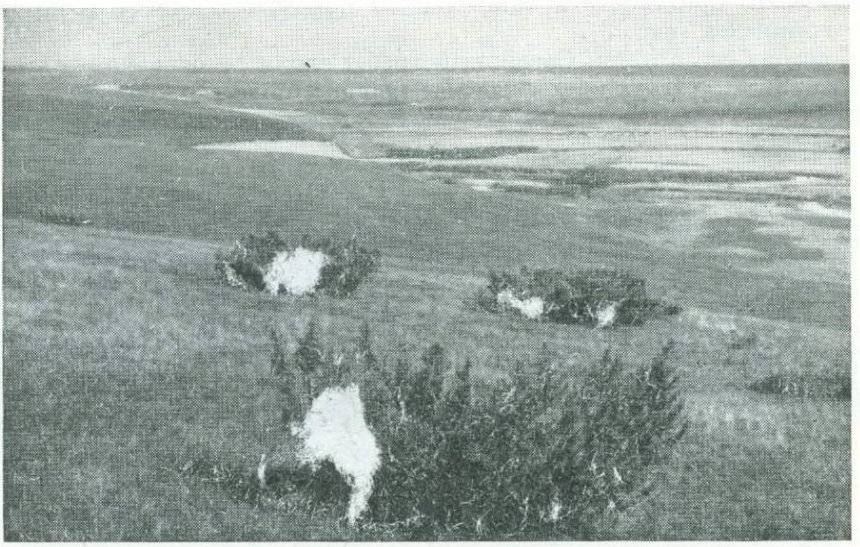


Рис. 2. Западно-Камчатская равнина в районе р. Кульки (левый приток р. Тигиль).

мыса Лопатка на юге. У остальных перечисленных выше зон южная граница проходит примерно на широте г. Петропавловск-Камчатского. Южнее этой широты между Западно-Камчатской низменностью и современным вулканическим поясом расположена область с преимущественно среднегорным рельефом.

Западно-Камчатская прибрежная равнина вытянута вдоль побережья Охотского моря полосой, имеющей ширину 70—80 *км*, местами до 100 *км*; к югу, заметно сужаясь, она полностью выклинивается. Рельеф равнины неоднороден. На широте 57° развиты хребты Кетепана, Пенсантайн и Медвежий высотой от 800 до 1500 *м*. Эти хребты вытянуты в северо-восточном направлении и находятся в полосе, идущей от хребта Быстринского, расположенного на восточном склоне Срединного хребта, к мысу Южному и Утхолокскому.

Таким образом, указанные хребты как бы создают естественный поперечный пережим, отделяя более повышенную холмистую северо-восточную часть побережья (бассейны рек Тигиль и Воямполка) от более пониженной его части — Большерецкой равнины (рис. 2). В прибрежной полосе Западно-Камчатская равнина расположена на высоте 20—30 *м* над уровнем моря и постепенно повышается в восточном направлении. Значительная часть равнины заболочена. К югу от р. Кихчик она переходит в заболоченную низменность.

Срединный Камчатский хребет, протягивающийся вдоль средней части всего полуострова в север-северо-восточном направлении, является не

только границей между двумя сходными морфологическими областями рельефа, но и основным водоразделом между бассейнами Охотского моря и Тихого океана. Срединный хребет имеет протяженность более 1000 *км* при средней ширине 50—70 *км* и редко 100 *км*. По своим особенностям он разделяется на две зоны: южную (до широты 55°) — невулканическую и северную — вулканическую. Южная часть хребта имеет среднюю высоту около 1800 *м* над уровнем моря. Амплитуда колебаний наименьших и наибольших высот составляет около 550 *м*. В этой зоне наибольшую высоту имеют следующие горы (с юга на север): Сунтунк — 1662 *м*, Кагнасик — 1898 *м*, Озерная — 1711 *м*, Широкая — 1715 *м*, Балхач — 1705 *м*. Авалкан — 1574 *м*, Оччама — 2151 *м* и Бонгабти — 1823 *м*. В геологическом строении Южная часть Срединного хребта сложена породами древнего метаморфического комплекса (рис. 3).

К северу от 55° с. ш. Срединный хребет сложен в основном третичными образованиями, которые бронированы мощным покровом молодых, преимущественно раннечетвертичных эффузивов андезитбазальтового состава.

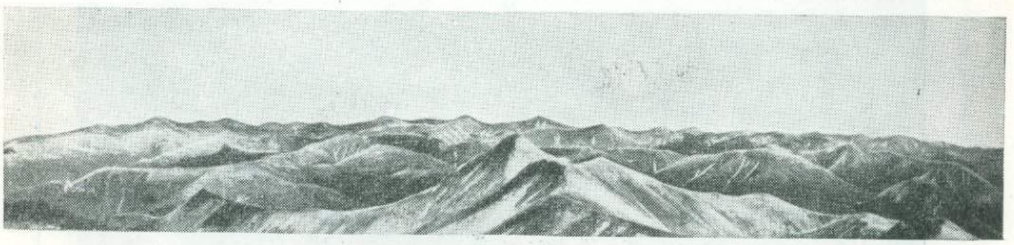


Рис. 3. Отроги Срединного Камчатского хребта.
Вид с горы Воровской.

На границе третичного и четвертичного периодов видимо произошло выравнивание рельефа; остатки этого древнего рельефа четко прослеживаются в Срединном хребте, а по данным Г. М. Власова и на Курильских островах.

Последующее воздымание выровненной поверхности происходило неравномерно. Наиболее высокое (1100—1200 *м*) положение ее отмечается на средней Камчатке (район вулканов Алней и Шишель), в южном и северном направлениях она снижается до 700—800 *м*. Над поверхностью выравнивания и над четвертичными покровами, там где они перекрывают третичные образования, возвышаются конуса потухших вулканов. В пределах Срединного хребта имеется только один действующий вулкан — Ичинский.

Вулканы хребта вытянуты в цепочку и находятся на сравнительно близком расстоянии друг от друга. Острые вершины вулканов на выпуклом плато, изъеденном эрозией, создают картину субальпийского рельефа в сочетании с цепями Столовых гор, часть из которых по молодым разломам опущена на 200—300 *м* в сторону Центрального Камчатского прогиба. В цепи потухших вулканов абсолютные отметки их вершин в среднем составляют 1820 *м*, а в районе вулканов Алней и Шишель поднимаются выше. К югу и северу высота вершин неравномерно опускается над уровнем моря. Таким образом, условная высотная линия вершин вулканов в общих чертах параллельна упомянутой выше выровненной поверхности плато.

Приведенные данные указывают на прямую связь современного рельефа этого хребта с молодыми четвертичными поднятиями.

В Срединном хребте отмечено 23 крупных потухших вулкана, в том числе (с юга на север): Бонгапчи, Анаун, Окси, Алней, Черный, Калгауч, Калгнитунуп, Кэбеней, Красный, Шишель, Айнелькан, Аличей, Хувхойтун, Острый, Тылеле, Паук, Лехойгернан и Анангравнен. Вершины гор Алней, Шишель, Хувхойтун и Острый покрыты вечным снегом.

Зона Центрально-Камчатской низменности и мелкогорья территориально соответствует долине р. Быстрой от 53° с. ш. до ее верховьев и бассейнам р. Камчатки (от верховий до пос. Камаки) и р. Еловки, а также рек Озерной и Уки. Эта зона вытянута в северо-восточном направлении на расстоянии примерно 600 *км*. Ширина ее в южной части в долине р. Быстрой колеблется в пределах 10 *км*, в бассейне р. Камчатки от 25 до 60 *км*, в северной части — 80 *км*. Группой ключевских вулканов Центрально-Камчатская низменность разделяется на две ветви — южную и северную.

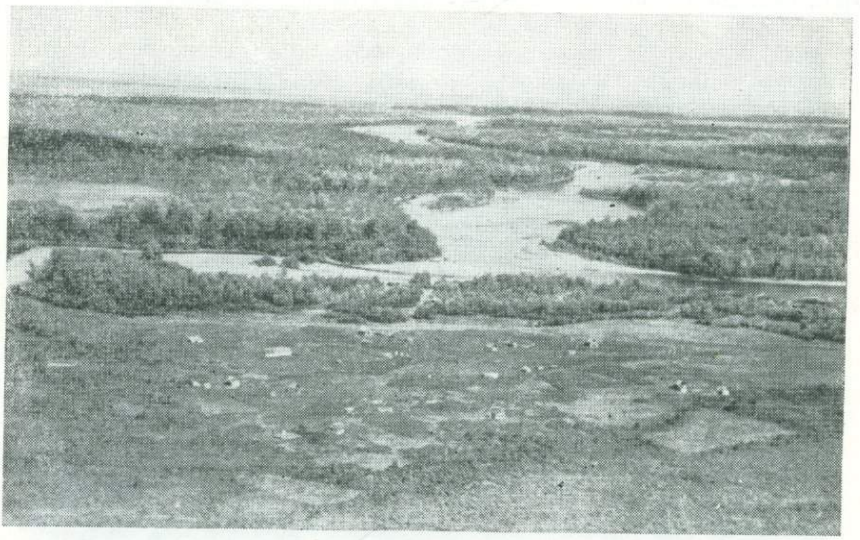


Рис. 4. Центрально-Камчатская низменность. Вид с юга на север в районе села Верхне-Камчатского.

В центральной части описываемая зона представляет равнину с постепенным поднятием бортов к обрамляющим ее горным сооружениям — Срединному и Восточному хребтам. Сильная изрезанность бортов эрозией создает мелкогорный характер рельефа (рис. 4). В строении низменности принимает участие главным образом пойменная терраса высотой 2—4 *м* над осенним уровнем воды. Эта терраса имеет несколько уровней. Некоторые участки ее заливаются вешними водами ежегодно (низкая пойма), другие— только при крупном поднятии уровня воды в реке (высокая пойма). Кроме того, на отдельных участках встречаются надпойменные террасы, высота которых колеблется от 5 до 40 *м* над осенним уровнем воды.

В центре низменности возвышается громада действующих вулканов ключевской группы. В состав этой группы входят 12 вулканов, в том числе наиболее крупные — Ключевской, Безымянный и Плоский Толбачик.

Вулкан Ключевской самый значительный из действующих вулканов на Камчатке. Он представляет собой правильный конус (рис. 5), расположенный на склонах потухших вулканов Камень и Плоская сопка. Верхняя часть его покрыта льдами, а нижняя изрезана большим количеством промоин временных потоков. По данным В. И. Влодавец и Б. И. Пийпа в зоне высот 300—2000 *м* поверхность конуса с восточной и

северо-восточной сторон покрыта многочисленными кратерами эксцентрических извержений и излитыми из них потоками лавы. Сюда же, до отметок 1200—1500 *м*, от ледяного панцыря конуса спускается ряд ледников. Наиболее крупные из них — ледник Эрмана, спускающийся на север, и ледник Богдановича, двигающийся на юг. Зона леса (березняки) кончается на высоте около 800 *м*, а кустарника на высоте 1000—1100 *м*.

Главный кратер Ключевского вулкана представляет чашеобразную депрессию, диаметр которой около 600 *м* и глубина от 100 до 250 *м*. На дне кратера выбиваются фумаролы.

По данным В. И. Влодавец и Б. И. Пийпа с 1697—1698 гг. до настоящего времени вулкан извергался более 50 раз; наиболее сильное извержение было в 1945 г. Это извержение исследователи описывают так. Началось оно в начале декабря 1944 г. Постепенно усиливаясь, 1 января 1945 г. извержение достигло пароксизма. Столб выбросов извержения подымался над кратером на высоту 10 *км*; огромные бомбы выбрасывались взрывами

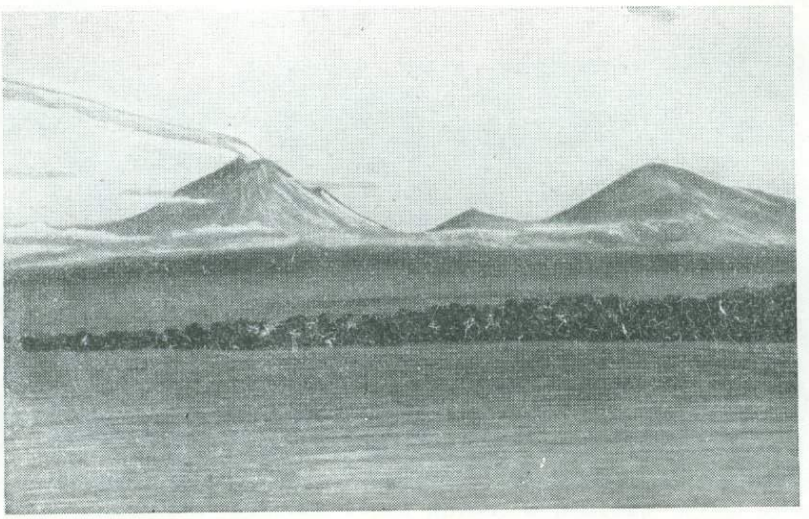


Рис. 5. Вулкан Ключевская сопка (парит), на переднем плане р. Камчатка.

на высоту до 1,5 *км*. Бомбы разрушили гребень кратера и на северо-западном склоне выдолбили долину (шарру), по которой позже стекала лава. Потоки талой снеговой воды и грязи спускались на расстояние до 35 *км*. Огромная туча пепла ушла на северо-запад к Охотскому морю. Гул извержения был слышен за 250 *км* от вулкана. Извержение сопровождалось землетрясениями. После 1 января взрывы в кратере прекратились, но на протяжении 20 дней оттуда спокойно изливалась лава по новой шарре. 19 июня 1945 г. на юго-восточном склоне Ключевской сопки по радиальной линии образовались побочные кратеры, преимущественно эксплозивные, и самый нижний — лавовый (кратер Заварицкого). Поток лавы достиг 5 *км*.

К югу от этой группы вулканов находится потухший вулкан Николка, высота которого 1591 *м*.

К северу от ключевской группы вулканов Центрально-Камчатская низменность приобретает весьма неопределенные очертания. В образовавшемся коридоре между Ключевским вулканом и отстоящим от него на 30 *км* к северу вулканом Шевелуч р. Камчатка меняет свое течение с север-северо-востока на восток; в результате этого зона низменности резко расширяется до 100 *км*. Ниже поселка Камаки р. Камчатка выходит за пределы описываемой зоны и, прорвав хребет Кумроч, впадает в Камчатский залив Берингова моря. На северо-востоке от Ключевского вулкана между Срединным

хребтом и вулканом Шевелуч зона низменности суживается, а затем вновь расширяется в районе побережья Укинской губы.

По побережью пролива Литке зона Центрально-Камчатской низменности простирается на север к Олюторскому району. К этой же зоне по своему строению относится западное побережье о. Карагинского.

Вулканы в зоне Центрально-Камчатской низменности располагаются по линии северо-восточного простирания, проходящей вдоль северо-западного склона Восточного хребта.

Зона средневысокогорного и субальпийского рельефа, отвечающая Восточному хребту, протягивается вдоль восточного побережья полуострова в 60—100 *км* от береговой линии в виде узкой полосы шириной 30—40 *км*.

В систему Восточного хребта, начиная с юга, входят хребты Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч. Наивысшая точка этих горных сооружений отвечает вулкану Кизимен, находящемуся в системе хребта Тумрок.



Рис. 6. Хребет Кумроч, в месте пересечения его р. Камчаткой.

Средняя высота хребта Тумрок 1800—1900 *м*, а Ганальский хребет приблизительно имеет такую же высоту. Расположенный между ними Валагинский хребет имеет среднюю высоту 1400—1500 *м* над уровнем моря. Резкое снижение рельефа приурочено к хребтам Кумроч и Начикинский (рис. 6).

В Восточном хребте, так же как и в Срединном, намечается определенная связь между четвертичными поднятиями и уровнем высот. Наибольшие высоты соответствуют южной части хребта Тумрок, которому, видимо, соответствует и зона наибольших поднятий четвертичного времени. От хребта Тумрок уровень высот понижается как в северо-восточном, так и в юго-западном направлениях, причем к северо-востоку он погружается более круто. Здесь отчетливо наблюдается связь рельефа с литологическими особенностями пород, слагающих горные сооружения. Там, где в строении хребтов участвуют крепкие кристаллические сланцы (Ганальский хребет) или осадочные отложения бронированы андезито-базальтовыми покровами, наблюдаются более высокие и более изрезанные формы рельефа (Ганальские востряки, рис. 7), чем в хребтах, сложенных нормально-осадочными образованиями, менее устойчивыми к эрозии. К последним относятся хребты Валагинский, Кумроч и Начикинский.

По юго-восточному склону Восточного хребта и далее к югу до мыса Лопатка включительно протягивается узкая полоса (20—30 *км*) высокогорного рельефа, приуроченного к современному вулканическому поясу

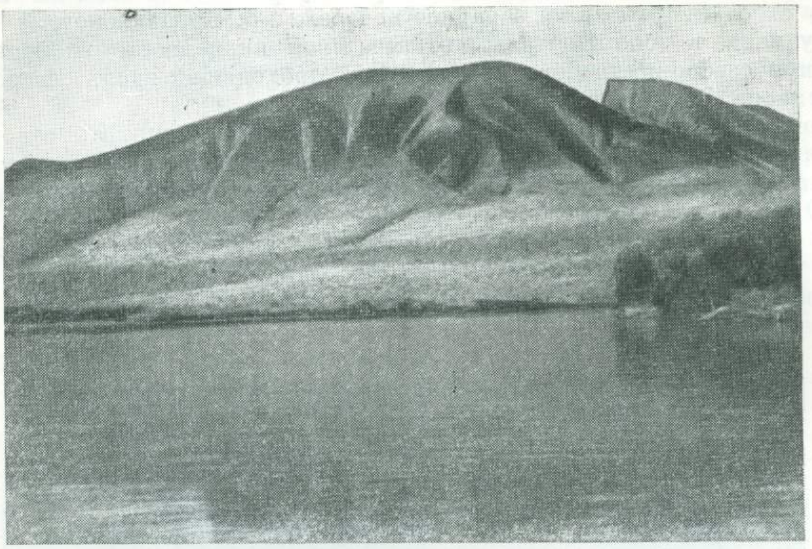


Рис. 7. Ганальские востряки (метаморфические образования домезозойского возраста).

(Восточная вулканическая зона). Средняя высота современных вулканов, вытянутых вдоль указанной полосы, 2000 *м*; отдельные вершины достигают



Рис. 8. Вулкан Кроноцкий.

3528 *м* и снижаются до 1100 *м*. Для рельефа этой полосы характерно наличие высокого вулканического плато с конусами современных вулканов. Поверхность вулканического плато наибольшие абсолютные отметки (1000—1200 *м*) имеет в районе, прилегающем к Кроноцкому полуострову. К юго-

западу и северо-востоку от этого района происходит понижение плато. Такое же понижение (до 700—500 *м*) наблюдается и от осевой линии вулканов в сторону Тихого океана. Наиболее значительными вулканами в восточной вулканической зоне являются Кроноцкий (рис. 8), Жупановский, Авачинский, Корякский (рис. 9) и Опала.

В табл. 1 приведены краткие сведения о всех действующих вулканах Камчатки (по В. И. Влодавец и Б. И. Пийп).

Наиболее восточное положение занимает зона полуостровов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского и разделяющих побережий Кроноцкого и Камчатского заливов. Эти полуострова представляют собой расчлененное плато с отметками 800—900 *м* (Шипунский и Камчатский) и 400—600 *м* (Кроноцкий). Центральная часть Кроноцкого полуострова, вытянутая в северо-восточном направлении, имеет абсолютные высоты 1045—1327 *м* и известна



Рис. 9. Вулкан Корякский (вид с горы Мишенной).

под названием Кроноцких гор. Побережья заливов имеют более низкий рельеф со средней высотой 100—300 *м* и с запада ограничиваются высокогорным рельефом современного вулканического пояса. Наиболее пониженные части рельефа обычно приурочены к бассейнам впадающих в океан рек.

Из морфологических особенностей рельефа рассмотренных выше зон следует обратить внимание на следующие.

Срединный Камчатский хребет представляет как бы плато, увенчанное конусами в основном потухших вулканов. Линия этих вулканов видимо смещена к востоку от зоны наибольшего тектонического поднятия. Восточный хребет представляет горную цепь, на склонах которой возвышаются высокогорные современные вулканические сооружения. Восточная линия этих сооружений развита на протяжении более 500 *км*, западная — на 200—250 *км*. Зона расчлененного эффузивного плато в южной части Камчатки занимает область мелко- и среднегорного рельефа с абсолютными отметками отдельных вершин 500—800 *м*, редко до 1300—1500 *м*. Характер изменений рельефа в поперечном сечении полуострова показан на рис. 10 и 11.

Следует отметить, что морфологические особенности рельефа Камчатки находятся в прямой связи с ее тектоническим строением. Действительно, зоны пониженного рельефа (Западно-Камчатская прибрежная равнина,

Таблица 1

Номер вулкана на рис. 1	Наименование вулканов	Дата последнего извержения	Характеристика последнего извержения
1	Шевелуч	1944—1950 гг.	Вертикальные и косые кратковременные взрывы раскаленного и несветящегося пепла. Подъем нового купола Суслич
2	К - ской	27/VII—2/VIII 1956 г.	Пепловые извержения из главного кратера, образование двух новых побочных кратеров с излиянием лавовых потоков длиной до 1 *км*
3	Безымянный	30/III 1956 г.	При взрыве прорван юго-восточный склон вулкана, высота его понизилась на 200 *м*, на дне кратера образовался купол. Длина лавовых потоков до 5 *км*
4	Плоский Толбачик	Февраль, март, апрель 1954 г.	Серии пепловых взрывов без огненного освещения с выбрасыванием волос Пеле
5	Кизимен (Щапинская сопка)	Декабрь 1927 г. Январь 1928 г.	Сильное пепловое извержение
6	Комарова	Неизвестна	В северной половине кратера действует фумарола с температурой до 90°
7	Гамчен	Неизвестна	На дне активного кратера слабые фумаролы с температурой до 80°
8	Кроноцкий	Ноябрь 1922 г.	Черноватый дым на южном склоне
9	Крашенинникова	Неизвестна	Очень свежие потоки лав указывают на недавние извержения, которые, однако, в этой почти незаселенной местности, видимо, остались незамеченными
10	Кихпиныч	Неи вестна	Свежая лава говорит о недавнем извержении, постоянная сольфатарная деятельность
11	Узон (Горящий дол)	Неизвестна	Постоянная сольфатарная деятельность
12	Бурлящий	Неизвестна	Постоянная сольфатарная деятельность
13	Центральный Семячик	Неизвестна	Постоянная сольфатарная деятельность
14	Малый Семячик	Ноябрь 1956 г.	Пепловое извержение
15	Карымский	Апрель 1947 г.	Сильный пеплопад к северо-востоку от вулкана. Для этого вулкана характерны выбросы пепла и редко излияние лав

Продолжение табл. 1

Номер вулкана на рис. 1	Наименование вулканов	Дата последнего извержения	Характеристика последнего извержения
16	Жупановский	Декабрь 1956 г.	Слабые пепловые взрывы
17	Дзензурский	Февраль 1923 г.	По сообщениям охотников «Зензур» горел
18	Авачинский	25/II 1945 г.	В течение 7 час. происходило очень сильное эксплозивное извержение с пепловой тучей, протянувшейся на восток. В зоне пеплопада отмечались резко выраженные явления тихого электрического разряда (огни Эльма). В 25 *км* от вулкана на берегу океана выпал пепел слоем 45 *см*.
19	Корякский	1896 г.	Извержение лавы
20	Мутновский	23/VI 1945 г.	Взрывы пепла, в феврале 1952 г. наблюдалось усиление газовой деятельности
21	Горелый хребет (Горелая сопка)	1931 г.	В мае и летом наблюдались пепловые извержения. В 1947 г. отмечено усиление фумарольной деятельности
22	Опала	1894 г.	Выделялись пары и газы
23	Ксудач (вулкан Штюбеля)	28/III 1907 г.	Сильно эксплозивное извержение с выбросами больших масс пемзы. В пепловой туче был слышен гром и видны молнии в виде «зигзагообразных мазков кистью фиолетового цвета» (огни святого Эльма). Грубый вулканический песок выпал слоем около 2—3 *см*. Более тонкий пепел выпал не только по всей Камчатке вплоть до Тигиля и Караги, но был занесен и на противоположный берег Охотского моря — в Ямск и Охотск. После извержения р. Ходутка выносила в море огромное количество пемзы
24	Желтовский	1923 г.	«11 февраля... после столетнего покоя началось большое извержение ..., которое продолжалось около 2 месяцев; извергались горящие газы, песок, пепел»
25	Ильинский	1901 г.	Сильные, по-видимому, фреатические взрывы из бокового северо-восточного кратера; продукты извержения рассеялись на большой площади
26	Кошелева	Конец XVII в.	Сильное извержение
27	Камбальный	Неизвестна	Весьма свежие лавы говорят об извержении в историческое время
28	Ичинский	Неизвестна	Сольфатарная деятельность

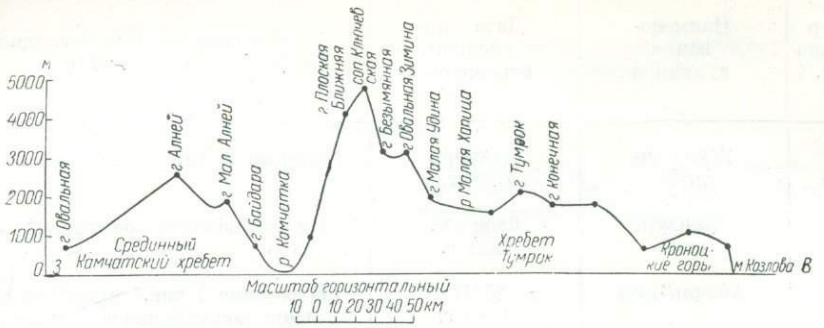


Рис. 10. Изменение рельефа в поперечном профиле через Ключевскую сопку.

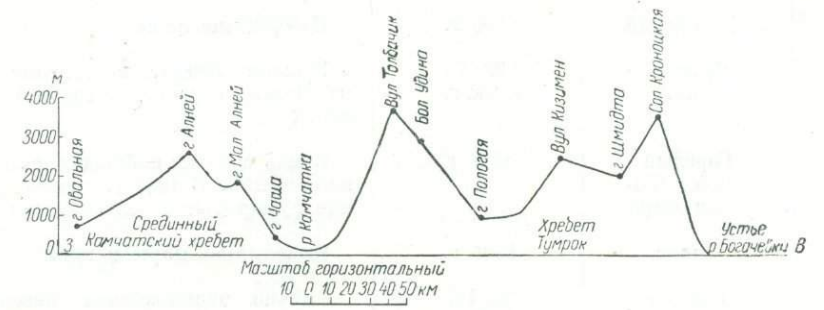


Рис. 11. Изменение рельефа в поперечном профиле через вулкан Толбачик.

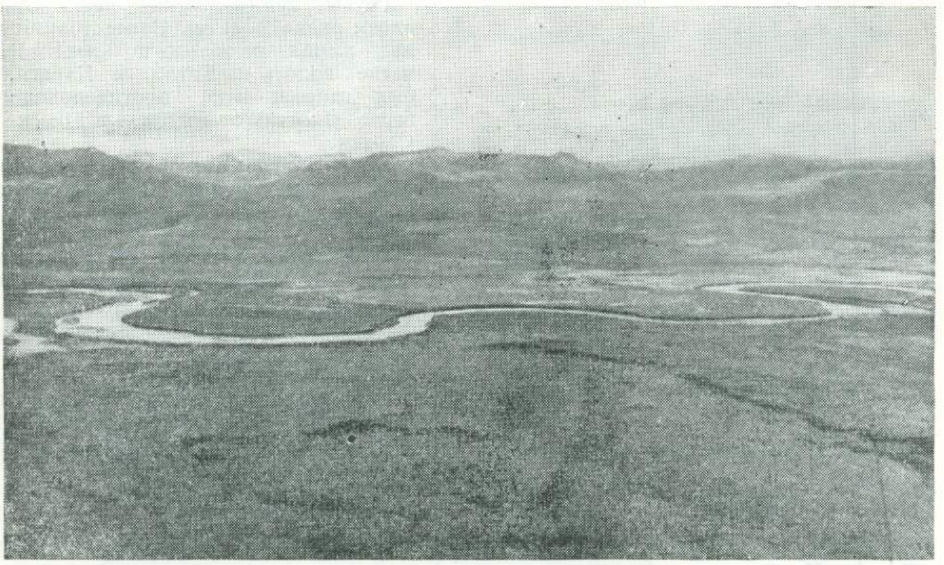


Рис. 12. Долина р. Камчатки на широте сопки Ключевской. Вдали Срединный хребет.

Центрально-Камчатская низменность) и зона чередования низменностей с расчлененными нагорьями полуостровов соответственно отвечают Западно-Камчатскому, Центрально-Камчатскому и Восточно-Камчатскому прогибам. Срединный хребет соответствует Курило-Камчатской зоне поднятий и глубинному разлому, ограничивающему эту зону с востока. Восточный хребет соответствует Восточно-Камчатской зоне поднятий, а зоны современных вулканов — разломам, ограничивающим эту зону поднятий с запада и востока.

На Камчатке имеется более 200 рек. Наиболее крупной является р. Камчатка, протекающая в центре полуострова с юго-запада на северо-восток; длина ее около 650 *км* (рис. 12).

Большинство рек по отношению к полуострову имеет поперечное направление, впадая в Охотское море или в Тихий океан. Истоки этих рек находятся на Срединном и Восточном хребтах. Длина большинства рек не превышает 150 *км*.

На Камчатке имеется большое количество озер, многие из которых вулканического происхождения.

Вся территория Камчатки и южная часть Корякского нагорья в административном отношении относятся к Камчатской области РСФСР.

276

ИСТОРИЯ НЕФТЕПОИСКОВЫХ РАБОТ И СТЕПЕНЬ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Перспективы нефтегазоносности Камчатки связываются с его восточным и западным побережьями, а также с бассейном р. Камчатки. Поисково-разведочные работы на нефть были сосредоточены на восточном побережье вблизи Кроноцкого полуострова (поэтому весь этот район обычно именуется Кроноцким) и на западном побережье в Тигильском районе. В последнее время нефтепоисковые работы проводятся на западном побережье а также в Большерецком районе, расположенном южнее Тигильского.

Нефтепоисковые работы на Камчатке начаты в 1923 г., после того как был обнаружен выход нефти в верховье р. Богачевки на восточном побережье полуострова. Наличие этого выхода было проверено и подтверждено геологической экспедицией, возглавляемой П. И. Полевым.

До 1949 г. работы проводились рядом геологических ведомств (Дальгеолкомом, Нефтяным научно-исследовательским институтом, объединением Дальнефть и др.) и были направлены на изучение главным образом общих вопросов геологического строения и нефтеносности территории полуострова. В результате маршрутно-геологических исследований были созданы первые стратиграфические схемы для отдельных районов западного и восточного побережий. В незначительном объеме были проведены площадные геологические съемки (шесть партий) и электроразведка (две партии) по изучению строения отдельных антиклинальных структур.

В 1934 г. объединением Дальнефть была организована контора Камчатнефтеразведка, которая проводила буровые работы в небольшом объеме. В 1935—1939 гг. эта контора, базировавшаяся на Воямпольской площади (западное побережье), пробурила три колонковые скважины на трех структурах (по одной на каждой структуре) с общим объемом бурения 2050 *м*. В 1940 г. в сводовой части Воямпольской структуры было начато бурение глубокой роторной скважины, в 1941 г. при забое 920 *м* бурение ее было прекращено, а контора ликвидирована.

Примерно в это же время (1940 г.) объединением Дальнефть была создана Богачевская буровая партия, начавшая структурно-картировочное бурение на Богачевской площади (восточное побережье Камчатки). До 1949 г. здесь пробурено 19 скважин общим объемом 6687 *м*. В 1947—1948 гг. еще до получения результатов структурного бурения на Богачевской площади объединением Дальнефть была заложена глубокая разведочная скважина, впоследствии переведенная в категорию опорных.

В 1948 г. нефтепоисковые работы на Камчатке были переданы в ведение Главнефтегеологии Министерства геологии, создавшей контору Камчатнефтегеология. На эту контору было возложено проведение геологоразведочных работ на нефть и газ на полуострове Камчатка. За период с 1948 по 1951 г. на Богачевской площади контора продолжала структурно-картировочное

бурение и бурение глубокой роторной скв. Р-1 и начала бурение на той же площади разведочной скв. Р-2; в небольшом объеме проводились в Кроноцком районе геологосъемочные работы (четыре партии), а также было начато бурение опорной роторной скв. Р-1 на Воямпольской площади (Тигильский район).

В 1951 г. было создано Камчатское геологическое управление, объединившее контору Камчатнефтегеология и работавшую на Камчатке стационарную геологопоисковую экспедицию Дальневосточного геологического управления. За три года это управление еще шире развернуло поисково-разведочные работы на нефть и газ. На Богачевской площади было продолжено структурно-картировочное бурение, пробурена разведочная скв. Р-3 и начато бурение скв. Р-4. Помимо этого, на Воямпольской и Хромовской площадях было начато структурно-картировочное бурение; на Воямпольской площади начато бурение двух глубоких разведочных скв. Р-2 и Р-3. За этот период геологосъемочные работы различных масштабов провели семь партий, тематические работы — пять партий, газосъемочные, по проверке заявок на нефть и другие работы — пять партий.

В 1953 г. управление было передано в систему Главнефтегазразведки Министерства нефтяной промышленности.

В июне 1954 г. все буровые работы на Богачевской площади были законсервированы; на Воямпольской и Хромовской площадях предстояло закончить структурно-картировочное бурение и, кроме того, добурить разведочные скв. Р-2 и Р-3 на Воямпольской структуре.

В конце 1954 г. нефтепоисковые работы были переданы Камчатской комплексной геологоразведочной экспедиции (ККГРЭ), входящей в состав треста Востсибнефтегеология (г. Иркутск).

В течение 1955—1957 гг. эта экспедиция закончила буровые работы на Воямпольской и Хромовской площадях, возобновила и завершила структурное бурение на Богачевской антиклинали, пробурила разведочную скв. Р-6 в присводовой части этой структуры и начала структурно-картировочное бурение на площади Двухлагерной; кроме того, экспедицией осуществлялись геологосъемочные (семь партий) и тематические работы (две партии).

В конце 1957 г. вся геологическая служба на Камчатке была вновь объединена Камчатским районным геологоразведочным управлением, которое входило в состав Северо-Восточного Геологического управления (СВГУ в г. Магадане).

С 1949 г. геофизические исследования осуществлялись Камчатской геофизической экспедицией, которая в 1957 г. вошла в состав Камчатского РайГРУ.

В настоящей работе в основном освещаются история и состояние геолого-геофизической изученности в период с 1949 по 1959 г.

Более ранние исследования изложены в монографиях Б. Ф. Дьякова и М. Ф. Двали (1955 г.).

Следует отметить, что основные объемы геологопоисковых и разведочных работ на нефть на Камчатке относятся к последнему десятилетию.

С целью поисков нефтяных и газовых месторождений на Камчатке были проведены геологосъемочные и геофизические исследования, включающие гравиметрию, электроразведку и сейсморазведку, а также структурное и поисковоразведочное бурение. Эти работы были проведены Западным геофизическим трестом Главгеологии РСФСР.

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ РАБОТЫ

Камчатская область является одной из наименее изученных в геологическом отношении территорий СССР. По состоянию на 1/I 1959 г. около 84% ее площади покрыто геологической съемкой различных масштабов. Основ-

ной объем площадных геологосъемочных работ был выполнен после 1950 г., т. е. после организации на Камчатке местной геологической службы.

Как уже указывалось выше, нефтепоисковые работы на Камчатке были начаты после того, как был обнаружен в 1921 г. выход нефти в верховье р. Богачевки. С 1921 по 1949 г. геологическое картирование специально для нужд нефтяной геологии проводилось в крайне незначительном объеме. Площадные геологосъемочные работы выполнялись силами шести партий с целью картирования Воямпольской, Какертской, Точилинской и Хромовской структур на западном и Богачевской структуры на восточном побережьях Камчатки. Кроме того, в значительном объеме проводились маршрутные съемки, охватившие почти всю территорию Камчатки. Эти работы осуществлялись в основном ВНИГРИ геологами Б. А. Алферовым, Л. А. Гречишкиным, М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьяковым, Н. М. Маркиным, И. Б. Плешаковым, О. С. Вяловым, В. Н. Винюковым и другими, а также Б. М. Штемпелем (бывш. Дальгеолком) и В. Г. Марковым (бывш. объединение Дальнефть, в настоящее время Сахалиннефть).

С 1949 г. площадные геологические съемки для обоснования нефтепоисковых работ производились исключительно силами местного геологического учреждения, имевшего на разных этапах различные наименования — контора Камчатнефтегеология, Нефтепоисковая комплексная экспедиция и Геологическое управление. Эти работы по-прежнему сосредоточивались в двух геологических регионах — Кроноцком (восточное побережье) и Тигильском (западное побережье); с 1956 г. работы проводятся и в Большерецком регионе (западное побережье). Геологическая съемка выполнялась ежегодно силами одной-трех партий; всего за прошедшее десятилетие во всех трех районах работали 20 геологосъемочных партий, в том числе в Кроноцком — 6, в Тигильском — 12 и в Большерецком — 2.

В результате осуществления геологосъемочных и тематических работ составлены геологические карты Кроноцкого и Тигильского нефтеперспективных районов, а также по ряду участков других районов. Закартировано в крупном масштабе девять структур, в том числе на восточном побережье Богачевская, Конусная и Ольгинская и на западном побережье Воямпольская, Хромовская, Россошинская, Какертская, Точилинская и Гаванская. Кроме того, выявлено и частично закартировано в различных масштабах около 100 структур, описание которых приводится в разделе тектоника.

Большие работы по геологическому картированию на Камчатке с уклоном на изучение гидрогеологии и инженерной геологии проводятся в настоящее время.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

В 1959 г. Камчатским районным геологическим управлением составлена обзорная геологическая карта Камчатки масштаба 1 : 2000000, имеющая большое значение для планирования поисково-разведочных работ и дальнейшего изучения этого региона (рис. 13).

С 1949 г. на территории Камчатского полуострова проводятся геофизические исследования методами гравиметрии, магнитометрии, электрометрии и сейсмометрии. До этого времени были выполнены незначительный объем электроразведочных работ НГРИ и магнитная съемка Главным управлением геодезии и картографии.

С 1949 г. геофизические работы проводили Восточно-Камчатская и Западно-Камчатская экспедиции Центрального Союзного геофизического треста Министерства геологии. В 1953 г. указанные экспедиции были объединены и переданы в контору Спецнефтегеофизика б. Министерства нефтяной

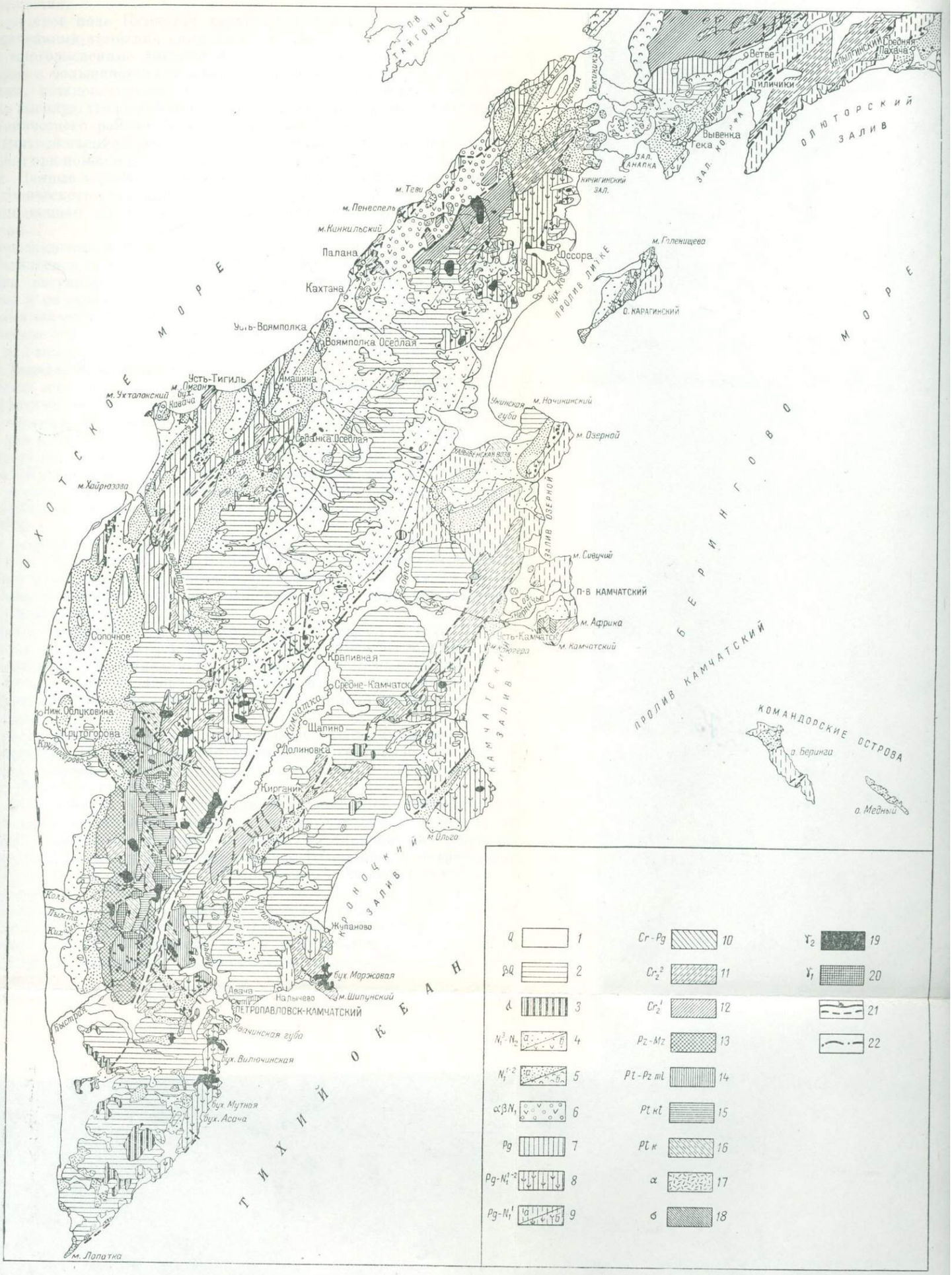


Рис. 13. Геологическая карта п-ова Камчатки.

(Составили Г. М. Власов и В. А. Ярмолюк по материалам Дальневосточного геологического управления, геологического управления № 5, Северо-восточного геологического управления, Нефтяного научно-исследовательского института АН СССР, 1959 г.).

1 — четвертичные осадочные отложения; *2* — четвертичные андезиты и базальты, их туфы; *3* — кайнозойские липаритовые и дацитовые пемзы; *4* — верхний миоцен — плиоцен: *а* — кавранская (седанкинская) серия (песчаники, конгломераты, туфы, диатомиты), *б* — алнейская вулканогенная серия (андезиты, дациты, игнимбриты, туфы, туфогенные песчаники); *5* — нижний и средний миоцен, воямпольская серия: *а* — песчаники, туфогенные алевролиты и аргиллиты, опоки, туфодиатомиты, местами угли, *б* — андезито-дациты, дациты, липариты; *6* — миоценовые андезиты, базальты и их туфы; *7* — палеоген, Хулгунская, тигильская и ковачинская серии (конгломераты, песчаники, алевролиты, местами угли); *8* — палеоген — нижний и средний миоцен, анавгайская вулканогенная серия (андезиты, андезито-базальты, туфы, туфогенные песчаники); *9* — палеоген — нижний миоцен, богачевская серия: *а* — туфогенные песчаники и алевролиты, туфы, мергели, *б* — базальты, андезиты, туфы, туфогенно-кремнистые породы; *10* — верхний мел или палеоцен, кирганикская серия (андезитовые и базальтовые порфириты, туфобрекчии, тонкослоистые пепловые туфы, туфогенные песчаники и алевролиты); *11* — верхний мел, сенон ирунейская вулканогенно-кремнистая серия (андезитовые и базальтовые порфириты, туфы, кремнистые сланцы); *12* — верхний мел, сеноман — турон, омгонская (лесновская) серия (песчаники, алевролиты, аргиллиты); *13* — палеозой или мезозой (?), кихчикская серия (песчаники, сланцеватые алевролиты и аргиллиты, порфириты); *14* — протерозой или палеозой (?), малкинская серия (филлиты, слюдяные сланцы, зеленокаменные порфириты); *15* — протерозой (?), камчатская серия (кристаллические сланцы: слюдяные, амфиболовые, хлоритовые, кварцево-глиноцоизитовые и др.); *16* — протерозой (?), колпаковская серия (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты); *17* — кайнозойские субвулканические интрузии и экструзии (липариты, дациты, роговообманковые андезиты); *18* — верхнемеловые и палеогеновые ультраосновные интрузии (пироксениты, дуниты, перидотиты и др.); *19* — верхнемеловые и третичные интрузии (граниты, граноцпориты, диориты и диоритовые порфириты, габбро-диориты, сиениты, монцониты); *20* — допалеозойские и палеозойские интрузии (гранито-гнейсы, микроклиновые граниты, двуслюдяные граниты); *21* — тектонические разрывы установленные и предполагаемые; *22* — тектонические разрывы, скрытые под четвертичными отложениями.

Заказ 825.

промышленности. В конце 1957 г. геофизическая экспедиция влилась в состав нефтяной экспедиции Камчатского РайГРУ Северо-Восточного геологического управления.

Гравитационное поле Камчатки характеризуется в основном положительными значениями аномалии силы тяжести. На площадях съемки четко выделяются многочисленные локальные максимумы и минимумы силы тяжести, которые в большинстве случаев в плане совпадают со структурными осложнениями, установленными геологосъемочными работами. Этот факт указывает на высокую геологическую эффективность гравиметрических работ для геотектонического районирования Камчатки.

Аэромагнитной съемкой, выполненной Западным геофизическим трестом (г. Ленинград) при помощи прибора АСМГ-25, покрыта почти вся территория полуострова. Данные аэромагнитной съемки также имеют большое значение для геотектонического районирования Камчатки. Наземная магнитная съемка, выполненная на площадях гравиметрических работ, оказалась неэффективной.

Электроразведочные работы методом ВЭЗ проводились в основном в Кроноцком и Тигильском районах. Выполненные работы не дали значительных геологических результатов, не установили характеристику геоэлектрического разреза и не выяснили возможности метода для изучения геологического строения осадочной толщи. Вместе с тем полученные материалы дают полное основание считать, что мезозойские породы являются опорным горизонтом как для метода ВЭЗ, так и для метода теллурических токов на всей территории Западно-Камчатского прогиба.

Кроноцкая сейсмическая партия, организация которой была начата в 1950 г., фактически приступила к опытным работам только в 1953 г. Не решив поставленных задач, эта партия в 1954 г. была направлена в Тигильский район для работы на Воямпольской площади. Таким образом, возможность картирования геологических структур методами отраженных и преломленных волн в Кроноцком районе до сих пор не выяснена, хотя и установлено наличие в разрезе третичных отложений нескольких преломляющихся границ. Возобновились сейсмические исследования в Кроноцком районе только в 1959 г.

Период опытных сейсморазведочных работ на Воямпольской площади продолжался до 1956 г., и только в 1956—1957 гг. здесь получены положительные результаты по методу отраженных волн. За зиму 1956—1957 г. Воямпольская площадь освещена методом отраженных волн редкой сетью профилей с общей протяженностью 98 *км*.

Результаты сейсморазведки позволили сделать вывод о том, что ось Воямпольского поднятия по глубоким горизонтам смещена примерно на 1,5 *км* относительно оси поднятия по верхним горизонтам; сводовая часть структуры по глубоким горизонтам находится в 4—5 *км* северо-восточнее от пробуренных скважин, которые оказались расположенными на далеком погружении.

Несмотря на небольшой объем выполненных работ, имеющиеся материалы показывают, что на Камчатке комплексом геофизических съемок будут, видимо, успешно решаться задачи геологического картирования и изучения глубинного строения.

Кроме геофизических работ выполнялись промыслово-геофизические и газокаротажные исследования в поисково-разведочных и структурно-картировочных скважинах. В поисково-разведочных скважинах проводились газокаротаж, стандартный электрокаротаж, БКЗ, кавернометрия, термометрия, ПС и ГК, а в структурно-картировочных скважинах — стандартный электрокаротаж, ПС и ГК.

Неудовлетворительная корреляция разрезов скважин в Богачевском районе (на восточном побережье Камчатки) объясняется, видимо, не только особенностями разреза отложений, но и неотработанностью методики электрометрических измерений применительно к конкретным условиям.

Значительно лучше коррелируются разрезы на площадях западного побережья Камчатки.

По геофизическим работам на Камчатке отмечаются следующие недостатки.

1. Отсутствие региональных работ с целью изучения общего геологического строения. Гравимагнитные и электроразведочные работы проводились на разрозненных небольших площадях, что резко ухудшило геологическую эффективность этих работ.

2. Отставание геофизических работ, вследствие чего в бурение вводились объекты, не изученные геофизическими методами.

3. Отсутствие должной увязки геофизических работ с геологическими; геофизические исследования планировались зачастую в отрыве от плана геологических работ.

СТРУКТУРНОЕ БУРЕНИЕ

Структурное бурение проводилось на четырех площадях — Богачевской и Двухлагерной в Кроноцком районе, Воямпольской и Хромовской в Тигильском районе. Профильное бурение проводилось в небольшом объеме на трех площадях — в бухте Ольга (три скважины), в Кроноцкой низменности (четыре скважины) и по профилю между площадями Богачевской и Двухлагерной (24 скважины). Кроме того, одна структурная скважина глубиной 528 *м* пробурена на Точилинской площади (западное побережье).

Объемы колонкового бурения на 1/I 1959 г. приведены в табл. 2.

Таблица 2

Площади и районы бурения	Число пробуренных скважин	Средняя глубина скважины, *м*	Общий объем колонкового бурения, *м*
Богачевская	88	450—500	36 313
Двухлагерная	10	500	4 655
Профиль Богачевская — Двухлагерная	24	450—500	11 500
Кроноцкий профиль . .	4	320—600	1 558
Ольгинский » . .	3	300—450	1 197
Воямпольская	24	450—550	12 201
Хромовская	33	400—550	15 536
Итого . . .	186	—	82 966

Выход керна по всем площадям, находившимся в бурении, в среднем составляет 65—70%. Средняя фактическая стоимость 1 *м* колонкового бурения около 750 руб.

Ниже изложены краткие результаты структурного бурения по отдельным районам.

КРОНОЦКИЙ РАЙОН

Богачевская площадь. Структурно-картировочное бурение на Богачевской площади начато в 1941 г. по проекту, составленному М. Ф. Двали, предполагавшему развитие здесь мелкой складчатости меридионального простирания. Работы были направлены на изучение так называемой Центральной структуры, расположенной в районе выхода нефти.

Запроектированные девять скважин располагались по трем профилям с расстоянием между скважинами до 500 *м*. Проектные глубины шести скважин составили 300 *м* и трех скважин 500 *м*; фактически только одна скважина была пробурена до 495 *м*, глубины остальных скважин соста-

вили 200—450 *м*. В результате бурения этих скважин материалов для структурных построений не получили, так как разрезы их между собой не увязывались.

В 1946 г. после бурения дополнительных семи скважин геолог Дальнефти В. Г. Макаров попытался построить структурную карту Центральной антиклинали по выделенному им условному горизонту «песчаников с фауной» (песчаники с очень мелкими обломками фауны), вскрытому шестью скважинами. Изогипсы этой схематической структурной карты показали северо-восточное простирание Центральной структуры с осью, проходящей через устье Сернистого оврага; (в районе скв. Р-1). Однако при последующем бурении еще восьми скважин указанный горизонт вскрыли только три скважины.

В 1950 г., когда изучение Центральной структуры не дало положительных результатов, было запроектировано бурение на других структурах Богачевской площади (согласно представлениям М. Ф. Двали) — Красного оврага и Большого оврага; тогда же были пробурены три скважины по небольшому профилю в бухте Ольга.

При разработке проекта структурного бурения на Богачевской площади на 1951—1952 гг. (Л. П. Грязнов) за основу были приняты структурные построения В. Г. Макарова. Вкрест северо-восточного простирания Центральной структуры был проложен профиль структурных скважин глубиной 500 *м* с расстоянием между ними 100—110 *м*.

В 1951 г. одновременно с бурением на Богачевской площади была проведена детальная геологическая съемка с большим объемом горных работ. Совокупность полученных материалов позволила расчленить разрез третичных отложений на ряд горизонтов, один из которых (песчаный) был принят в качестве маркирующего при сопоставлении разрезов по Центральному профилю.

В результате выполненных работ установлено, что Центральная антиклиналь, на которой до этого времени был сконцентрирован весь объем буровых работ, не является самостоятельной структурой, а представляет собой осложнение на северо-западном крыле крупной антиклинали (Восточной, впоследствии названной Богачевской). Свод структуры намечался в районе Третьего оврага (скв. 28, 29, 30), примерно в 1,5 *км* к юго-востоку от скв. Р-1, однако юго-восточное крыло твердо установлено не было. В 1953—1954 гг. структурным бурением как на Центральном профиле, так и на Богачевском и Трухинском профилях, расположенных южнее, указанное положение свода не подтвердилось, оказалось, что он расположен юго-восточнее в районе устья р. Трухинки (примерно в 3 *км* от скв. Р-1).

Чтобы избежать черезмерного сгущения сети скважин, при разбуривании Трухинского профиля была принята методика попарного бурения. При этом расстояние между структурными скважинами в парах по-прежнему оставалось 100—110 *м*, а между парами на профиле увеличилось до 500 *м*.

В июле 1954 г., после того как по указанию Главнефтеразведки структурное бурение на Богачевской площади было прекращено, слабо изученными остались юго-восточное крыло структуры (определялось только двумя парами скважин) и юго-западная периклиналь. Эти работы были закончены в 1956—1957 гг.

За период с 1941 по 1957 г. на Богачевской площади пробурено 88 структурных скважин общим объемом 36313 *м*.

В результате проведенных работ (структурно-картировочное и глубокое разведочное бурение, детальная геологическая съемка) была построена структурная карта Богачевской антиклинали (рис. 14).

Необходимо отметить, что сопоставление разрезов скважин производилось в основном по электрокаротажным диаграммам, так как литологические реперы отсутствовали (помимо мощной пачки песчаного горизонта, имеющей ограниченное распространение, преимущественно по Центральному профилю). Однако в ряде случаев надежной увязки разрезов не достигли и этим методом.

В процессе бурения колонковых скважин были зафиксированы многочисленные эффектные нефтегазопроявления и притоки вод. Некоторые скважины газируют более 10 лет.

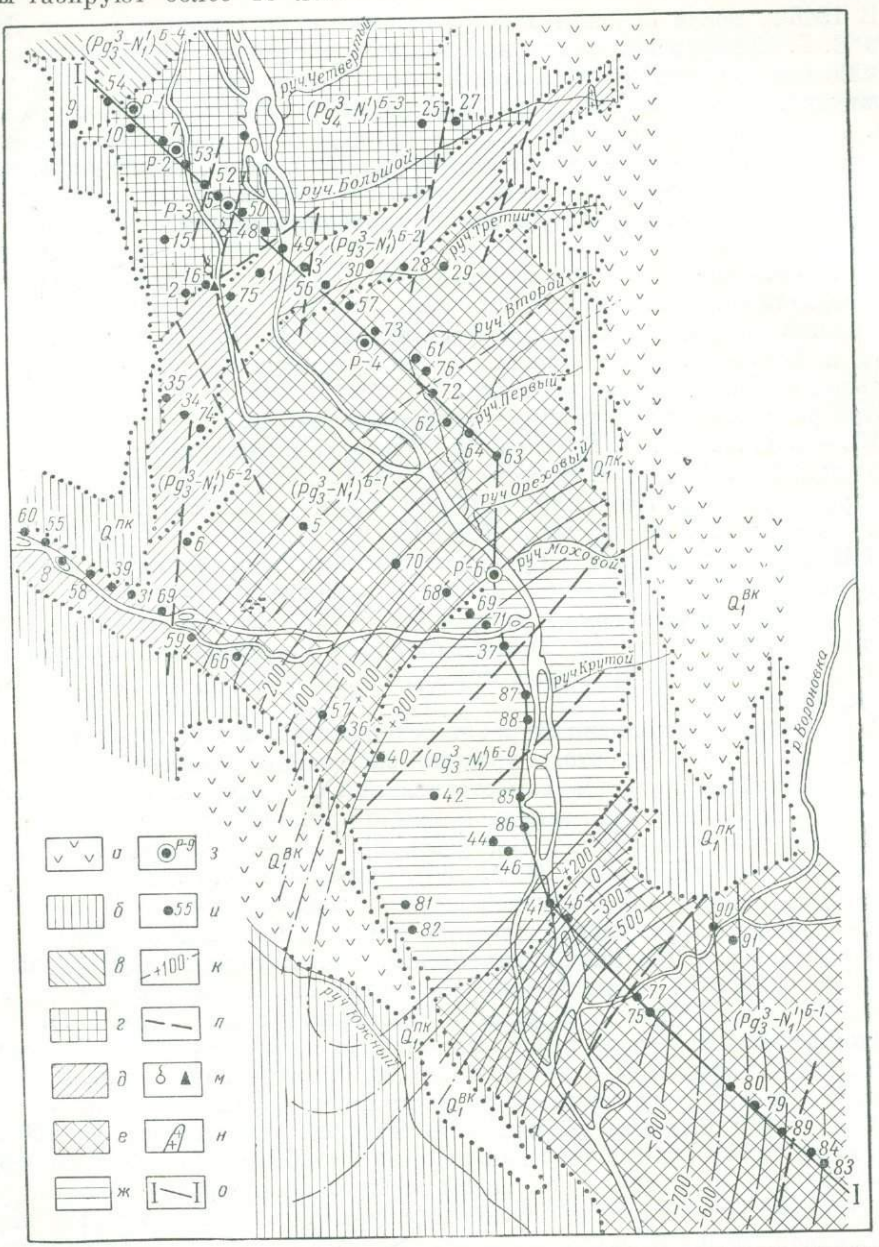


Рис. 14. Богачевская площадь. Структурная карта по кровле опорного горизонта Н (песчано-конгломератовый горизонт Богачевской серии). Составил Л. П. Грязнов, 1958 г.

а — древнечетвертичные лаво-туфовые образования (вулканогенная свита); *б* — древнечетвертичные песчано-конгломератовые отложения (конгломератовая свита); *в* — горизонт зеленых аргиллитов; *г* — алевролитовый горизонт; *д* — песчаный горизонт; *е* — песчано-аргиллитовый горизонт; *ж* — песчано-конгломератовый горизонт; *з* — пробуренные роторные скважины; *и* — колонковые скважины; *к* — изогипсы структурной карты; *л* — дизъюнктивные нарушения; *м* — выходы нефти и газа на поверхность; *н* — дайки эффузивных пород; *о* — линия профиля.

Дебит притока вод по отдельным скважинам достигал 7,5—9 *м³/сутки*, а в скв. 72—2120 *м³/сутки*.

Двухлагерная площадь. Антиклинальная структура в районе ручья Двухлагерного (левый приток Богачевки в среднем ее течении) намечалась

по данным маршрутных и площадных геологосъемочных работ. Чрезвычайно слабая обнаженность третичных пород и значительная мощность наносов в районе не позволили уточнить местоположение сводовой части и оси структуры. В связи с этим, а также для увязки стратиграфических разрезов в 1957—1958 гг. был пробурен связующий профиль скважин от Богачевской структуры к Двухлагерной.

Протяженность профиля 13 *км*. Скважины закладывались попарно, с расстоянием между парами 1—2 *км*, между скважинами в паре 100 *м*. Всего по профилю пробурено 24 скважины общим объемом 11500 *м*.

Профильным бурением установлено изменение характера разреза третичных отложений к югу от Богачевской площади. Примерно в 15 *км* от свода Богачевской структуры скважинами вскрыты породы более светлого облика и менее метаморфизованные, чем породы, развитые на Богачевской площади.

Сопоставление данных колонкового бурения с материалами электропрофилирования и гравиразведки, позволяет предположить здесь наличие крупного дизъюнктивного нарушения, по которому отложения нижних горизонтов нижнебогачевской свиты контактируют с более молодыми.

В 1958 г. на площади предполагаемой Двухлагерной структуры пробурено 10 скважин глубиной по 500 *м*. В ряде скважин, зафиксированы нефтепроявления в виде примазок жидкой нефти в керне и нефтяных пленок на поверхности глинистого раствора; в некоторых скважинах встречены притоки минерализованных вод. Как показали результаты бурения, по всему вскрытому разрезу маркирующие горизонты отсутствуют. Корреляция разрезов скважин по электрокаротажным диаграммам в ряде случаев не дает однозначного решения. В силу этих обстоятельств надежных структурных представлений о Двухлагерной площади до сего времени не получено.

Ольгинский профиль. Профиль пробурен в 1950 г. на побережье бухты Ольга, в районе устьев рек Татьяны и Половинки. Этот профиль пробурен с целью выявления структуры, которая намечалась В. И. Зайцевым (1949 г.) по антиклинальным перегибам в нижнем течении рек Татьяны и Ольги.

Длина профиля 6,5 *км*, на нем пробурены три скважины глубиной 300—350 *м*. Общий объем бурения по профилям составил 1197 *м*. Сопоставление разрезов этих скважин в совокупности с наблюдениями по естественным обнажениям позволило схематично наметить крупный антиклинальный перегиб с широким (более 5,5 *км*) пологим сводом.

Кроноцкий профиль. Кроноцкий профиль буровых скважин заложен в 1951 г. в пределах Кроноцкой прибрежной равнины с целью выяснения геологического строения этого участка и в первую очередь тектоники.

Обширная площадь равнины выгодно отличается от других участков района физико-географическими условиями, однако, она покрыта мощным покровом четвертичных осадков, что исключало возможность изучения строения ее обычными методами геологической съемки. В то же время по ряду общегеологических предпосылок Кроноцкая прибрежная равнина представлялась весьма перспективной с точки зрения поисков нефти. Эти обстоятельства и послужили основанием для проведения здесь колонкового бурения.

Проектом работ предусматривалась протяженность профиля 9—10 *км* с размещением на нем 22 скважин глубиной по 500 *м*. Фактически пробурены только две скважины и начаты бурением еще две; из двух последних одна прошла по третичным отложениям всего 19 *м*, а вторая остановлена в четвертичных породах. Общий объем буровых работ составил 1558 *м*.

В дальнейшем бурение было прекращено из-за большой мощности наносов (свыше 300 *м*), что сильно влияло на эффективность колонкового бурения.

Кроме того, проведенными на Кроноцкой равнине гравиметрическими исследованиями была выявлена аномалия в районе горы Круглой. Поэтому колонковое бурение было направлено на проверку природы этой аномалии.

В результате выполненного объема профильного бурения установлено развитие здесь под покровом четвертичных образований отложений нижнего и среднего миоцена. Сопоставление разрезов скважин по электрокаротажу показало моноклинальное залегание пород с падением слоев на юго-восток.

Анализ результатов структурного бурения на Богачевской площади и в районе ручья Двухлагерного приводит к выводу о том, что этот метод, успешно решая задачи геологического картирования, только частично применим для структурной съемки. Сложность тектонического строения, однообразный литологический состав отложений и отсутствие ясно выраженных маркирующих горизонтов в разрезах, в частности богачевской и ольгинской серий, обычно затрудняют уверенную корреляцию разрезов скважин, в ряде случаев даже близко расположенных друг от друга.

ТИГИЛЬСКИЙ РАЙОН

Воямпольская площадь. Структурно-картировочное бурение на этой площади проводилось в 1953—1955 г. Всего здесь пробурено 23 скважины общим объемом 11149 *м*. Выполненными работами подтверждено строение Воямпольской антиклинали, установленное геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 (Б. Ф. Дьяков, 1934 г.), и несколько уточнено положение свода структуры по поверхностным горизонтам.

Проведенный впоследствии (1956—1957 гг.) незначительный объем сейсморазведочных работ на площади подтвердил структурные построения по верхним горизонтам и установил несоответствие структурных планов по отложениям ковачинской и тигильской серий, а также между тигильской серией и хулгунской свитой. Свод антиклинальной структуры по отложениям глубоких горизонтов смещен к северо-востоку на 4—5 *км*.

Эффективных признаков нефтеносности в процессе бурения не наблюдалось. В некоторых скважинах зафиксированы слабое газирование глинистого раствора и битуминозный запах в керне (подробно нефтегазопроявления см. в разделе «Нефтегазоносность»).

Хромовская площадь. На Хромовской площади структурное бурение проведено в 1952—1956 гг.

В результате выполненных объемов бурения (32 скважины общим объемом 15069 *м*) уточнена стратиграфия разреза третичных отложений и детализировано строение структуры.

Анализ фаунистических и литологических материалов позволил установить, что свод структуры сложен отложениями низов ковачинской серии, а не тигильской, как это представлялось ранее; кровле тигильской серии соответствует так называемый второй опорный горизонт. По этому горизонту и была построена структурная карта Хромовской площади, описание которой приведено в разделе «Тектоника».

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЕ РАБОТЫ

Научно-исследовательские работы, связанные с поисками нефтяных месторождений на Камчатке, были начаты ВНИГРИ в 1930 г.

Нефтяной институт свои работы начал с маршрутных съемок, охвативших почти всю территорию Камчатки, а затем проводил также и детальное картирование отдельных открытых нефтеперспективных структур с целью подготовки их к разведке. Обработка собранных материалов сопровождалась специальными литологическими работами небольшого объема, составлением монографий по фауне отдельных стратиграфических подразделений (И. Г. Хоменко, В. С. Слодкевич, А. П. Ильина, Л. В. Криштофович, Е. В. Ливеровская, И. Г. Пронина, А. И. Пояркова, Э. Н. Кара-Мурза и др.) и одной сводной работы по микрофауне (Н. А. Волошинова). Систематический сбор и обработка микрофауны и микрофлоры не производились.

Деятельность ВНИГРИ на Камчатке в период 30-х годов была весьма продуктивной. Были выяснены основные черты геологии полуострова, даны стратиграфические разрезы третичных и мезозойских отложений, установлены нефтепроявления в палеогеновых и миоценовых породах западной Камчатки, а также в верхнемеловых отложениях на восточном берегу Пенжинской губы. Б. Ф. Дьяковым и другими сотрудниками НИГРИ была разработана стратиграфия третичных отложений для Тигильского района, которая до настоящего времени не претерпела значительных изменений и лишь дополнена при последующих исследованиях. Итоги работ были опубликованы в трудах ВНИГРИ. Составлено несколько вариантов карт перспектив нефтеносности Камчатки.

И. Б. Плешаковым были выполнены сводные работы: «Сопоставление третичных отложений Сахалино-Камчатской области» и «Фазы Альпийской складчатости Сахалино-Камчатской области». В первой работе выделяются общие для Сахалина и Камчатки главные циклы осадконакопления, эпохи нефтеобразования, углеобразования и вулканизма. Благодаря этой работе при рассмотрении геологии третичных отложений Камчатки, в частности перспективности их в отношении нефти, можно использовать сведения об аналогах этих отложений на Сахалине, где они лучше изучены. Во второй работе И. Б. Плешаков выделил пять главных фаз Альпийской складчатости, проявившихся на Сахалине и Камчатке, из которых четыре подтверждены последующими исследованиями.

В 1936—1940 гг. научно-исследовательские работы на Камчатке проводились комплексной экспедицией АН СССР. Работы этой экспедиции были направлены в основном на изучение петрографии магматических пород, а также стратиграфии древних метаморфических и более молодых образований.

На основании обобщенных материалов, полученных ВНИГРИ и АН СССР, была составлена обзорная геологическая карта Камчатки. В объяснительной записке к ней коротко, но четко охарактеризованы основные стратиграфические подразделения.

С 1940 г. работы ВНИГРИ на Камчатке были свернуты и не возобновлялись до 1954 г. В 1955 г. ВНИГРИ опубликовало монографии по геологии и нефтеносности западного (Б. Ф. Дьяков) и восточного (М. Ф. Двали) побережий Камчатки. В этих работах подведен итог по изучению Камчатки в нефтегазоносном отношении за период 1946—1947 гг.

С 1954 г. ВНИГРИ возобновил на Камчатке систематические стратиграфические исследования. Были организованы две экспедиции: Западно-Камчатская (Н. М. Маркин) и Восточно-Камчатская (И. Б. Плешаков). В 1957 г. обе экспедиции завершили однотипные темы: Геологическое строение и перспективы нефтеносности Тигильского района на западном побережье и Кроноцкого района на восточном побережье полуострова.

ВНИГРИ произведен подсчет прогнозных запасов нефти Камчатки, а также совместно с нефтяной экспедицией Камчатского РайГРУ и ВНИИгеофизикой разработан план геологоразведочных работ на нефть на семилетие (1959—1965 гг.). Следует отметить, что хотя в разработке этих вопросов и достигнуты некоторые успехи, однако стратиграфия отложений разработана еще недостаточно. До сих пор нет надежно обоснованного сопоставления разрезов отложений обоих побережий Камчатки. Кроме того, в процессе тематических исследований, которые за весь рассматриваемый промежуток времени в основном осуществлялись ВНИГРИ, мало уделялось внимания изучению региональной тектоники, коллекторских свойств пород, а также научному обоснованию объектов разведки.

Недостаточно было уделено внимания выявлению структурных несогласий в третичных толщах как западного, так и восточного побережий Камчатки. Напластование третичных пород от палеогена до среднемиоценовых включительно большинством сотрудников ВНИГРИ считалось согласным, хотя И. Б. Плешаков и указывал на противоречащие этому факты. В связи

с этим при проектировании нефтяных работ почти вся толща третичных пород рассматривалась как единый структурный этаж и лишь в самые последние годы факты о размывах и несогласиях внутри третичных толщ заставили изменить это мнение.

Недостаточно развивались исследования микрофауны (фораминиферы) и микрофлоры (спорово-пыльцевой и диатомовый анализы).

В последние годы ВНИГРИ недостаточно внимания уделял вопросам тектонического районирования Камчатки и изучению вулканогенных образований, довольно широкое распространение которых в нефтеносных районах является особенностью Камчатского полуострова.

Следует отметить, что научно-исследовательские организации (ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, АН СССР), проводившие исследования на Камчатке, не оказывали местной геологической службе серьезной научно-методической помощи в организации научных работ и лабораторной базы.

В последние годы научно-исследовательские работы на Камчатке осуществляют и другие геологические организации. Так, АН СССР проводит как общегеологические исследования, так и специальные вулканологические работы. В 1957 г. она начала изучать тектонические особенности Камчатки.

Недавно ВСЕГЕИ начал металлогенические и стратиграфические исследования Срединного хребта.

Однако все эти работы не могли восполнить пробел в решении многих актуальных вопросов для нефтяной геологии, которые наиболее плодотворно могут разрабатываться на месте.

По всем отмеченным выше причинам ведущиеся на Камчатке нефтепоисковые работы не имеют сейчас в достаточной мере обоснованной научной базы. Стратиграфические схемы не удовлетворяют запросам нефтяной геологии, особенно для восточных районов Камчатки. Нет достаточно обоснованных фактическим материалом палеогеографических карт для третичного времени. Отсутствует четкое тектоническое районирование полуострова. Недостаточно изучены физические свойства пород, их коллекторские свойства. Мало изучены верхние структурные ярусы возможно нефтеносных пород (неогеновые отложения).

Эти недочеты являются следствием того, что, несмотря на формально длительный период изучения Камчатки с точки зрения оценки перспектив ее нефтегазоносности, фактически объемы проведенных работ незначительны.

Необходимо в ближайшее время значительно увеличить научно-исследовательские и поисково-разведочные работы на нефть, для того чтобы в кратчайший срок решить проблему нефтегазоносности полуострова.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Камчатского полуострова принимают участие отложения довольно широкого стратиграфического диапазона — от протерозоя до современных.

Однако в связи со слабой фаунистической охарактеризованностью разреза достоверно здесь могут быть выделены только верхнемеловые и третичные образования.

Возраст более древних отложений определяется в значительной степени условно, на основе широких региональных сопоставлений с учетом анализа последовательности залегания, взаимоотношений отдельных толщ и степени метаморфизма пород.

Имеющиеся материалы по стратиграфии свидетельствуют о том, что Камчатка пережила сложную историю своего развития, которая сопровождалась в отдельные эпохи накоплением мощных толщ осадочных и вулканогенных образований и перерывами в осадконакоплении на протяжении других эпох. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что в общем мощном стратиграфическом разрезе здесь, по-видимому, полностью отсутствуют отложения среднего и верхнего палеозоя, а также нижнего мезозоя; достоверных фаунистических находок, которые свидетельствовали бы об отложениях этого возраста, пока нигде не установлено.

Характерной особенностью разреза Камчатки является отсутствие в его составе галогенных толщ.

Как уже упоминалось, перспективы нефтеносности Камчатки связываются с осадочными отложениями третичного возраста, которые широко распространены в пределах Западно-Камчатского, Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского прогибов. Описание этих отложений будет дано более детально, раздельно по отдельным нефтеперспективным регионам. Дотретичные и четвертичные отложения, а также вулканогенные образования третичного возраста будут охарактеризованы кратко.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Древнейшие образования в пределах Камчатки распространены незначительно. На дневную поверхность они выходят лишь на небольших площадях в южной части Срединного Камчатского хребта, в хребте Ганальские востряки, на Хавывенской возвышенности у Укинской губы и близ г. Петропавловска.

Общая площадь выходов древних пород составляет около 16 тыс. *км*^{2}.

В разрезе домезозойских отложений выделяются (снизу вверх) колпаковская, камчатская и малкинская серии. Описание серий дается по В. П. Мокроусову.

Колпаковская серия представлена главным образом парагнейсами (биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми и силлиманитовыми), иногда кристаллическими сланцами, амфиболитами, мигматитами и гранитогнейсами.

Силлиманитовые гнейсы приурочены к нижним частям разреза. Породы серии обнажаются лишь в Срединном хребте по рекам Воровской, Колпаковой, Облуковине и др.

По мнению Г. М. Власова, наиболее вероятный возраст серии протерозойский; В. Н. Мокроусов склонен понижать возраст серии до архея. Мощность серии 4000—5000 *м*.

Камчатская серия залегает на нижележащих образованиях с угловым несогласием. Серия представлена преимущественно кристаллическими сланцами и расчленяется на три свиты—шихтинскую, ганальскую и андриановскую.

Шихтинская свита сложена кристаллическими сланцами. Среди них различаются кварцево-клиноциозитовые, кварц-эпидот-роговообманковые, ставролито-гранато-биотит-кварцевые, углисто-слюдистые и ставролито-гранато-слюдистые сланцы. Мощность свиты 2000—2500 *м*.

Ганальская свита распространена только в Ганальском хребте. Свита сложена сланцами, среди которых встречены амфиболовые, плагиоклаз-биотит-амфиболовые и кварц-альбит-амфиболовые. Реже в составе свиты встречаются кварциты. Мощность свиты 1500—2000 *м*.

Андриановская свита представлена полосчатыми сланцами амфибол-кварцевого и амфиболового состава. Мощность свиты 500—800 *м*.

Территориально выходы пород камчатской серии приурочены к верховьям рек Колпаковой и Средней Воровской, к центральным частям Ганальского хребта и Хавывенской возвышенности.

Суммарная мощность серии 4000—5000 *м*. Наиболее вероятный возраст — протерозой.

Малкинская серия на нижележащих породах залегает с угловым несогласием. В верхней и нижней частях она сложена метаморфизованными эффузивами, а в средней — метаморфизованными глинистыми и песчано-глинистыми отложениями. Серия расчленяется на три свиты — стеновую, хейванскую и квахонскую.

Стеновая свита сложена сланцеватыми и массивными актинолит-эпидотовыми и эпидот-хлоритовыми породами, метаморфизованными миндалекаменными породами, альбитовыми порфироидами, а также редкими прослоями филлитов и конгломератов. Мощность свиты 2000—2200 *м*.

В строении хейванской свиты принимают участие филлиты и филлитизированные песчаники, аспидные сланцы и кварциты. Иногда породы содержат скопления тонкораспыленного углистого вещества. В этой части разреза в районах рек Ичи, Облуковины, Крутогоровой и у г. Петропавловска были обнаружены споры *Symlassepharidium tumidulum* T i m., *Bathroligotriletes exasperatus* T i m., *Trachyoligotriletes ninutus* (N a u m.) T i m., *Protoloiesphachacridium serodifore* T i m., *Stenozonooidium strobiliforme* T i m. и др. По мнению Б. Ф. Тимофеева и В. П. Мокроусова, которые изучали эту флору, возраст пород определяется как синийско-кембрийский. Мощность свиты 1500—2000 *м*.

Квахонская свита сложена хлоритовыми, хлорит-эпидотовыми и актинолит-тремолитовыми сланцами, метаморфизованными лавами (хлорит-амфиболовые породы) и рассланцованными основными туфами. Мощность свиты до 500—600 *м*.

Г. М. Власов расчленяет малкинскую серию только на две части — нижнюю преимущественно филлитовую мощностью 1500—2000 *м* и верхнюю, сложенную преимущественно измененными эффузивами и туфами, мощностью 500—600 *м*.

Территориально выходы пород малкинской серии приурочены к склонам Срединного хребта и к Ганальскому хребту. Общая мощность серии 4000—4500 *м*.

Стратиграфическое совещание, проведенное в г. Охе на Сахалине в мае — июне 1959 г., отметив весьма слабую изученность домезозойских образований Камчатки, не сочло возможным принять для них единую схему стратиграфии. По решению совещания были приняты рабочие схемы раздельно для районов Срединного и Ганальского хребтов.

Для Срединного хребта, где разрез домезозойских образований наиболее полный, выделены колпаковская, камчатская и малкинская серии. При этом отмечается, что стратиграфическая последовательность серий и свит определяется довольно надежно, но взаимоотношения между ними во многом условны, а возрастное обоснование ненадежно.

В разрезе Ганальского хребта выделяются ганальская, стеновая и хейванская свиты. Ганальская свита возможно соответствует части отложений камчатской серии, а стеновая и хейванская — малкинской серии Срединного хребта.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мезозойские образования на Камчатке распространены значительно шире, чем древние. По А. Ф. Марченко они представлены двумя сериями: нижней — песчано-сланцевой и верхней — кремнисто-вулканогенной.

В связи с тем, что площади распространения мезозойских пород в северной и южной частях полуострова территориально разобщены между собой, А. Ф. Марченко предлагает для них различные схемы.

В северных районах Камчатки (Паланский, Тигильский, Олюторский и Карагинский) в мезозойских образованиях выделяются лесновская и ирунейская серии.

В южных районах (южная часть Срединного Камчатского хребта, Ганальский и Быстринский хребты, хребет Кумроч, полуострова восточного побережья) выделяются кихчикская и ирунейская серии.

Лесновская серия представлена черными и темно-серыми глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками, среди которых в виде линз присутствуют кремнисто-глинистые породы. Под лесновской серией понимаются лесновская толща Паланского района М. Ф. Двали, пылгинская толща Б. Ф. Дьякова и песчано-сланцевая свита (район залива Корфа) Г. М. Власова. Возможными аналогами лесновской серии являются корякская толща В. А. Ярмолюка и омгонская толща Тигильского района Б. Ф. Дьякова. В последнем случае возраст лесновской серии можно считать как верхнемеловой.

Нижняя граница лесновской серии не установлена. Верхняя граница определяется появлением кремнистых сланцев, принадлежащих к кремнисто-вулканогенной серии отложений верхнемелового возраста. Взаимоотношения между ними не установлены. Лесновская серия плохо изучена, палеонтологически не охарактеризована и возможно включает в себя не только верхнемеловые, но и более древние мезозойские образования. Суммарная мощность серии 5000 *м*.

Кихчикская серия выделяется в южной части Срединного Камчатского хребта. Она представлена главным образом граувакковыми песчаниками и в меньшей степени глинистыми сланцами и алевролитами. В отдельных зонах породы интенсивно метаморфизованы, в песчаниках появляется слюда, а сланцы филлитизированы. Для пород этой серии характерна черная окраска.

Кихчикская серия несомненно является «сборной». Наряду с аналогами лесновской серии в нее включены и более древние (мезозойские и возможно палеозойские) отложения. А. Ф. Марченко в бассейне р. Колпаковой из кихчикской серии выделил мощную пачку преимущественно глинистых пород, в которых обнаружены обломки верхнемеловых иноцерамов. Эта пачка может уверенно параллелизоваться с лесновской серией Северной

Камчатки. Однако выделение это проведено пока еще на очень небольшой площади и в других районах Срединного Камчатского хребта этого сделать не удается. В состав кихчикской серии входят и более древние образования. Так, А. И. Жамойдо на основании определения радиолярий, обнаруженных в разрезе верхов серии в бассейне р. Воровской, определяет возраст пород не древнее триасового, а может быть моложе. Е. А. Андреевой по образцам, собранным из разреза свиты в обнажениях южной части Срединного хребта, описаны верхнедевонские и карбоновые споры *Brachotribetes forcolatus* N a u m., *Loposopotriletes curvatus* N a u m., *Licopodisonotriletes appliostum* L a b c r.

В последнее время (А. И. Шиш, 1959 г.) на южном погружении хребта в бассейне р. Быстрой обнаружены плохо сохранившиеся остатки раковин *Dentalium* sp., которые в разрезах на северо-востоке в отложениях моложе триаса (карнийский ярус) не встречаются.

Определение стратиграфического диапазона и геологических границ кихчикской серии осложняется еще и тем, что в отдельных зонах, главным образом вблизи контактов с крупными интрузиями гранитоидов, отложения кихчикской серии часто смешиваются с филлитами более древней малкинской серии.

Пока что единого мнения о возрасте кихчикской серии нет.

В. И. Мокроусов, Г. М. Власов и др. возраст серии условно принимают как средний палеозой — мезозой, а А. Ф. Марченко целиком относит ее к мезозою и частично сопоставляет с более низкими горизонтами лесновской серии, мезозойский и возможно верхнемеловой возраст которой никем не оспаривается. Охинское стратиграфическое совещание в основном согласилось по этому вопросу с мнением А. Ф. Марченко. Суммарная мощность кихчикской серии не менее 3000 *м*.

Ирунейская серия северной и южной частей полуострова представлена светло-зелеными пестроокрашенными кремнистыми сланцами, алевритовыми и пелитовыми туфами, псаммитовыми туфами и туфобрекчиями. Подчиненное значение имеют кремнисто-глинистые сланцы.

Из состава серии большинством исследователей выделялась в самостоятельную толщу (свиту) существенно вулканогенная часть разреза (порфириты, туфы и туффиты). Возраст этой части разреза определялся как верхнесенонско-датский или даже палеогеновый.

Материалы последних лет свидетельствуют о том, что кремнисто-туфогенные и эффузивно-пирокластические образования, разделяемые на самостоятельные свиты, представляют собой различные фации единой серии отложений, что подтверждается находками в них аналогичных форм фауны и взаимопереходами.

По А. Ф. Марченко под ирунейской серией следует понимать: пансатайнскую, хайрюзовскую и ирунейскую толщи Б. Ф. Дьякова (Тигильский район); туфосланцевую серию и паланский горизонт М. Ф. Двали (Паланский район); ирунейскую и кирганикскую толщи Б. Ф. Дьякова и В. А. Ярмолюка (Срединный Камчатский хребет); свиту порфиритов кихчикской толщи В. А. Ярмолюка; воямпольскую свиту А. В. Щербакова; стратиковскую и пансатайнскую толщи Б. Ф. Дьякова (Валагинский хребет); туфокремнистую свиту и свиту порфиритов Г. М. Власова (район залива Корфа и южная часть Срединного Камчатского хребта); петропавловскую толщу М. Ф. Двали; олюторскую толщу В. А. Ярмолюка; кремнистовулканогенные образования полуострова Камчатского мыса, мыса Шипунского и Карагинского района.

Во многих местах Камчатки (Медвежий, Срединный и Валагинский хребты, Пенжинский и Тигильский районы и др.) в отложениях ирунейской серии собрана фауна *Inoceramus schmidtii* M u c h., *Helcion giganteus* var. *depresse* S c h m., *Inoceramus* cf. *orientalis* S o c., *Inoceramus* off. *giganteus* S o c. и др. Вся эта фауна свидетельствует о сенонском возрасте вмещающих ее пород.

Мощность ирунейской серии изменчива, в отдельных случаях достигает 2000—2200 *м*.

На Сахалинском стратиграфическом совещании при обсуждении вопросов стратиграфии мезозойских образований последние рассматривались применительно к двум структурно-фациальным зонам (Пенжинской и Центральной), по каждой из которых были приняты рабочие стратиграфические схемы.

В пределах Пенжинской структурно-фациальной зоны совещание сочло возможным выделить омгонскую толщу. Верхняя часть этой толщи входит в состав ороченской серии (сенон), нижняя — в состав гиляцкой серии (сеноман — турон).

В ороченской серии выделяются фаунистически охарактеризованные горизонты или слои, хорошо сопоставляющиеся с расчлененным на горизонты разрезом мела восточного побережья Пенжинской губы. К их числу относятся горизонт (слои) с *Inoceramus schmidtii*, *Inoceramus orientalis* и горизонт (слои) с *Inoceramus cuvicri*, *Inoceramus* seaphites ex. gr. *ventricosus*.

В гиляцкой серии намечается горизонт с *Turrilites costatus*.

Верхняя граница ороченской серии проводится по подошве базальных конгломератов в основании третичных отложений, нижняя граница — по основанию горизонта (слоев) с *Inoceramus scaphites* и др.

Нижняя граница гиляцкой серии проводится условно по подошве горизонта (слоев) с *Turrilites costatus*. На остальной территории Камчатки мезозойские отложения подразделены на две серии: верхнюю кремнисто-вулканогенную — ирунейскую и нижнюю песчано-глинистую — лесновскую.

По мнению совещания, в южной части Срединного Камчатского хребта к мезозою, помимо лесновской и ирунейской серий, может быть отнесена кихчикская.

Кроме того, в Центральной Камчатке среди верхнемеловых отложений условно выделяется кирганикская толща, которая фаунистически пока что слабо охарактеризована. Возможно, что при более детальном изучении ее можно будет отнести либо к палеоцену, либо к фации ирунейской серии. Лесновская и ирунейская серии залегают согласно, причем между ними не исключены фациальные взаимопереходы.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Из всех стратиграфических комплексов наиболее широким распространением на Камчатке пользуются образования третичного возраста. По площади они занимают примерно 40% всей территории полуострова. Третичные породы представлены как нормальными осадочными отложениями, развитыми на площади более 100 тыс. *км*^{2}, так и вулканогенными образованиями. Наибольшим развитием осадочные третичные образования пользуются в пределах Западного, Центрального и Восточного прогибов. Общая мощность их около 10 тыс. *м*. (по данным отдельных геологов она достигает 13 тыс. *м*).

Третичные образования по сравнению с другими частями разреза изучены значительно лучше, однако, далеко неудовлетворительно, тем более, если учесть приуроченность к третичным отложениям перспектив нефтегазоносности Камчатки.

Необходимо отметить также крайнюю неравномерность изученности третичных образований в различных регионах полуострова. Достаточно сказать, что геологическими съемками масштабов 1 : 200 000 и крупнее покрыто менее 15 тыс. *км*^{2} площади, занятой терригенными осадками третичного возраста.

Низкая степень изученности этих образований объясняется не только недостаточными объемами выполненных геологосъемочных работ, но и некоторыми особенностями характера разреза и вообще геологического строения отдельных регионов (сложность тектоники, крайне незначительная фауни-

стическая охарактеризованность, однообразность литологического состава и т. д.). Прежде всего эти замечания касаются восточного побережья Камчатки. Существенным является и то обстоятельство, что указанные выше большие мощности третичного разреза являются суммированными; локальные разрезы как на восточном, так и на западном побережьях имеют значительно меньшие мощности, так как отдельные комплексы обычно выпадают здесь из разреза.

Так, на Воямпольской площади, где на поверхность выведены отложения венчающей третичный разрез кавранской серии, на глубине около 2300 *м* скважиной вскрыты породы мезозойского фундамента.

По данным геологических съемок на западном побережье известно много случаев, когда на породах мелового возраста налегают отложения воямпольской и кавранской серий.

Следствием недостаточной изученности третичных образований является наличие большого количества стратиграфических схем для крупных регионов, а также локальных схем, зачастую не укладывающихся в региональные.

По этой же причине Сахалинское стратиграфическое совещание не сочло возможным принять унифицированную стратиграфическую схему не только для всей Камчатки, но и для отдельных регионов, в частности для восточного побережья и Центральной Камчатки.

Для Камчатки совещание приняло унифицированную стратиграфическую схему только для палеогеновых и неогеновых отложений западного побережья и рабочую схему для Центральной Камчатки.

Для Восточной Камчатки в связи со слабой изученностью совещание не сочло возможным принять даже рабочую схему, наметив лишь ее для Кроноцкого района. Принятая в настоящей работе обобщенная стратиграфическая схема для Восточно-Камчатского прогиба является условной.

При современном состоянии изученности отложений третичного возраста выделяются три отличные друг от друга структурнофациальные зоны — Западно-Камчатская, Центрально-Камчатская и Восточно-Камчатская.

Западно-Камчатская зона, совпадающая с Западно-Камчатским прогибом, сложена преимущественно осадочными морскими отложениями. Центрально-Камчатская зона отличается широким развитием вулканических пород; в северной своей части она почти совпадает со Срединным Камчатским хребтом, южнее протягивается вдоль восточных склонов его. С Восточно-Камчатским прогибом совпадает и Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона, где третичные образования представлены в основном морскими осадками. Кроме того, при описании третичных осадочных отложений выделен еще Центрально-Камчатский прогиб, отделенный от Восточно-Камчатского прогиба грядой верхнемеловых поднятий. Для выделения Центрально-Камчатского прогиба в самостоятельную структурно-фациальную зону пока данных недостаточно. Этот вопрос может быть решен только после более тщательного изучения третичных отложений Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны.

Ниже подробно охарактеризованы осадочные третичные отложения раздельно для территорий прогибов и схематично описаны вулканогенные образования Центрально-Камчатской вулканической зоны.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

В пределах Западно-Камчатского прогиба, территориально совпадающего с западным побережьем полуострова, третичные отложения распространены достаточно широко и представлены как осадочными, так и вулканогенными фациями.

Подавляющая часть территории Западно-Камчатского прогиба сложена преимущественно туфогенными и вулканогенными отложениями неогенового

возраста. Последние смяты в антиклинальные и синклинальные складки северо-восточного, меридионального и северо-западного направлений. В сводах антиклинальных структур обнажаются обычно породы палеогенового и верхнемелового возраста.

Разрез третичных отложений всего этого района, суммарная мощность которого более 10 тыс. *м*, на большей части площади прогиба четко разделяется на палеогеновую и неогеновую части.

Отложения палеогенового возраста представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже конгломератами, каменными углями, туфогенными и вулканогенными породами.

Отложения неогенового возраста представлены туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, туффитами, опоками, диатомитами, туфами, реже каменными и бурыми углями и лигнитами, а также лавами различного состава.

Отложения неогена при выветривании почти всегда приобретают белесый цвет. Однако следует отметить, что белесоватые породы встречаются и в отложениях олигоцена, а прослои туфа отмечаются по всему разрезу.

Геологическая изученность разреза для отдельных районов Западной Камчатки крайне неравномерна.

Наряду с районами, где проводились детальные геологические съемки, колонковое и глубокое разведочное бурение, имеются большие площади, на которых после маршрутных геологических исследований в 30-х годах до последнего времени не проводилось никаких работ.

В связи с огромными мощностями третичного разреза, литологическим однообразием пород в пределах его палеогеновой и неогеновой частей и их фациальной изменчивостью изучение третичных отложений в Западно-Камчатском прогибе сопряжено со значительными трудностями.

Недостаточно изучены, например, вулканогенные породы и особенно слабо проведено их возрастное расчленение.

Наиболее изученным и палеонтологически охарактеризованным является разрез третичных отложений морского берега между устьями рек Аманина и Эталоны (так называемый Точилинский разрез). Относительно хорошо изучены Воямпольский, Напанский, Снатольский, Утхолокский и Хайрюзовский районы.

Для Паланского района и Большерецкой депрессии, ввиду сложности своего геологического строения (первый) или развития мощного чехла четвертичных отложений (второй) стратиграфия разработана весьма слабо, либо почти не изучена.

Исходя из наличия фактического материала, а также структурного районирования внутри Западно-Камчатского прогиба, ниже приведен обзор стратиграфии по отдельным его районам:

район Тигильского поднятия, занимающего часть западного побережья Камчатки от устья р. Кахтаны на севере до верховьев рек Морошечной, Сопочной, Ичи на юге;

район Большерецкой впадины, простирающейся от устьев рек Хайрюзовой и Кавран на севере почти до р. Озерной на юге;

район Паланской впадины, расположен от верховья р. Тихой (Хайрюзово) на юге вдоль Тигильского поднятия до р. Пустой на севере.

По указанным районам даются описание наиболее изученных разрезов, синонимы стратиграфических единиц, литолого-петрографическая и краткая фаунистическая характеристики, а также сведения по фациальным изменениям разреза.

Тигильское поднятие

Тигильский район имеет наиболее полно представленный мощный разрез осадочных третичных отложений. Этот разрез сравнительно хорошо изучен и может быть эталоном не только для Западной Камчатки, но и для построения разрезов ее центральной и восточной частей.

Значительный вклад в изучение геологического строения Тигильского поднятия внесли геологи и палеонтологи ВНИГРИ (Б. Ф. Дьяков, И. Б. Плешаков, Н. М. Маркин, А. П. Ильина, Л. В. Криштофович и др.), а также геологи-производственники Камчатского геологического управления (К. М. Севостьянов, Е. П. Кленов, В. П. Вдовенко, Г. А. Фисенко, П. А. Коваль и др.).

Третичные отложения залегают трансгрессивно на размытой поверхности отложений верхнего мела и образуют мощную толщу преимущественно морских осадков. Континентальные отложения в разрезе встречаются только в основании палеогена (палеоцен и нижний эоцен) и частью в неогене. Общая мощность третичных отложений превышает 10 тыс. *м*.

В основу описанной ниже стратиграфии положены результаты геологических исследований Камчатского геологического управления в 1951—1959 гг. в прибрежной полосе Западно-Камчатского прогиба. Использованы также материалы по Точилинскому разрезу, данные о возрасте пород которого опираются на многолетние сборы и изучение фауны, микрофауны и флоры, а также разрезы по р. Аманина с притоками, по рекам Квачине и Пухлю, морскому берегу Квачинской бухты, по рекам Тигиль, Напана и др. Данные о возрасте отложений остальной территории Тигильского поднятия (верховьев крупных рек, т. е. приводораздельной части Срединного камчатского хребта) основываются на единичных сборах фауны, широких региональных сопоставлениях разрезов или на материалах общегеологического характера.

Е. П. Кленов на основании материалов геологического картирования в 1957—1959 гг. разработал новую схему стратиграфии третичных отложений Тигильского поднятия, несколько отличную от широко известной схемы Б. Ф. Дьякова. Эта схема основана на разделении третичных отложений на серии, представляющие собой естественные литолого-фациальные единицы, характеризующие крупные циклы осадконакопления. Как правило, каждая серия начинается базальными слоями, представленными в основном грубообломочными отложениями, и заканчивается относительно глубоководными морскими осадками. Таких серий Е. П. Кленов выделил четыре: две палеогеновые — улевенейскую (палеоцен — дат?) и камаквэемскую (эоцен — олигоцен) и две неогеновые — воямпольскую (нижний и средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен — плиоцен). Существенным отличием в этой схеме является объединение в составе камаквэемской серии отложений, ранее разделявшихся на два самостоятельных комплекса (толщи или свиты) — тигильский и ковачинский.

По решению Охинского стратиграфического совещания третичные отложения Западной Камчатки разделяются на четыре серии: две палеогеновые — тигильскую (эоцен — олигоцен) и ковачинскую (средний и верхний олигоцен) и две неогеновые — воямпольскую (нижний и средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен — плиоцен).

Между тигильской и верхнемеловой ирунейской сериями выделяется хулгунская свита (палеоцен-датский ярус).

Серии разделены между собой угловыми несогласиями (несогласие между тигильской и ковачинской сериями проводится пока предположительно).

Имеющиеся геологические материалы свидетельствуют о трех фазах вулканизма, проявившихся в позднепалеогеновое, предверхнемиоценовое и позднеплиоценовое время (рис. 15).

Совещание приняло большинство уточнений по третичным отложениям Западной Камчатки, сделанных Е. П. Кленовым. Совещание, однако, сочло нецелесообразным менять установившуюся стратиграфическую терминологию, хотя в новом понимании объемы части терминов несколько изменились.

За палеоценовой третичной толщей было оставлено наименование хулгунской свиты; ранее это название применялось лишь к толще базальных конгломератов, теперь оно распространено на всю толщу палеоценовых отложений до несогласия с вышележащими образованиями. За счет отделения

хулгунской свиты объем тигильской серии несколько сократился. Фациальная выдержанность олигоценовых глинисто-алевритовых толщ на обширных площадях Камчатки, Сахалина, Японии, Америки позволила придать ковачинской свите значение серии. Тигильский район занимает в этом отношении особое место, характеризуясь преимущественно мелководными прибрежными отложениями, в которых «опесчанивание» ковачинской толщи приводит к трудности ее отделения от нижележащих эоцен-нижнеолигоценовых образований (тигильская серия).

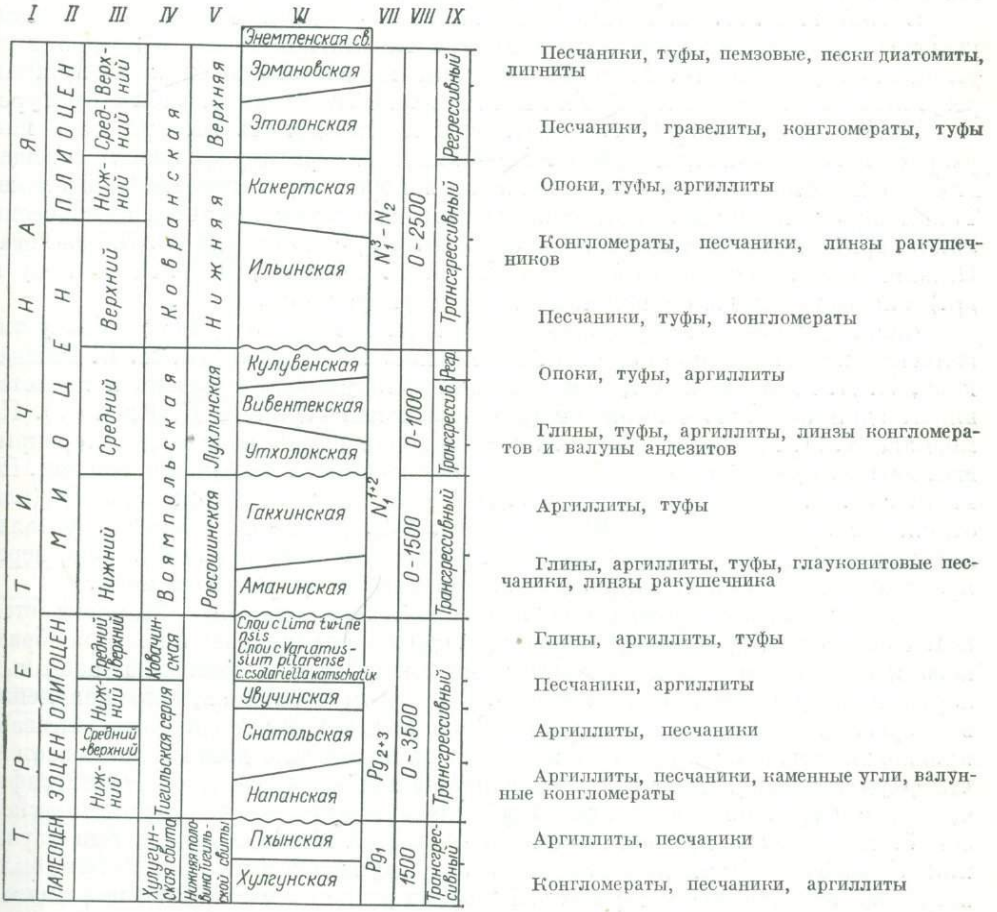


Рис. 15. Схема стратиграфии третичных отложений Западной Камчатки. (Принята Охинским стратиграфическим совещанием в 1959 г.).

I — система; *II* — отдел; *III* — подотдел; *IV* — серия; *V* — подсерия; *VI* — свита; *VII* — индекс; *VIII* — мощность, *м*; *IX* — циклы осадконакопления.

В других сопредельных с Камчаткой странах ковачинская серия лежит трансгрессивно на третичных и более древних породах. Возраст этой серии после уточнения принят как верхне- и среднеолигоценовый. Остальные третичные серии — воямпольская и кавранская — остались в прежних объемах. В настоящей работе стратиграфия третичных отложений Тигильского поднятия излагается по схеме, принятой на Охинском стратиграфическом совещании.

Палеогеновые отложения

Отложения палеогена максимальной мощностью до 6000 *м* разделяются на хулгунскую свиту (палеоцен-датский ярус?), тигильскую серию (эоцен—нижний олигоцен) и ковачинскую серию (средний и верхний олигоцен).

Хулгунская свита прорвана интрузивными и эффузивными образованиями, представленными диабазами, дацитами и андезитовыми порфиритами, которые несогласно перекрываются базальными слоями тигильской серии.

До последнего времени большинство геологов использовало для расчленения палеогеновых отложений схему Б. Ф. Дьякова с расчленением палеогена на тигильскую (палеоцен — нижний олигоцен) и ковачинскую (верхний олигоцен) толщи. По этой схеме толщи залегали между собой согласно с литологическим замещением верхов тигильской толщи глинистыми отложениями, аналогичными таковым ковачинской толщи, и наоборот.

В 1957 г. Е. П. Кленовым было высказано предположение о наличии углового несогласия, проходящего внутри тигильской толщи в пределах ее угленосных отложений. Материалами для такого заключения послужили результаты сейсмических работ на Воямпольской антиклинальной структуре.

В 1958 г. наличие этого несогласия подтвердилось им при описании разреза в Хайрюзовском районе. На Охинском стратиграфическом совещании это несогласие получило отражение в новой стратиграфической схеме. Таким образом, описываемая ниже тигильская серия является фактически лишь верхней частью тигильской толщи Б. Ф. Дьякова и И. Б. Плешакова. Нижняя часть разреза этой толщи (по Б. Ф. Дьякову, И. Б. Плешакову и др.) описывается далее под названием «хулгунской свиты».

Более подробно следует остановиться на вопросе о границе между тигильской и ковачинской сериями. По мнению Б. Ф. Дьякова, И. Б. Плешакова, Е. П. Кленова и др., они залегают между собой согласно и представляют единую серию отложений (камаквэемская серия Е. П. Кленова). По мнению Н. М. Маркина (1958 г.), ковачинская серия несогласно перекрывает тигильскую и в этом случае обе являются самостоятельными сериями. По мнению Л. В. Криштофович (1958 г.), верхняя часть тигильской толщи (или отложения с фауной зоны *Cardium snatolensis* L. K r i s h t) является базальной для всей вышележащей части палеогенового разреза, несогласно перекрывающей все нижележащие отложения вплоть до верхнего мела.

Граница между тигильской и ковачинской толщами обосновывается главным образом фаунистически и проводится внутри довольно однообразного комплекса морских отложений по смене преимущественно песчаных пород преимущественно глинистыми. При этом считалось, что появление в разрезе песчаников с фауной *Cardium snatolensis* твердо устанавливает кровлю тигильской толщи. В то же время по некоторым данным оказывается, что фаунистическая зона *Cardium snatolensis* не имеет строгой стратиграфической приуроченности и является скорее «фациальной» фаунистической зоной. Первым это предположение высказал К. М. Севостьянов при изучении Хромовско-Гаванской площади, где фауна *Cardium snatolensis* была встречена на различных стратиграфических уровнях и в том числе в линзах песчаников, залегающих внутри разреза глинистых отложений, охарактеризованных фауной ковачинской толщи. В дальнейшем в ряде разрезов было установлено, что слои с фауной зоны *Cardium snatolensis* по простиранию нередко сменяются слоями *Thyasira dvalii*, характерными для ковачинской толщи.

Еще большие трудности возникают при проведении границы между тигильской и ковачинской толщами в тех случаях, когда слои с фауной *Cardium snatolensis* в разрезе не обнаруживаются и приходится руководствоваться лишь литологическими признаками.

Сходство литологического состава пород, слагающих верхи тигильской и низы ковачинской толщ, и фациальная изменчивость одновозрастных пород приводили к перемещениям границ между толщами и несопоставимости между собой отдельных разрезов.

Эти обстоятельства свидетельствуют скорее о том, что тигильская и ковачинская толщи слагают единый комплекс отложений и связаны между собой фациальными взаимопереходами. Однако данных для бесспорного доказательства этого положения пока недостаточно и они описываются раздельно (рис. 16).

Рис. 16. Схема сопоставления основных стратиграфических представлений по Тигильскому району.

I — по И. Б. Плешакову; *II* — по Б. Ф. Дьякову, 1945 г.; *III* — по С. П. Кленову, 1959 г.; *IV* — по материалам Охинского стратиграфического совещания, 1959 г.

Хулгунская свита (палеоцен-датский ярус?)

В настоящее время отложения палеоценового (а возможно и датского) возраста достоверно известны в среднем течении реки Квачины (хр. Хулгун), у мыса Бабушкина, в междуречье Белоголовой и Морошечной, в бассейне р. Сувоен и, по мнению Е. П. Кленова, вскрыты буровой скв. 2 на Воямпольской антиклинали.

Хулгунская свита является нижней частью тигильской серии или толщи И. Б. Плешакова и Б. Ф. Дьякова тех ее разрезов, где в основании выделяемой ими толщи действительно залегают палеоценовые отложения. Следует отметить, что в отдельных разрезах под названием хулгунской свиты выделялись и более молодые палеогеновые конгломераты, обычно развитые вокруг верхнемеловых выступов и образовавшиеся в разное время по мере захоронения останцев верхнемелового ложа трансгрессией эоцен-олигоценового моря.

Отложения хулгунской свиты наиболее полно изучены в хр. Хулгун, где разрез представлен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, чередующимися с пластами конгломератов общей мощностью до 1000 *м* (по И. Б. Плешакову).

На водоразделе рек Белоголовой и Морошечной в месте максимального развития хулгунской свиты по литологическим признакам они отчетливо расчленяются на две части: верхнюю — преимущественно аргиллитовую и нижнюю — песчаную с пластами аргиллитов и конгломератов. Мощность отложений превышает здесь 1500 *м*.

Слагающие эту свиту отложения имеют следующую петрографическую характеристику.

Аргиллиты и алевролиты темно-серые до черных, обычно крепкие, слоистые и плитчатые. Содержат включения округлых мергельных конкреций и жилы кальцита. Песчаники полимиктовые, косослоистые и плитчатые, обычно очень крепкие, известковистые. По расцветке песчаники зеленовато-серые, при выветривании некоторые их разности приобретают розоватый цвет. В песчаниках содержатся глинистые примазки и обуглившийся растительный детрит, располагающийся обычно по плоскостям напластования. Встречаются также включения редкой гальки и отпечатки крупной флоры. Обломочная часть песчаников по отношению к цементу составляет 1: 1, иногда 2 : 1. Состав обломочной части песчаников следующий: кварц — 25%, полевой шпат — 25%, окварцованные породы — 8—10%, глауконит — 1%, рудный минерал — 1%, хлорит — 5%, карбонат — 5%. Цемент песчаников по составу обычно карбонатный, иногда глинисто-карбонатный и почти всегда хлоритизированный. По типу цемент основной, чаще — соприкосновения.

Конгломератовые прослои встречаются как среди песчаников, так и в аргиллитах. Залегают они линзами и пластами. Часто наблюдается галька, рассеянная в аргиллитах. Гальки конгломератов обычно хорошо окатанные, несортированные, по размерам обычно не превышают 0,05 *м*; состоят из карбонатизированных диабазов, андезитов, дацитов, дацитовых порфиров, кремнистых и метаморфических пород. Цемент конгломератов представлен известковистым песчаником.

Сборы фауны из отложений хулгунской свиты очень бедны. Возраст этих отложений установлен в основном по богатой флоре, собранной в среднем течении рек Квачины и Снатола у мыса Бабушкина, а также в Напанских щеках по р. Напане (определения А. И. Поярковой и Э. Н. Кара-Мурза).

Флора эта представлена следующими видами: *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *Cepha lotoxopsis magnifica successiva* Hollick., C. cf. *intermedia* Hollick., C. sp., *Seguoia Langsdorfii* (Brong) Heer, S. *Langsdorfii* var *angustifolia* Heer, S. cf. *brevifolia* (Brong.), *Taxodium* sp., *Glyptostrobus europaeus* (Brong.) Heer, *Torreya* sp., *Populus* cf. *dephnogenoides* Ward, P. sp., *Iuglans nigella* Heer. *Hicoria magnifica Knowlt*, *Corulus*

Mac Quarrii (For.) Heer, *Quercus grönlandica* Heer, Q. cf. *proegrönlandica* Berry, *Castanea* cf. *castaneaefolia* (Ung.) *Knowlt*, C. *Ungeri* Heer, *Ficus* sp., *Magnolia kamtscatica* Kara-Murza, *Ulmus* sp., *Cercidiphullum* sp., *Trochodendroides arcticus* (Heer.) Berry, *T. amblyrhynchum* Ward, *T.* cf. *Richardsonii* Heer, *T.* cf. *xantholithensis* (Knowlt) Kara-Murza, *Platanus aceroides latifolia* Knowlt, *P. coloradensis* Knowlt, *Protophyllum* sp., *Acer arcticum* Heer, *Zizyphus* cf. *hyperboreus* Heer, Vitis sp., *Pterospermites* sp., *Grewia* cf. *alaskana* Hollick, *Hedera Mac clurii* Heer, *Fraxinus Jukonensis* Hollick, *Viburnum napanensis* Kara-Murza, V. *tilioides* Ward, V. sp., *Phyllites* sp.

По заключению Э. Н. Кара-Мурза эта флора, с одной стороны, имеет близкое родство с верхнемеловыми флорами бассейна рек Амура и Буреи (Цагоянская флора) и флорами Лярами и Лэнс Северной Америки, сохранив в своем составе ряд верхнемеловых видов. Ее следует отнести к концу фазы развития меловой флоры, соответствующей датскому веку. С другой стороны, она имеет родство с третичными флорами типа форт-Юнион Северной Америки и с арктотретичными флорами Ангариды. Следовательно, является флорой переходной от верхнего мела к третичной системе.

Скудные остатки фауны, собранные в основании третичного разреза из тех же самых слоев с флорой типа Лярами, представлены несколькими видами: *Calyptraea* sp., *Corbicula* sp., *Macoma chulgunensis* sp. nov., *Macracallista kovatschensis* sp. nov. *M.* sp. nov. *Mactra* (*Spisula*) *chulgunensis* sp. nov., *Solen kovatschensis* sp. nov., *Turbonilla* sp. (определения Л. В. Криштофович, 1947 г.).

Вся эта фауна и флора объединена Л. В. Криштофович в зону с флорой типа Лярами с *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry и фауной с *Macrocallista kovatschensis* sp. nov. (датский век — палеоцен).

С 1947 г. наиболее древние отложения третичного разреза, обнажающиеся в среднем течении рек Квачины и Снатола, более детально не изучались.

Подошва отложений хулгунской свиты изучена слабо, поскольку в среднем течении р. Квачины нижележащие отложения ирунейской серии не вскрываются, а в междуречье Белоголовой и Морошечной контакты между хулгунской свитой и ирунейской серией тектонические. Исходя из общих геологических данных, между ними вполне вероятен трансгрессивный контакт.

Тигильская серия (эоцен — нижний олигоцен)

В стратиграфию Западной Камчатки понятие тигильская серия впервые было введено в 1937 г. И. Б. Плешаковым. Он объединил в нее палеоцен-олигоценовые отложения Утхолокского района и расчленил на хулгунскую и снатольскую свиты. Тигильская толща Б. Ф. Дьякова соответствует по возрасту тигильской серии И. Б. Плешакова, но расчленяется им на пять фаций, пространственно почти полностью замещающих одна другую. В дальнейшем геологи разделяли тигильскую толщу (или серию) на три свиты — хулгунскую, напанскую (угленосную) и снатольскую.

Тигильской серии, принятой на Охинском стратиграфическом совещании, соответствует лишь верхняя половина тигильской серии (или толщи) И. Б. Плешакова и Б. Ф. Дьякова.

По решению совещания она разделяется на три фаунистических горизонта, соответствующих трем литологическим свитам (снизу вверх): напанской с фауной зоны *Melania snatolensis* и *Cyrena prominenta*, снатольской с *Mytilus yokoyamai* и увучинской с *Cardium snatolensis*. Мощность отложений тигильской серии достигает 2500 *м*.

Напанская свита представлена базальными конгломератами в основании и угленосными отложениями в верхней части своего разреза и является базальной для эоценовых образований Западной Камчатки, несогласно перекрывая все нижележащие отложения.

Б. Ф. Дьяков в своем разрезе выделяет напанскую (угленосную или утхолокскую) фацию тигильской толщи; И. Б. Плешаков эти угленосные отложения рассматривает так же, как фацию своей снатольской свиты тигильской серии.

В последнее время ряд исследователей (К. М. Севостьянов, Е. П. Кленов, П. С. Евсюков и др.) выделяли в отдельных частных разрезах напанскую свиту, понимая под ней угленосную часть тигильской серии. По новым представлениям после выявления несогласия между палеоценом и эоценом эта свита является базальной для тигильской серии. Следует отметить, что, судя по площадным съемкам последних лет (1956—1958 гг.), литологически ее не всегда можно выделить в разрезе вследствие фациального замещения угленосных отложений морскими.

Конгломераты напанской свиты обычно валунно-галечные, зеленовато-серого цвета, в большинстве случаев рыхлые, неслоистые, с песчано-гравийным базальным цементом. Валуны и гальки в них хорошо окатанные, плохо отсортированные, отдельные валуны достигают 1 *м* в поперечнике. Определение состава галек конгломерата под микроскопом показывает наличие андезитов, диабазов, кварцитовидных пород, метаморфических сланцев, андезитовых порфиритов, грано-диоритовых порфиров, дацитовых порфиров и пепловых туфов, песчаников, туфогенных песчаников, аргиллитов.

Мощность конгломератовой части разреза напанской свиты колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Угленосная часть разреза напанской свиты представляет собой переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменных углей. Эти породы обычно некрепкие, слоистые, темно-серого и черного цвета, переполнены обуглившимся растительным детритом и часто имеют хорошие отпечатки флоры.

Наиболее угленасыщенные разрезы напанской свиты обнаружены в бассейне р. Половинки (приток р. Тигиля), по р. Напане и по рекам Тихой и Быстрой (хайрюзовским).

На р. Половинке в разрезе мощностью до 500 *м* выделяются 19 угольных пластов, из которых пять пластов рабочей мощностью 1,2—2,1 *м*. Угли напанской свиты каменные, переходные от газовых к длиннопламенным с зольностью до 45%.

Породы напанской свиты бедны фаунистическими остатками и охарактеризованы в основном солоновато-водной фауной. Видовой состав фауны этой свиты представлен: *Corbicula kamtschatica* L. Krisht., *Corbicula fonsata* Slodk., *Corbicula snatolensis* L. Krisht., *Cyrena inspirabila* L. Krisht, *Cyrena prominenta* L. Krisht., *Melania snatolensis* L. Krisht *Turbonilla kamtschatica* Ilyina, *Viviparus* sp. и др., а также *Modiolus kovatschensis* L. Krisht, *Ostrea kirikovi* Slodk., *Ostrea atwoodi* Galb., *Mytilus littoralis* Slodk., Nuculana sp., Macoma sp. и другими, которые объединяются в фаунистические зоны с *Melania snatolensis* L. Krisht *Cyrena prominenta* L. Krisht.

В этих же слоях с фауной определены остатки наземной флоры, состоящей из видов: *Seguoia Langsdorffi* Heer., *Seguoia* cf. *brevifolia* Heer., *Seguoia* cf. *disticha* Heer., *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Taxodium districhum miocenum* Heer, *Tumion* cf. *Burejensis* Pojark., *Pinus* sp., *Betula* sp. и других, которые определявшая их Э. Н. Кара-Мурза относит к типу флоры форт-Юнион нижнеэоценового возраста.

Снатольская свита объединяет песчаные морские отложения, сменяющие вверх по разрезу угленосные отложения напанской свиты. Снатольская свита в общих чертах соответствует снатольской свите или фации тигильской серии большинства исследователей, за исключением ее верхней части, выделяемой в данном случае в увучинскую свиту с фауной *Cardium snatolensis*.

И. Б. Плешаков в состав снатольской свиты включает также угленосные отложения, которые по приведенной схеме относятся к напанской свите.

Литологически свита представлена песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Песчаники полимиктовые, крупно- и среднезернистые, зеленовато-серые и серые, обычно плохо слоистые или косослоистые, с глыбовой отдельностью, хорошо отсортированные, с линзами и примазками глинистого материала, с обуглившимся растительным детритом. Кроме прослоев алевролитов и аргиллитов, в песчаниках часто отмечаются пласты известковистых песчаников и плоские известковые конкреции.

При микроскопическом изучении эти песчаники по минералогическому составу и ряду других признаков напоминают песчаники напанской свиты.

В снатольской свите чаще, чем в хулгунской и напанской, встречаются обломки эффузивных пород и слюды, а зерна обломочной части имеют меньшую окатанность. Полевые шпаты песчаников обычно пелитизированы, иногда замещаются карбонатом, чаще встречается глауконит. Цемент песчаников представлен глинисто-карбонатным материалом и по типу является базальным, соприкосновения или выполнения пор.

Фауна в отложениях свиты довольно многочисленна и объединена в зону *Mytilus yokoyamai* Slodk. с морскими и пресноводно-морскими видами. Обычными представителями этой зоны являются *Mytilus littoralis* Slodk., *Calyptrea diegoana* (Conrad), *Turritella snatolensis* L. Krisht., *Laternula dvalii* L. Krisht., *Ostrea atwoodi* Galb., *Solen snatolensis* Slodc, Ostrea *kirikovi* Slodk; *Corbicula kamtschatica* L. Krisht. и другие виды. Морские отложения объединяются в зону с *Genota snatolensis* Ilyina.

Кроме фауны, в отложениях снатольской свиты встречаются остатки флоры широколистных видов: фикуса, платана и *Sequoia brevifolia* Heer.

По фауне возраст снатольской свиты определяется как средний и верхний эоцен. Мощность свиты изменяется от 2000 *м* до первых сотен и даже десятков метров.

Увучинская свита сложена в одних разрезах песчаниками, в других — песчано-аргиллитовыми отложениями. Аналогами этой свиты или горизонта являются верхняя часть тигильской серии в схеме И. Б. Плешакова и других исследователей, а также снатольский горизонт, верхнеснатольская фация и увучинская фация тигильской толщи в схеме Б. Ф. Дьякова. Фауна ее представлена зоной *Cardium snatolensis* нижнеолигоценового возраста и тождественной ей зоной *Thyasira dvalii* L. Krisht. Выделение этих отложений и фауны в верхнюю часть разреза тигильской серии сложилось исторически со времени первых исследований ВНИГРИ (1931—1936 гг.), по которым верхняя граница свиты проводилась по слоям с фауной *Cardium snatolensis*. Впоследствии на примере Хромовской, Гаванской и Точилинской площадей (К. М. Севостьянов) было показано стратиграфическое непостоянство этой зоны и ее перемещение по разрезу в зависимости от литологических особеностей пород. Песчаные линзы с фауной зоны *Cardium snatolensis* среди глинистых отложений, относимых по фауне к ковачинской серии, отмечались исследователями в бассейнах рек Квачины, Утхолока, Каврана, Хайрюзовой и др.

Однако это положение не является пока общепризнанным.

Фауна увучинской свиты или зоны *Cardium snatolensis* L. Krisht. и *Thyasira dvalii* L. Krisht. представлена *Thyasira snatolensis* L. Krisht., *Nuculana napanica* L. Krisht., *Cardita skvorzovi* L. Krisht. *Pitaria tigilensis* L. Krisht, *Macoma tigilensis* L. Krisht *M. twinensis* L. Krisht, *Cuspidaria* (*Cardiomya*) *napanica* L. Krisht, *Periploma napanica* L. Krisht, *Ancilia napanica* L. Krisht, *Scaphandes* cf. *alascensis* Slodk, *Mytilus littorallis* Slodk., *Macrocallista tigilensis* L. Krisht *Solen tigilensis Slodk.* и другими видами.

Мощность отложений с этими фаунистическими зонами изменяется от 500 *м* до десятков метров.

Ковачинская серия

Понятие ковачинская серия (толща или свита) идентично у всех исследователей Западной Камчатки и объединяет глинистые отложения верхов палеогена (средний и верхний олигоцен). Название это впервые введено Б. Ф. Дьяковым в 1933 г. Предложенное им впоследствии деление этих отложений на точилинскую, корновскую и жиловую свиты вызвало у отдельных исследователей (И. Б. Плешаков) возражение. Название последних двух свит Б. Ф. Дьяков ввел после изучения разреза на Воямпольской антиклинали и, как выяснилось впоследствии, отнес эти свиты к палеогену ошибочно. В подавляющем большинстве разрезов ковачинская серия представлена фактически одной точилинской свитой, сложенной темными аргиллитами с мергельными конкрециями. Иногда в разрезе ковачинской серии выделяется еще пачка белесых аргиллитов, которые М. Ф. Двали назвал горизонтом горы Гречишкина.

Ковачинская серия представлена довольно однообразной толщей глинистых отложений, состоящей из аргиллитов и алевролитов, включающих округлые, обычно мелкие (0,1—0,2 *м*) мергельные конкреции. Породы скорлуповато-обломочные, темно-серого цвета, большей частью плохослоистые, средней крепости, с редкими прослоями желтовато-бурых монтмориллонитовых глин (мощность до 0,1 *м*), с включением мелкого обуглившегося растительного детрита.

При выветривании породы этой серии иногда слегка выбеливаются и образуют тонкоскорлуповатую глинистую осыпь. В аргиллитах, кроме конкреций, встречаются известковистые прослои, линзы и желваки пирита, чешуя рыб и клешни раков.

Вниз по разрезу отложения ковачинской серии постепенно переходят в отложения тигильской серии, на что указывает наличие многих общих с зоной *Cardium snatolensis* видов.

По фауне отложения ковачинской серии разделяются на слои с *Solariella kamtschatica*, слои *Variamussium pilarense* и слои с *Lima twinensis*. Мощность отложений ковачинской серии 1500—2000 *м*.

Неогеновые отложения

Отложения неогена мощностью свыше 5000 *м* разделяются на две несогласно залегающие между собой серии — воямпольскую (нижний и средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен—плиоцен). Между воямпольской и кавранской сериями проявилась вторая фаза вулканизма, представленная долеритами, шонкинитами, монцонитами, тефритами и тешенитами.

Воямпольская серия по объему аналогична одноименным свитам или толщам различных исследователей.

Кавранская серия имела различные деления и наименования. В Центральной Камчатке и западных предгорьях Срединного хребта она выделялась как седанкинская или алнейская серия.

В Тигильском районе Б. Ф. Дьяков делит ее на кавранскую (морскую) и эрмановскую (континентальную) толщи, причем стратиграфически верхняя часть кавранской толщи согласно переходит в континентальные отложения эрмановской, которые фациально замещают кавранскую в верхах плиоцена и распространяются в плейстоцен. А. М. Маркин и Л. В. Криштофович (1958 г.), придерживаясь схемы Б. Ф. Дьякова, проводят границу между кавранской и эрмановской толщами между нижним и средним плиоценом (междуречье Тигиль-Воямполка).

И. Б. Плешаков, кроме кавранской и эрмановской свит, границу между которыми он проводит между верхним миоценом и плиоценом, выделяет еще энемтенскую свиту, несогласно залегающую на эрмановской и по возрасту являющуюся верхнеплиоценовой. И. Б. Плешаков считает, что Б. Ф. Дьяков ошибочно отнес аналоги энемтенской свиты в одном случае к своему «морскому постплиоцену», а в другом — включил их в кавранскую толщу.

Несогласное залегание энемтенской свиты на эрмановских отложениях подтвердил в последнее время В. В. Меннер (1958 г., устье р. Хейсливеем). Однако вопрос о возрасте и региональной выдержанности этих отложений остается открытым и требует дальнейшего изучения.

Туфогенно-кремнистые неогеновые отложения имеют цикличное строение. В воампольской серии отмечаются два трансгрессивных цикла — россошинский и лухлинский, в кавранской серии — один трансгрессивный (нижнекавранский) и один регрессивный (верхнекавранский). В соответствии с этими циклами серии разделяются на подсерии.

Каждый из трех трансгрессивных циклов сложен в основании континентальными и пресноводно-морскими отложениями, сменяющимися вверх по разрезу морскими, относительно глубоководными.

Полный регрессивный цикл отмечается только в кавранской серии и иногда в верхах воампольской; в более древних отложениях такие циклы не наблюдались; по-видимому, вследствие размыва их последующими трансгрессиями или же кратковременности регрессий.

Наличие этих циклов тесно связано с проявлением миоценовых вулканических фаз и отражает общий ход геологического развития Западно-Камчатского прогиба, выразившегося в последовательном отмирании геосинклинального режима этого района.

Воампольская серия

Впервые эти отложения были выделены Б. Ф. Дьяковым (1932 г.) под названием белесоватой толщи, в которую им, кроме собственно воампольской серии, объединялись и стратиграфические аналоги ковачинской серии.

И. Б. Плешаков (1937 г.) разделил белесоватую толщу на воампольскую свиту, соответствующую верхней части белесоватой толщи Б. Ф. Дьякова, и ковачинскую свиту или аналоги ковачинской толщи Б. Ф. Дьякова.

Воампольская серия в подавляющей части своего разреза сложена довольно однообразным переслаиванием туфогенных, сильно выбеливающихся пород, представленных аргиллитами. опоками, туфами и туфогенными песчаниками. Отложения ее довольно хорошо охарактеризованы фаунистически и литологически отчетливо разделяются на две подсерии — россошинскую (нижний миоцен) и лухлинскую (средний миоцен), которые отражают два трансгрессивных цикла осадконакопления.

В ряде разрезов Тигильского поднятия отложения воампольской серии несогласно перекрывают все нижележащие породы вплоть до верхнего мела. В подавляющем же большинстве случаев между нею и ковачинской серией наблюдаются постепенные согласные переходы.

Мощность отложений воампольской серии достигает 2500 *м*.

Россошинская подсерия как нижняя половина разреза воампольской толщи Б. Ф. Дьякова выделена впервые Е. П. Кленовым в 1957 г. В схеме Б. Ф. Дьякова она соответствует аманинской свите и нижней части гакхинской свиты включительно до подсвиты III или по схеме Н. М. Маркина и Л. В. Криштофович до подсвиты IV гакхинской свиты включительно.

Отложение пород этой подсерии тесно связано с проявлением Курильского тектонического и вулканического цикла, обусловившего обилие в породах пирокластического материала. На значительной территории Тигильского района отложения россошинской подсерии без видимого углового несогласия залегают на породах ковачинской серии, но в ряде разрезов в основании россошинской подсерии отмечаются конгломераты, лавы основных и средних изверженных пород и угловые несогласия.

В целом россошинская подсерия залегает на палеогеновых отложениях трансгрессивно с так называемыми краевыми несогласиями, четко выраженными в прибрежных частях третичного морского бассейна.

Отложения россошинской подсерии расчленяются снизу вверх на две свиты — аманинскую и гакхинскую.

В своих ранних работах М. Ф. Двали и Б. Ф. Дьяков относили аманинскую свиту к верхнему олигоцену, включая ее в состав ковачинской толщи. В последующем Л. В. Криштофович установила,что эти отложения по возрасту являются нижнемиоценовыми, и отнесла их к основанию воямпольской серии.

Типичные относительно глубоководные разрезы аманинской свиты представлены глинами с иолдиевым фаунистическим комплексом, которые в ряде разрезов замещаются относительно мелководными песчаными отложениями, часто представленными глауконитовыми песчаниками.

По решению Охинского стратиграфического совещания к аманинской свите отнесены также базальные слои гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова или его подсвита I гакхинской свиты с фауной *Thyasira kamtschatica* и *Solariella ochotensis*. Таким образом, аманинская свита рассматривается в трех фациях: глинистой (иолдиевой), песчаной (горизонт глауконитовых песчаников) и туфогенно-аргиллитовой (подсвита I гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова).

Верхняя часть разреза подсерии представлена туфогенными аргиллитами и алевролитами гакхинской свиты, для которых характерен флишоидный облик.

Вверх по разрезу россошинская подсерия трансгрессивно перекрывается отложениями лухлинской подсерии (средний миоцен).

Мощность отложений россошинской подсерии постоянна и равна в среднем 500 *м*.

Аманинская свита впервые введена в стратиграфический разрез Тигильского района Б. Ф. Дьякоьым (1945 г.), после того как Л. В. Криштофович выделила в точилинском разрезе иолдиевую фаунистическую зону. До этого по литологии она объединялась с нижележащими глинистыми отложениями палеогенового возраста в точилинскую свиту. В старых разрезах аманинская свита соответствует верхней трети точилинской свиты М. Ф. Двали или горизонту верхних темно-серых сланцев точилинской свиты Б. Ф. Дьякова.

Глинистая или иолдиевая фация аманинской свиты сложена аргиллитами и алевролитами туфогенными, слоистыми, скорлуповато-обломочными, в свежем изломе темно-серыми, при выветривании слегка выбеливающимися или дымчато-голубоватыми. В этих породах много мелких мергельных конкреций, тонких прослоев разложившихся туфов и глинистых песчаников. Изучение пород этой фации под микроскопом указывает на присутствие в них обломков кварца, полевых шпатов, пироксенов, кварцитов, биотита, пирита, гетита и зерен глауконита.

Фауна этой фации объединяется Л. В. Криштофович в слои с иолдиями и *Lingula hians* S w. Наличие *Lingula* и *Corbicula* и отсутствие в комплексе этой фауны станогалинных моллюсков и брахиопод указывают на пониженную соленость аманинского бассейна.

В прибрежных частях морского бассейна отлагались песчаные фации аманинской свиты, часто представленные глауконитовыми песчаниками.

Впервые на наличие глауконитовых песчаников в основании миоценового разреза указывал И. Б. Плешаков, выделивший их в глауконитовый туфогенный горизонт воямпольской свиты.

Этот горизонт развит на значительной площади и при картировании почти непрерывно прослеживается от бассейна р. Квачины через бассейны рек Утхолока, Каврана, Хайрюзовой и Белоголовой почти до р. Марошечной. Горизонт представлен песчаниками глауконитовыми зеленовато-серыми, средне- и мелкозернистыми, сливными, плохослоистыми, крепкими, с гнездами и обломками глинистого окремненного материала, участками известковистыми, при выветривании остроосколчатыми или комковатыми. Местами песчаники переходят в синий пиритизированный песчаник, в котором глауконит располагается линзами и гнездами, встречается редкая мелкая галька сильно разложившихся порфиритов. В шлифах песчаники горизонта характеризуются полимиктовым составом и присутствием глауконита. Обломочная часть их состоит из кварца (25—30%), полевых шпатов

(25—30%), кварцитовидной породы (10—15%), глауконита (5—15%), пироксенов (1%), биотита (1%), хлорита (5%), гидроокислов железа (1%), обломков эффузивов и сланцев (1%). Обломки полевого шпата обычно пелитизированы, иногда карбонатизированы, зерна кварца корродированы. Глауконит присутствует в виде округлых форм (шариков) зеленого, сине-зеленого, буровато-зеленого цвета и придает породе соответствующий оттенок. Структура песчаников псаммитовая, сортировка обломочной части хорошая, обломки угловатые или слабоокатанные. Пирит встречается в зернах размером до 0,1 *мм*. Цемент песчаников глинистый, иногда карбонатный, обильно хлоритизированный, ожелезненный, по типу — основной или соприкосновения. Фауна горизонта глауконитовых песчаников еще недостаточно изучена.

Максимальная мощность горизонта 25 *м* (рис. 17).

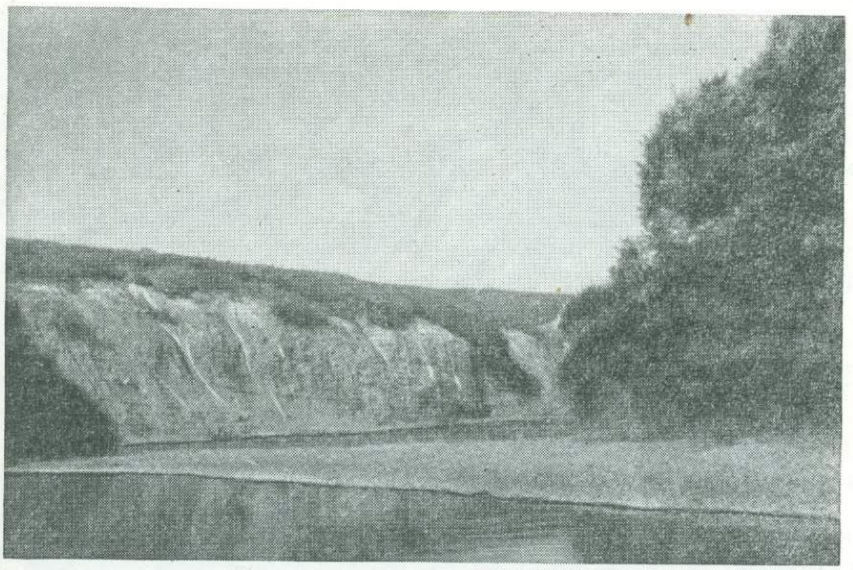


Рис. 17. Река Кавран. Контакт глауконитовых песчаников с глинистыми отложениями палеогена.

Туфогенно-аргиллитовая фация аманинской свиты (или подсвита I гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова) представлена переслаиванием туфогенных аргиллитов и алевролитов, ритмичнослоистых, крепких, с тонкой частой трещиноватостью, ориентированной перпендикулярно к наслоению. При выветривании породы выбеливаются, содержат многочисленные прослои разложившихся туфов и мергельных конкреций. Характерным признаком этих отложений является наличие крупных линз (5 × 10 *м*) или тел неправильной формы органогенных известняков, в различной степени засоренных терригенным материалом.

Известняки сложены обломками и целыми раковинами моллюсков в основном из рода *Thyasira*.

Л. В. Криштофович объединяет фауну этой фации в слои с *Thyasira kamtschatica* и *Solariella ochotensis*. Мощность туфогенно-аргиллитовой фации аманинской свиты 200 *м*.

Гакхинская свита в объеме, принятом на Охинском стратиграфическом совещании, соответствует средней части гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова (его подсвиты II и III) и гакхинской свите геологов Камчатского РайГРУ, за исключением базальных слоев с *Thyasira*.

В разрезе Точилинской антиклинали по Н. М. Маркину и Л. В. Криштофович (1958 г.) этот горизонт соответствует подсвитам II, III и IV гакхинской свиты.

Верхняя часть разреза гакхинской свиты в понятии упомянутых исследователей характеризуется уже среднемиоценовой фауной и отличным литологическим составом. Поэтому Е. П. Кленовым она относится к вышележащей лухлинской подсерии. От нижележащих пород палеогена и аманинской свиты (кроме ее туфогенно-аргиллитовой фации) гакхинская свита хорошо отличается по литологии благодаря флишоидному строению и белесоватому цвету слагающих ее пород.

Флишоидное строение ее отложений выражено в чередовании двух разностей пород: пластов более крепких остроскольчатых белесых алевролитов и аргиллитов мощностью 0,05—0,2 *м* и пластов темных, синевато-серых, со скорлуповатой отдельностью, менее крепких аргиллитов мощностью 0,01—0,05 *м*. Такое строение отложений гакхинской свиты характерно для значительной части территории Тигильского поднятия (рис. 18).

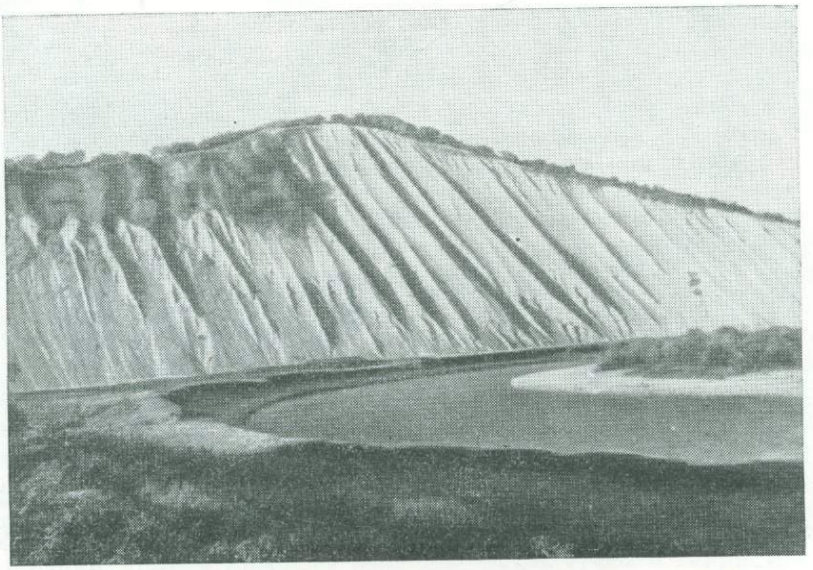


Рис. 18. Отложения акхинской свиты (р. Кавран, правый берег).

Для белесых пластов гакхинской свиты характерны сильная трещиноватость, перпендикулярная плоскостям наслоения, выбеливание и наличие колец ожелезнения в изломе. В этих пластах встречаются включения растительного детрита, отдельные гальки изверженных и метаморфических пород, гнезда пирокластического материала.

В шлифах породы состоят из алевритовых зерен преимущественно кварца и полевого шпата, погруженных в пелитовую слабоожелезненную массу. По всей породе рассеян рудный минерал. Редко встречается глауконит.

Среди пород свиты часто встречаются пласты туфов и туффитов мощностью до 0,5 *м*, а также туфогенные песчаники и редко опоки. Наличие прослоев туфов обычно используется геологами для определения кровли и подошвы пластов там, где последние залегают в сложных тектонических условиях.

Для пород свиты характерны часто встречающиеся в них крупные мергельные конкреции размером до 3 *м* и более в поперечнике, а также обилие пустотелых шарообразных образований, напоминающих внешне остатки криноидей размером 0,01—0,05 *м* в поперечнике; иногда они достигают 0,1 *м* и более. Снаружи эти стяжения имеют известковистую корку, внутри которой заключена туфогенная мучнистая масса.

Там, где отложения гакхинской свиты начинают частично замещаться породами корновской фации, в них появляются пачки темноцветных аргил-

литов, как бы растворяющих в себе ритмичнослоистые белесые аргиллиты и алевролиты.

Наиболее показательным в этом отношении может быть разрез Воямпольской антиклинали.

Фауна гакхинской свиты объединяется Л. В. Криштофович в слои с *Cardita striata* и *Turritella gackhensis*. Мощность отложений этой свиты составляет 350—500 *м*.

Лухлинскую подсерию (средний миоцен) впервые выделил в 1957 г. Е. П. Кленов, объединив в нее отложения верхней части гакхинской свиты и вивентекскую и кулувенскую свиты воямпольской толщи Б. Ф. Дьякова. Бросающийся в глаза белесый цвет пород служил единственным основанием для объединения ее с нижележащей, тоже белесоватой россошинской подсерией в одну воямпольскую толщу. Однако отличия их более существенны.

Лухлинская подсерия соответствует новой трансгрессии миоценового моря, проявившейся позже первой бореальной трансгрессии. Время отложения ее пород характеризуется пышным расцветом диатомовой флоры. Для разреза подсерии характерны типичные опаловые породы (опоки, кремни) и наличие в ее основании своеобразной утхолокской свиты, трансгрессивно залегающей на более древних породах.

Кроме опок и диатомитов, слагающих значительную часть ее разреза, в отложениях подсерии много пластов туфов и туфогенных песчаников, а также крупных обломков пемзы и валунов андезитов. Разделяется она на утхолокскую, вивентекскую и кулувенскую свиты.

Мощность отложений лухлинской подсерии достигает 1000 *м*.

Утхолокская свита как подошва среднемиоценовых отложений впервые выделена в Утхолокском районе по рекам Квачине и Пухлю Е. П. Кленовым в 1956 г.

Еще раньше (1954 г.) аналогичные образования выделил он же под названием туфового и туффитового горизонтов средней части воямпольской толщи.

Выделение этих образований в самостоятельную свиту подтверждено региональными картировочными работами, показавшими постоянство литологических и фаунистических характеристик слагающих ее отложений на значительных площадях Тигильского района. В эталонном точилинском разрезе она соответствует IV и части V подсвитам гакхинской свиты Б. Ф. Дьякова или V и части VI подсвитам гакхинской свиты Н. М. Маркина и Л. В. Криштофович (1958 г.).

Л. В. Криштофович выделяет в этом разрезе слои с *Yoldia posneri* (слои с *Corbicula* sp.) и слои с *Nuculana miocenica*, фауна моллюсков которых отличается обедненным и однообразным составом и присутствием эвригалинных форм.

Отложения утхолокской свиты представлены туфами, туфогенными глинами и аргиллитами и туфогенными песчаниками. Обычно это некрепкие породы темно-серого, зеленого и голубовато-серого цвета, скорлуповато-обломочные, образующие глинистые, большей частью задернованные оплывшие осыпи.

На контакте с отложениями россошинской подсерии в породах свиты отмечаются масса гальки и обломков андезитов, а также различных изверженных и метаморфических пород, обуглившиеся растительные остатки и углистые песчаники. Для этой части разреза утхолокской свиты характерно наличие псевдоморфоз кальцита и желваков пирита (рис. 19).

При микроскопическом изучении пород свиты обнаружено, что обломочная часть алевролитов представлена зернами кварца, полевых шпатов, реже рудного минерала, сцементированными глинисто-железистым цементом. Аргиллиты в своем составе содержат обломки кварца, полевых шпатов, вулканического стекла, эффузивных пород, погруженных в массу глинисто-серицито-хлоритового цемента.

В отложениях свиты встречаются также линзы известковых пород, из которых в обнажении по р. Хайрюзовой и А. Д. Кочетковой определены *Thyasira* ex. gr. *bisecta Conrad.* в массовых скоплениях, а также отпечатки



Рис. 19. Конкреции псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу из утхолокской свиты.

пелеципод, по скульптуре напоминающих *Serripes gröenlandicus* (B r i i g), *Macoma catcarea* (G m e l.), *Pelecypoda gen.* et. sp. *indet. Yoldia* cf. *posneri* L. K r i s h t., *Cardita* sp.

В разрезе Воямпольской антиклинали утхолокской свите, по-видимому, соответствует жиловая свита.

Мощность утхолокской свиты достигает 250 *м*.

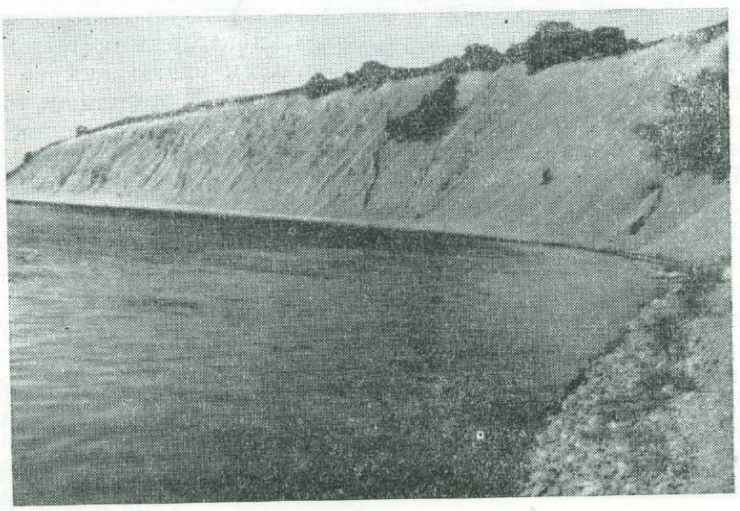


Рис. 20. Отложения вивентекской свиты (правый берег р. Белоголовой).

Вивентекская свита впервые была установлена М. Ф. Двали в 1934 г. на площади Хромовской и Точилинской антиклиналей.

Породы вивентекской свиты представлены стекловатыми опоками, туфогенными аргиллитами и алевролитами, туффитами, туфогенными песчаниками и туфами (рис. 20).

Среди этих отложений часто встречаются крупные мергельные конкреции (особенно в верхней части разреза), включения галек различных изверженных и метаморфических пород.

В шлифах породы этой свиты определяются опоки и опоковидные аргиллиты, содержащие угловато-окатанные зерна кварца, полевых шпатов, очень мелкие зерна рудного минерала, погруженные в опализированный цемент. По всему разрезу наблюдаются скопления микрофлоры. Структуры пород пелитовые, алевро-пелитовые, криптокристаллические. При выветривании отложения выбеливаются заметно сильнее гакхинских и образуют мелкие острые, липнущие к языку осколки. В верхней части разреза преобладают туфы и туфогенные песчаники.

Фауну вивентекской свиты Л. В. Криштофович объединяет в слои с *Palliolum pedroanus.*

Мощность отложений вивентекской свиты изменяется от 150 до 250 *м.*

Кулувенская свита впервые установлена М. Ф. Двали в 1934 г. на площади Точилинской и Хромовской антиклиналей.

Литологически кулувенская свита представлена туфогенными песчаниками, переслаивающимися с туфами и туффитами, а также опоками (в нижней части свиты) и линзами конгломератов и гравелитов (в верхах ее).

Отложения кавранской серии в ряде пунктов залегают на породах лухлинской подсерии с размывом и угловым несогласием. В этих случаях кулувенская свита частично или полностью размыта. В других же разрезах наблюдается постепенный переход между лухлинской подсерией и кавранской серией. В этих случаях и в верхах кулувенской свиты появляются прослои и линзы конгломератов, которые увеличиваясь в мощности, вверх по разрезу переходят в базальные конгломераты кавранской серии. Оба типа перехода между отложениями воямпольской и кавранской серий можно наблюдать по правому берегу р. Белоголовой, северо-западнее и восточнее одноименного села.

На северо-западе в 2 *км* от с. Белоголовое отмечается постепенный согласный переход между сериями. Здесь наряду с общим изменением разреза вивентекской и кулувенской свит в сторону преобладания туфогенных алевролитов (вместо обычных опок) в верхах разреза кулувенской свиты наблюдаются ритмы, сложенные в основании туфами со стяжениями известковистого песчаника с фауной и конгломератами, а в кровле алевролитами. Таких ритмов три. Вверх по разрезу в каждом следующем ритме базальная часть, сложенная песчаниками и конгломератами, увеличивается в мощности, а мощность алевролитовой части уменьшается. Наконец, в последнем ритме песчаники-конгломераты сливаются с породами конгломератовой свиты.

В 1 *км* восточнее с. Белоголовое на другом крыле синклинали, сложенной отложениями кавранской серии, наблюдается угловое несогласие; в обрыве правого берега реки четко видно срезание голов пластов кулувенской свиты базальным конгломератом из основания кавранской серии.

Фауну отложений кулувенской свиты Л. В. Криштофович объединяет в зону с *Thyasira disjuncto* и *Laternula besshaensis.*

Максимальная мощность отложений свиты достигает 500 *м.*

Кавранская серия

В кавранскую серию объединяются верхнемиоцен-плиоценовые отложения, ранее выделявшиеся Б. Ф. Дьяковым как кавранская (верхний миоцен — плиоцен) и эрмановская (плиоцен) толщи. Обе эти толщи объединялись им в седанкинский комплекс отложений, причем граница между кавранской и эрмановской толщами трактовалась как граница между двумя фациями — морской и континентальной; в одних разрезах наблюдалось преобладание морских отложений или кавранской толщи, в других — континентальных или эрмановской толщи. Граница между этими толщами по

Б. Ф. Дьякову в большинстве разрезов проходила в пределах верхнего плиоцена.

Геологические исследования последних лет и, в частности, исследования В. В. Меннера (1958 г.), Л. В. Криштофович (1957 г.) и Е. П. Кленова (1958 г.) показали, что верхнемиоцен-плиоценовые отложения можно довольно отчетливо подразделить на два цикла: нижний (верхнемиоцен-нижнеплиоценовый) — трансгрессивный и верхний (средне-верхнеплиоценовый) — регрессивный. Граница между ними проходит по подошве этолонской свиты, т. е. в верхней половине кавранской толщи Б. Ф. Дьякова. Эти циклы отложений на Охинском стратиграфическом совещании получили наименование двух подсерий кавранской серии — нижней и верхней.

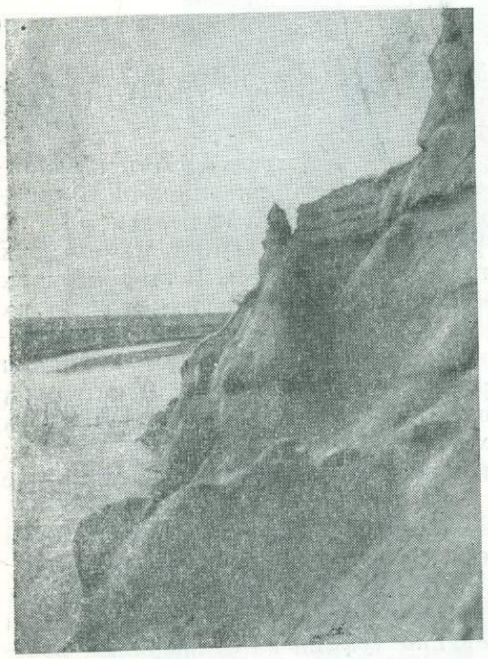


Рис. 21. Характер выветривания конгломератов ильинской свиты (р. Кавран).

Возрастная смена литологических фаций в отложениях нижней половины разреза кавранской серии (нижняя подсерия) аналогична смене фаций в лухлинской и россошинской сериях.

В подошве она также начинается прибрежными отложениями в виде конгломератов и песчаников, которые затем сменяются более глубоководными отложениями туфогенного состава, представленными опоками, туффитами и туфами. Верхняя подсерия кавранской серии представлена прибрежно-морскими и континентальными отложениями.

Отложения кавранской серии на отдельных участках района Тигильского поднятия залегают на лухлинской и нижележащих сериях с угловым несогласием.

Нижняя подсерия кавранской серии разделяется на ильинскую и какертскую свиты, верхняя — на этолонскую и эрмановскую.

Максимальная мощность отложений кавранской серии достигает 2500 *м*.

Ильинская свита (или горизонт базальных конгломератов Б. Ф. Дьякова и других исследователей) включает в себя не только конгломераты из подошвы кавранской серии, но также и часть вышележащего разреза, представленного зелеными туфогенными песчаниками и гравелитами.

В ряде разрезов слой базальных конгломератов выделяется довольно четко. В других разрезах конгломераты свиты замещаются конгломеративными песчаниками или песчаниками с линзами конгломератов (рис. 21).

Конгломераты грубослоистые зеленого цвета содержат известковистые стяжения. Цемент их базальный, песчано-гравийный. Валуны, гальки и обломки в этих конгломератах представлены андезитами, порфиритами, шонкинитами, кремнистыми и глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и опоками. Песчаники серые и зеленовато-серые, полимиктовые, туфогенные, разнозернистые, плохо отсортированные, косослоистые, (рис. 22), при выветривании рыхлые, с шаровой отдельностью и известковыми стяжениями; содержат массу гальки, обломков и валунов различных пород, а также фауну. Среди песчаников верхней части ильинской свиты иногда залегают линзы и пласты песчанистых ракушняков. В верховье Нижний Калаваям такой выход ракушняков представляет собой целую серию линз и прослойков различной мощности, залегающих в 40-метровой пачке разреза. Один прослой наиболее чистого ракушняка (без гальки и песка) до-

стигает мощности 1,5 *м*. Аналогичные ракушняки обнажаются на берегу моря, севернее устья р. Ковран, где они залегают в виде двух пластов мощностью 0,8—1,2 *м*. Известняки отмечались также по правобережью Воямполки и в других местах Тигильского поднятия.

Фауну отложений ильинской свиты Л. В. Криштофович объединяет в зону с *Modiolus wajampolkensis*.

Мощность ильинской свиты меняется от нескольких метров до 1000 *м* и более.

Какертская свита представлена отложениями, которые внешне похожи на отложения вивентекской и кулувенской свит. Они также образуют в рельефе крупные обрывы, сложенные опоками и туфами, характеризующимися белесым цветом, вследствие чего отдельными исследователями они включались в состав воямпольской серии (Н. М. Маркин, 1931—1932 гг.; Н. Е. Соловьев и Г. К. Волков, 1957 г.).



Рис. 22. Косая слоистость в породах кавранской серии в районе села Тигиль.

Картирование этих отложений по простиранию и более внимательное их изучение показало, что для них характерны менее четкая слоистость, значительно большее содержание туфогенного материала, своеобразные виды фауны, а также обилие диатомовой флоры, образующей пласты диатомитов.

Отложения какертской свиты представлены туфогенными песчаниками и алевролитами, опоками, туффитами и туфами. В породах свиты встречаются прослои и конкреции мергелей, много мелкой уплощенной гальки и гравия туфогенных пород нижележащих свит, а также метаморфических и изверженных пород. В основании свиты обычно залегают опоки, туфогенные алевролиты и туфы, в верхах — туфогенные песчаники.

В шлифах породы какертской свиты характеризуются большим содержанием туфогенного материала и в зависимости от количества его разделяются на туфы (90%), туффиты (30—90%) и туфогенные породы (до 30%). Песчаники характеризуются полимиктовым составом (25% кварца, 25% плагиоклаза, 10% обломков эффузивных и кварцитовидных пород, 2% пироксена, 1% роговой обманки, 1% биотита, 3—5% глауконита, 1% магнетита, 5—10% хлорита, 20—25% пирокластического материала) и многочисленными остатками диатомовых водорослей. Обломочная часть по отношению к цементу составляет 50—80%. Обломки угловато-окатанные, иногда корродированные. Полевые шпаты пелитизированы, иногда карбонатизированы,

органические остатки заполнены карбонатом или опалом. Цемент карбонатно-глинистый, туфогенный, хлоритизированный, по типу — основной или соприкосновения. В состав туфов входят кварц, полевой шпат, роговая обманка, биотит, пироксен, глауконит, обломки андезита и вулканического стекла. Цементом является пепловый или глинисто-пепловый материал и вулканическое стекло. Встречаются известковистые туффиты. Структура опок часто органогенная, псаммитовая. Порода состоит из угловато-окатанных зерен кварца, полевого шпата, редких чешуек биотита, пироксена, обломков диатомовой флоры, редких рудных зерен, кластическая часть погружена в количественно преобладающую массу опалового цемента. Отмечается присутствие глауконита и обломков вулканического стекла, участками сильное ожелезнение. Гравелиты состоят из хорошо окатанных обломков кварца, полевого шпата, пироксена, андезита, опоки, сланца, сцементированных песчано-глинистым и пепловым хлоритизированным материалом. Структура псефитовая.

Л. В. Криштофович холоднолюбивую фауну отложений какертской свиты объединяет в зону *Macoma optiva* (Y o k.) и по новым данным относит к верхнему ярусу верхнего миоцена.

Мощность отложений какертской свиты достигает 700 *м*.

Этолонская свита представлена гравелитами, песчаниками и туфами.

Микроскопическое изучение пород свиты показывает, что ее туфогенные песчаники по составу и структуре очень похожи на песчаники какертской свиты. В состав их обломочной части входят кварц, полевой шпат, обломки андезита, пироксен, биотит, роговая обманка, глауконит, вулканическое стекло. Обломки угловато-окатанные, корродированные, плагиоклазы пелитизированы. Цементом является опализированный вулканический пепел. Структура пород псаммитовая.

Обломочная часть гравелитов состоит из хорошо окатанной гальки андезитов, базальтов, кварцитовидных пород, обломков туфобрекчий и туфов, сцементированных песчано-глинистым и пепловым материалом, который участками хлоритизирован.

Л. В. Криштофович теплолюбивый комплекс фауны из низов этолонской свиты точилинского разреза объединяет в зону *Swiftopecten swiftii* B e r n. var. *etchegoini* A n d. Мощность этолонской свиты, по-видимому, в ряде разрезов превышает 1000 *м*.

Эрмановская свита венчает разрез кавранской серии и, представлена континентальными отложениями.

В составе ее преобладают песчаники с прослоями бурых углей и лигнитов, а также туфы, гравелиты и конгломераты. В ряде разрезов этой свиты отмечаются мощные пласты пемзовых туфов.

Отложения этой свиты еще мало изучены; по данным Б. Ф. Дьякова они распространены на левом берегу в районе устья р. Тигиль, где среди них отмечаются пласты сидеритов. Е. П. Кленовым аналогичные отложения описаны в Кипинской мульде (пески, галечники), М. Ф. Двали — по р. Седанке (приток р. Тигиль), Н. М. Маркиным — в приустьевой части р. Морошечной.

Охарактеризованы эти отложения в основном флорой плиоценового и четвертичного возраста. Мощность отложений достигает 1000 *м*.

Большерецкая впадина

Большерецкая впадина занимает южную половину западного побережья Камчатки. На севере она начинается от устьев рек Каврана и Хайрюзовой и простирается к южной оконечности полуострова на расстояние до 700 *км*. Максимальная ширина впадины (р. Облуковина) достигает 100 *км*.

В геологическом строении ее главенствующее значение принадлежит плиоценовым и четвертичным отложениям, из-под которых лишь в приводо-

раздельной части Срединного Камчатского хребта обнажаются миоценовые породы. Основные выходы последних протягиваются относительно узкой полосой почти в меридиональном направлении. В северной части впадины к северу от р. Ичи можно наблюдать разрозненные выходы пород палеогена, площадь распространения которых резко увеличивается при приближении к Тигильскому поднятию. Третичные породы впадины сложены в пологие складки северо-западного и меридионального простираний, прорванные на ряде участков верхнетретичными и четвертичными эффузивными образованиями.

Наряду с выклиниванием отдельных частей третичных отложений вдоль Срединного хребта максимальная мощность их в центральной и прибрежной частях впадины условно определена в несколько тысяч метров.

Вопрос о наличии в центральных частях впадины отложений палеогенового возраста является в сущности открытым, однако наличие их вполне вероятно, поскольку погружающиеся со стороны Тигильского поднятия палеогеновые породы не претерпевают в направлении впадины фациальных изменений, которые бы указывали на возможное их выклинивание.

Геологическое строение этой части полуострова изучалось Д. С. Гантманом (1934 г.), А. В. Щербаковым (1934—1955 гг.), А. И. Плахутой (1934 г.), Г. М. Власовым и В. М. Цимбалом (1940 г.), Б. Ф. Дьяковым (1946 г.), А. Ф. Марченко (1952 г.), Л. П. Грязновым (1956, 1958 гг.), В. П. Вдовенко (1957 г.) и другими. Подавляющая часть территории впадины покрыта лишь маршрутными и мелкомасштабными съемками и только в бассейне р. Крутогоровой на каменноугольном месторождении проводились разведочные работы, сопровождавшиеся бурением. С этой же целью бурение проводится в настоящее время в бассейнах рек Начиловой, Утки, Хомутиной. С 1957 г. на Большерецкой впадине проводятся гравиметрические съемки.

Широкое развитие четвертичных отложений является основным фактором, который обусловил низкую степень геологической изученности Большерецкой впадины.

До 1952 г. для центральной части впадины было предложено несколько стратиграфических схем, которые значительно различались между собой как по взаимоотношению свит, так и по их возрасту. Стратиграфическая схема третичных отложений, предложенная в 1952 г. А. Ф. Марченко, является наиболее совершенной. Она подтверждена буровыми работами на Крутогоровском каменноугольном месторождении и геологосъемочными работами последующих лет (Л. П. Грязнов, 1956, 1958 гг.).

Поскольку наиболее изученным участком Большерецкой впадины является район Крутогоровского каменноугольного месторождения, разрез его может быть положен в основу стратиграфии впадины. Ниже при характеристике стратиграфии третичных отложений описание палеогеновых пород опущено, так как отдельные выходы их, известные в северной части впадины, аналогичны палеогену Тигильского поднятия.

Неогеновые отложения Большерецкой впадины, представленные морскими, континентальными и частично вулканогенными породами общей мощностью до 4000—5000 *м*, разделяются снизу вверх на ичинскую и крутогоровскую свиты и кавранскую серию. Последняя в частных разрезах иногда разделяется на толщи или свиты (кавранскую, эрмановскую, лигнитовую).

Ичинскую свиту (нижний миоцен?) впервые (1946 г.) выделил Б. Ф. Дьяков в бассейнах рек Крутогорова, Облуковина и Ича, объединив в нее «белесоватые кремнистые сланцы и песчаники». Эту свиту он параллелизовал с вивентекской, кулувенской и частично гакхинской свитами неогенового разреза Тигильского поднятия. Ниже ичинской свиты по Б. Ф. Дьякову залегает облуковинская свита (аналог гакхинской свиты Тигильского поднятия), представленная в двух фациях — морской и континентальной (угленосные отложения бассейна р. Крутогоровой). Как показали исследования А. Ф. Марченко (1952 г.) и буровые работы на Крутогоровском каменно-

угольном месторождении, ичинская свита залегает ниже угленосных отложений и, трансгрессивно перекрывая мезозойские породы, является наиболее древней частью неогенового разреза этого района.

Аналогами ичинской свиты являются белесоватая толща Д. С. Гантмана (по рекам Крутогорова, Платонич, Облуковина), нижний отдел киумшечекской свиты А. В. Щербакова (по рекам Сидма, Воровская, Кол), ичинская свита Б. Ф. Дьякова (по рекам Крутогорова, Облуковина, Ича), белесоватая свита Г. М. Власова и В. М. Цимбал (по рекам Крутогорова, Платонич, Колпакова), ичинская свита Л. П. Грязнова (по рекам Кихчик, Хомутина, Утка) и, по-видимому, часть нижне-среднемиоценовых отложений геологов Геологического Управления № 5. Южнее, в бассейнах рек Опалы и Савана, ичинской свите соответствует, вероятно, нижняя половина вулканогенной свиты Л. П. Грязнова (1956 г.).

Ичинская свита сложена белесоватыми, кремово-желтыми либо светло-зелеными туффитами, опоками, опализированными песчаниками. Общим признаком пород ичинской свиты является наличие в них опализированной изотропной основной массы, бесцветной или окрашенной окислами железа в буроватый цвет. Показатель преломления ее близок к 1,54. Обломки в составе пород представлены кварцем, плагиоклазами, кислыми эффузивными породами, иногда стеклом. Среди кластического материала, составляющего часто более 50% породы, встречаются также грязнозеленый хлорит, чешуйки слюды, диатомовые и радиолярии.

Литологический состав ичинской свиты почти не изменяется на всех выходах ее вдоль восточного крыла Большерецкой впадины. На юге, в бассейне р. Озерной, мыса Сивучего и далее до мыса Лопатка аналоги ичинской свиты можно найти среди отложений так называемой неогеновой толщи (В. М. Чапышев и др., 1953 г.), представленной туфопесчаниками и туфоконгломератами с прослоями конгломератов и лав основного состава.

Несмотря на то что ряд исследователей придерживается мнения о нижнемиоценовом возрасте ичинской свиты (А. Ф. Марченко, 1952 г.; Л. П. Грязнов, 1958 г.), доказательств этому пока еще недостаточно.

Из отложений ичинской свиты, а также отложений, параллелизуемых с ней, по сборам Б. Ф. Дьякова и других геологов в районе рек Крутогоровой, Облуковиной, Ичи, Сопочной В. С. Слодкевичем и Л. В. Криштофович были определены *Acila* (*Fruncacila*) conradi (Meek), *Yoldia striata* Dall., *Lacvicardium* (*Cerastoderma*) *shiujiensis* (Yok), *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* Stimps., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Caucellaria crawfordiana* Dall., *Yoldia* cf. *oregona* Shum., *Modiolus inflatus* Slodk., *Cardita pacifera* Yok., *Macoma inrentata flagleri* Eth., *Polinices* (Neverita) cf. *ampla* (Phill), *Turritella tighiliana* Slodk., *Turritella* cf. *nipponica* Yok., *Thyasira nana* Khom., *Macoma* cf. *balthica* Lin., *Makoma inguinata* (Desn.), *Mya arenaria* var, *arenaria* L., *M. arenaria* var. *japonica* Iay., *Turritella* cf. *nipponica* Yok.

Возраст свиты на основании приведенного палеонтологического материала определен как средний миоцен. Ичинская свита должна сопоставляться с нижней половиной лухлинской подсерии воямпольской серии Тигильского поднятия.

В последующие годы Л. П. Грязновым и О. Н. Толстихиным в аналогичных отложениях собраны следующие формы: *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Mactra* sp., *Macoma* sp. и др., существенно не уточнившие возраст отложений.

Мощность ичинской свиты в различных районах изменяется от 100 до 1500 *м*.

Крутогоровская свита соответствует угленосной фации облуковинской свиты Б. Ф. Дьякова (реки Крутогорова, Облуковина, Ича), угленосной свите Г. М. Власова и В. И. Цимбал (реки Крутогорова, Платонич, Колпакова), угленосной толще Д. С. Гантмана (реки Крутогорова, Платонич, Облуко-

вина), хомутинской свите Л. П. Грязнова (реки Кихчик, Хомутина, Утка), верхней части вулканогенной свиты Л. П. Грязнова (реки Опала и Саван).

Название «крутогоровская свита» введено А. Ф. Марченко в 1952 г. для среднемиоценовых угленосных отложений бассейна р. Крутогоровой.

В бассейне р. Крутогоровой свита сложена лагунноконтинентальными угленосными отложениями с пластами базальтов. Угленосные отложения представляют собой частое чередование маломощных прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих тонкие прослои и пласты каменного угля. Песчаники свиты буровато-серые или белесые, часто косослоистые, с обуглившимися остатками и отпечатками растений. Состоят они преимущественно из обломков кварца и плагиоклаза (25—70%), эффузивных и метаморфических пород. Наблюдаются также чешуйки серицита, биотита, хлорита, изредка зерна ставролита и глауконита. Алевролиты и аргиллиты в основном за счет содержащегося в них тонкораспыленного углистого вещества имеют серые, темно-бурые и черные оттенки. Встречаются как массивные, так и тонкослоистые текстуры. Аргиллиты и алевролиты обычно связаны между собой постепенными переходами. Почти повсеместно в угленосных отложениях наблюдаются линзовидные прослои и послойно ориентированные конкреции сидерита, которые приурочены к почве или кровле глинистых прослоев, а также к контактам их с пластами и пропластками каменного угля. Входящие в состав крутогоровской свиты пластовые залежи базальтов, излияние которых происходило одновременно с накоплением угленосных отложений, представлены мелкозернистыми пористыми покровами мощностью до 25 *м* с хорошо выраженной столбчатой отдельностью.

На юг от бассейна р. Крутогоровой по рекам Кихчик, Хомутиной и Утке аналог крутогоровской свиты — хомутинская свита Л. П. Грязнова — представлен аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников; породы содержат обломки каменного угля и фауну. В бассейне р. Опалы по р. Саван Л. П. Грязнов встретил миоценовые угленосные отложения (песчаники и алевролиты с маломощными до 10—15 *см* прослоями угля), однако возраст этих отложений пока еще точно не установлен. Еще южнее, в бассейне р. Озерной и далее на юг вплоть до мыса Лопатка, угленосные отложения не встречены. Обнажающиеся здесь среднемиоценовые образования представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами (вулканогенная свита, неогеновая толща и др.). К северу от бассейна р. Крутогоровой угленосные среднемиоценовые отложения неизвестны.

В разрезе Тигильского поднятия и северной части Большерецкой впадины возрастными аналогами крутогоровской свиты являются кулувенская и частично вивентекская свиты лухлинской подсерии воямпольской серии.

Возраст отложений крутогоровской свиты определяется в основном по довольно многочисленной флоре. Б. Ф. Дьяков по определениям Т. Н. Байковской приводит следующие формы: *Dillenitis ellipticus* var. *ulmifolius* Holl., *Clyptostrobus europaeus* Heer, *Juglans nigella* Heer, *Corylus americana fossilis* Hewd., *Alnus carpinoides* Lesg., *A. Kefersteinii* Heer, *Quercus Chamissonii* Heer, *Acer grahamensis* Knowlt. et Cock., *Celastrus borealis* Heer, *Phyllites* sp., *Vitis* cf. var. *alaskana* Cock., *Viburnum asperum* Newb., V. sp.

Эти определения позволили Т. Н. Байковской сделать заключение о миоценовом возрасте угленосных отложений без дальнейшего уточнения.

А. Д. Кочетковой по сборам Л. П. Грязнова в бассейнах рек Кихчик, Хомутиной, Утки из отложений хомутинской свиты определена следующая фауна: *Acila* (*Truncacila*) *castrensis* Hinds, *Mactra* (*Pseudocardium*) *densata* Conrad., *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* Stimp., *Macoma baltica* Linn., *Macoma* cf. *astori* Dall., *Mya sertunaensis* Laut., *Mya* ex qr. *arenaria* Linn., *Panope* (*Panomya*) *simatomensis Otuca.*, *Thyasira bisecta* Conrad., *Laternula* (*Aelda*) cf. *besshoensis* Yok., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *schinjiense* Yok., *Seliqua* sp. и другие формы среднемиоценового возраста.

По сборам О. Н. Толстихина из вулканогенной свиты (по Л. П. Грязнову) М. И. Борсук определила *Solix varians* Goepp., S. cf. *remotidens* Knowlt., *Corylys maequarii* (*Forbes*) Heer, *C. americana* Knowlt., *Betula prisca* Ett., *Vites* sp., *Tilia* sp. М. И. Борсук считает эту флору миоценовой, тяготеющей к верхам миоцена.

Мощность угленосных отложений в бассейне р. Крутогоровой, по данным А. Ф. Марченко, равна 800 *м*; южнее, по данным Л. П. Грязнова, аналог крутогоровской свиты (хомутинская свита) имеет мощность 500—800 *м*.

Кавранская серия (верхний миоцен — плиоцен) слагает значительные площади Большерецкой впадины, особенно в ее центральных и западных частях. По сравнению с более древними отложениями кавранская серия менее интенсивно дислоцирована и перекрывает их с угловым несогласием.

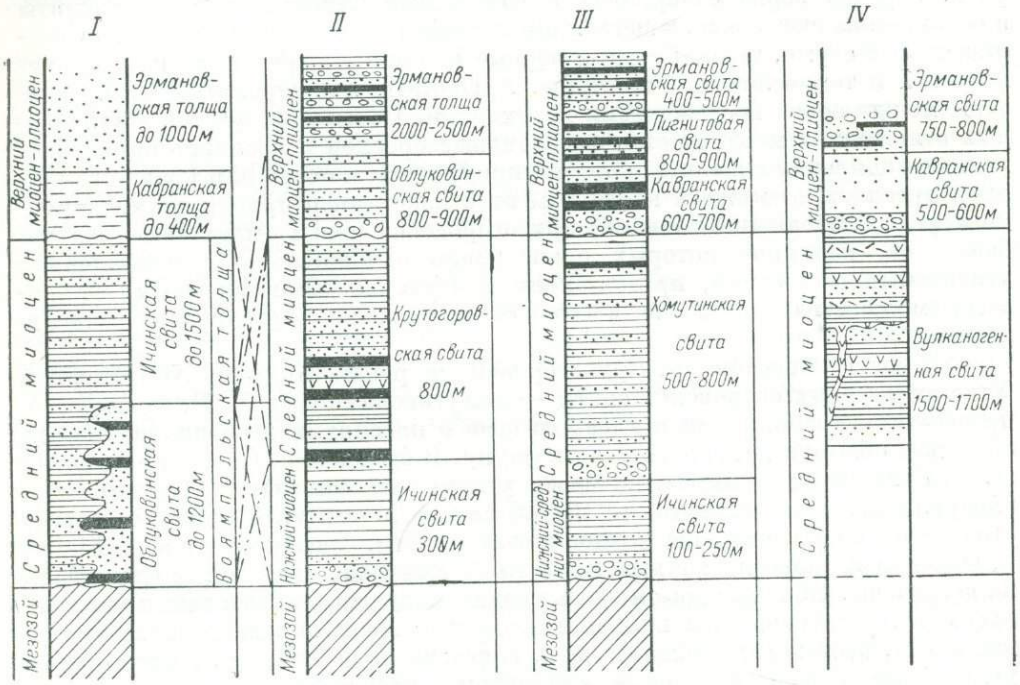


Рис. 23. Схема сопоставления основных стратиграфических разрезов.

— реки Ича и Быстрая (по Б. Ф. Дьякову, 1947 г); *II* — бассейн р. Крутогоровой (по А. Ф. Марченко, 1932 г.); *III* — реки Кихчик и Хамутина (по Л. П. Грязнову, 1958 г.); *IV* — среднее течение р. Опал (по Л. П. Грязнову, 1956 г.).

В связи с мелкомасштабностью большинства геологических работ в пределах Большерецкой впадины кавранская серия на свиты не разделяется. В частных разрезах (рис. 23) отдельные исследователи разделяют кавранскую серию на собственно кавранскую и эрмановскую толщи (Б. Ф. Дьяков), облуковинскую свиту и эрмановскую толщу (А. Ф. Марченко) (рис. 23), кавранскую, лигнитовую и эрмановскую свиты (Л. П. Грязнов).

Литологический состав базальных слоев, несогласно перекрывающих более древние отложения, и многочисленная своеобразная фауна позволяют безошибочно параллелизовать отложения кавранской серии не только в пределах Большерецкой впадины, но и в сопредельных с ней структурно-фациальных зонах полуострова.

В отличие от разрезов Тигильского поднятия, нижняя подсерия кавранской серии Большерецкой впадины представлена как морскими, так и континентальными (угленосными) и вулканогенными отложениями.

Угленосные породы, содержащие буроугольные, переходные к каменным пласты рабочей мощности, отмечает в разрезах по рекам Кихчик, Хомутиной и Утке Л. П. Грязнов. По его данным угленосная часть разреза под-

серии содержит пять пластов бурых углей мощностью от 0,1 до 1,7 *м* и приурочена почти к ее основанию. Подошва пачки угленосных отложений залегает в 10 *м* от подошвы кавранской серии над карбонатными песчаниками с многочисленной фауной.

На юг, к р. Озерной и мысу Лопатка кавранская серия представлена в вулканогенно-осадочной фации.

Верхняя подсерия кавранской серии почти повсеместно характеризуется лагунными и континентальными отложениями с лигнитами, конгломератами, пемзовыми песками и песчаниками.

Фауна в отложениях нижней подсерии кавранской серии многочисленна. Она характеризуется такими часто встречающимися формами, как *Macoma nasuta* Conrad., *M. optiva* Yok., *M. truncatoides* Khom., *M. echabiensis* Slodk., *M.* cf. *calearea* Gmel., *Mactra arenaria* Linn., *M.* (*Spisula*) *polynyma* Stimp., *M.* (*Spisula*) *precursou* Dall., *Serripes grönlandicus* Brug., *S* (?) cf. *kamtshaticus* Ilyina, *Yoldia vasiljevskii* Slodk., Y. *amaniensis* Sim., *Thyasira* cf. *disjuncta* Gabb., *Th.* var. *ochotica L.* Kr., *Mya truncata* Linn., *Natica jantostoma* Desn., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) cf. *schinjuense* Yok. и др. (определения А. Д. Кочетковой и Л. В. Проживиной).

Фауна верхней подсерии кавранской серии немногочисленна, встречаются обломки раковин *Laternula* sp., *Arca* sp. и др. Остатки флоры здесь более обильны и имеют лучшую сохранность. Значительные списки определений флоры, сделанных А. И. Поярковой, приводятся Б. Ф. Дьяковым в работе 1955 г. Так, по сборам А. В. Щербакова по р. Кол были определены *Osmunda* sp., *Eguisetum heleocharis* Ehr., *E.* cf. *palustrae L.*, *Phragmites* cf. *communis* Trin., *Alnus* sp., *A. hirsutifolia* A. Pojark., *Acer* cf. *Osmontii* Knowlt., *Vaccinium* sp., *Tlex integerrimum A.* Pojark., *Solix inquereuda* Knowlt., *S. minima A.* Pojark., *S. kamtschatica A.* Pojark., *S. glauca L.*, *Digraphis arundina ceae* (*L.*) Trin.; с р. Воровской — *Alnus cuneata* A. Pojark., *Salix integrifolia* A. Pojark sp. n., *S. pedicellaris* Parsh., *S. serratifolia* A. Pojark. Всю эту флору А. И. Пояркова относит к верхнему плиоцен-плейстоцену.

В связи с фациальной изменчивостью и плохой обнаженностью отложений кавранской серии определить их нормальную мощность до настоящего времени трудно. Отдельные исследователи при характеристике мощности серии приводят цифры, превышающие 3500 *м*.

Паланская впадина

Паланская впадина расположена между Тигильским поднятием и структурой Срединного Камчатского хребта и простирается на расстоянии до 600 *км*, доходя на севере до района бухты Подкагерной. Ширина впадины на параллели р. Воямполки достигает 100 *км*. В понятие Паланской впадины в данном случае входят также относительно приподнятые структуры прибрежной части полуострова в районе с. Палана, являющиеся, по-видимому, частью нового крупного тектонического района, скрытого под водами Охотского моря.

В геологическом строении Паланской впадины, так же как и Большерецкой, основное значение принадлежит отложениям верхнемиоценового, плиоценового и четвертичного времени.

Структура Паланской впадины изучено очень слабо. Имеющиеся материалы свидетельствуют лишь о том, что эти отложения смяты в пологие складки северо-восточного простирания, по-видимому, не образующие вытянутых линий. В северной части впадины в районе нижнего течения рек Паланы и Лесной геологическое строение усложняется. Наряду с общим поднятием структур, что подтверждается многочисленными выходами отложений палеогена и верхнего мела, последние разбиты многочисленными нарушениями, дающими картину мозаичного строения.

Разрез третичных отложений Паланской впадины во многом близок разрезу Тигильского поднятия.

Большинство исследователей выделяет здесь палеогеновую тигильскую серию, миоценовые отложения, представленные вулканогенными аналогами воямпольской серии, и кавранскую серию, во многом аналогичную кавранской серии Тигильского поднятия.

Геологическому строению Паланской впадины посвящены работы М. Ф. Двали, Л. В. Криштофович, Н. С. Бессонова, Н. М. Маркина, Б. В. Хватова и Н. В. Туганова, проводивших здесь исследования в 30-х годах; в последнее время в пределах этой территории работали геологи Н. К. Архангельской и др. в 1957 г., Н. Е. Калинникова и др. в 1958—1959 гг., Г. И. Агальцов, И. Ф. Мороз, А. Г. Погожев, А. И. Семейкин, А. Д. Кочеткова и др. в 1951—1959 гг. и др.

Подавляющая часть территории впадины покрыта мелкомасштабными съемками и маршрутными исследованиями по основным водным артериям. Наиболее изученными являются участки морского берега и приустьевые части крупных рек.

За основу стратиграфической схемы Паланской впадины обычно принимается более детально разработанная стратиграфическая схема Тигильского поднятия. Однако, помимо общих черт, в геологических разрезах этих районов имеются и существенные отличия. Они выражаются в отсутствии в пределах впадины фаунистически доказанных палеоценовых отложений, довольно резко обособляющихся от верхней половины палеогена в разрезах Тигильского поднятия, далее, по-видимому, в отсутствии отложений ковачинской серии в их пелитовой глубоководной фации. Причем по мнению одних исследователей эти отложения фациально замещаются здесь вулканогенными образованиями нижней части свиты Кинкильского мыса (М. Ф. Двали, Н. К. Архангельский), по мнению других — они отсутствуют ввиду размыва. Миоценовые отложения, в частности воямпольская серия, по данным М. Ф. Двали как морская осадочная фация также отсутствуют, так как полностью замещены вулканогенными породами свиты Кинкильского мыса. По данным же Н. Е. Калинниковой (1958 г.) и других геологов она слагает значительную территорию Паланской впадины наряду с присутствием там и частично замещающих ее вулканогенных фаций.

Таким образом, недостаточная изученность третичных отложений Паланской впадины, наличие фациальных замещений между осадочными и вулканогенными фациями и крайне недостаточная палеонтологическая охарактеризованность отложений создают значительные трудности при сводном описании геологического строения этого района.

Палеогеновые отложения (эоцен — олигоцен) занимают незначительную площадь в прибрежной части полуострова в районе с. Паланы и имеют относительно сложное тектоническое строение, что затрудняет их изучение и, в частности, составление полного стратиграфического разреза. Контакт их с породами верхнего мела описывают Н. В. Бессонов, указывающий на наличие в основании палеогеновых отложений конгломерата мощностью до 4 *м*, и Н. Е. Калинникова, отметившая лишь трансгрессивное залегание палеогеновых отложений на верхнемеловых.

Палеогеновые отложения Паланского района выделяются под названием тигильской серии (Н. Е. Калинникова) или толщи (М. Ф. Двали). Представлены они песчаниками, алевролитами и глинистыми песчаниками с прослоями аргиллитов, углистых аргиллитов и каменных углей. Песчаники эти обычно голубовато-серые или зеленые, некрепкие, плохослоистые, содержат отдельные гальки и прослои конгломератов, песчаные конкреции и мелкий обуглившийся растительный материал. Геологи, изучавшие эти отложения, не отмечают наличия верхов палеогенового разреза, представленного в районе Тигильского поднятия глинистой ковачинской серией. Поэтому возраст описываемых отложений определяется не выше нижнего олигоцена.

Нижняя граница этого разреза также недостаточно ясна. М. Ф. Двали, не наблюдая непосредственного контакта палеогеновых и верхнемеловых отложений, склонен все же на основании определений флоры из низов видимого разреза опускать эту границу в верхний мел (?), Н. Е. Калинникова ограничивает ее палеоценом. Однако отсутствие палеоценового фаунистического комплекса, так же как и типично палеоцен-верхнемелового флористического комплекса, не дает оснований для таких заключений. В настоящее время можно с уверенностью говорить о наличии в палеогеновом разрезе Паланского района лишь эоценовых и нижнеолигоценовых отложений.

По данным М. Ф. Двали, из тигильской толщи Паланского района Л. В. Криштофович была определена следующая фауна: *Cardium snatolensis* L. K r i s h t., *Nemocardium* cf. *kovatschensis* L. K r i s h t., *Pitaria chemetschensis* L. K r i s h t., *Macrocalista chemetschensis* L. K r i s h t., *Mactra* (*Spisula*) sp., *Ostrea* sp. (cf. *O. kovatschensis* S l o d k.), *Solen* ex gr. *snatolensis* S l o d k., *Polinices* sp. Несколько севернее в бухте подкагерной геологами Н. М. Маркиным и Б. В. Хватовым была собрана более многочисленная фауна, определенная В. С. Слодкевичем, А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович. Эта фауна, по данным Н. М. Маркина, дает возможность говорить лишь об эоценовом возрасте содержащих ее отложений. Более детальные работы, проведенные в последние годы геологами СВГУ и палеонтологом А. Д. Кочетковой в районах бухты Подкагерной, р. Пустой и мыса Водопадного, также свидетельствуют об отсутствии палеоценовых отложений в основании палеогена. Вместе с тем эти работы свидетельствуют о наличии здесь отложений, определенно параллелизуемых с ковачинской серией Тигильского поднятия. Об этом свидетельствует наличие таких видов, определенных А. Д. Кочетковой, как *Vorriamussium pillarense*, *Solemya dalli Lima* ex gr. *goliath*, *Modiolus restorationensis Psephaca weaveri*, *Aforia clallamensis* var. *wardi*, *Furricula* ex gr., *Washiugtonensis*, *Aturia angusta* и др.

Флора палеогеновых отложений Паланского района и, в частности, бухты Подкагерной по определению Э. Н. Кара-Мурза представлена следующими формами: *Segnoia Langsdorfii* (B r o n g n.) H e e r., *Taxodium dubium* H e e r, *T.* cf. *tinajorum* H e e r, *Glyptostrobus europaens* H e e r, *Populus latior* A l. B r., *P. arctica* H e e r, *P. genotrix* N e w b., *P. Richardsonii* H e e r, *P.* cf. *xantholitheusis* K n o w l t., *Myrica* cf. *speciosa* U n g., *Inglaus nigella* H e e r, *Hicoria magnifica* K n o w l t., *Corylus Macquarii* (F o r b.) H e e r, *Betula prisca* E t t., *Alnus* sp., *Ficus* sp. *Magnolia* cf. *Nordenskioldii* H e e r, *Platanus* cf. *aceroides latifolia* K n o w l t., *Laurus californica* L e s q., *Acer banderei* L e s q., *A.* cf. *arcticum* H e e r, *Vitis* sp. n., *Hedera Macglurrii* H e e r, *Diospyros brachysepala* A l. B r., *Salix* cf. *grandifolia* W e b e r, *Dryophyllum stahleganum* D a n s o n, *Apcibopsis*? *Liscolar* (*Lesquerenx*) *Lesquerenx*? *Sophora multiformis* H o l l. По возрасту этот комплекс флоры относится к эоцену.

По данным М. Ф. Двали мощность палеогеновых отложений в устье р. Паланы составляет 200—250 *м*, в районе устья р. Анадырки — 700 *м*. Для Паланского района Н. К. Архангельский определяет эту мощность около 1300 *м*.

Неогеновые отложения представлены морскими и вулканическими фациями.

Вопросы расчленения и возрастного определения отложений, относимых к неогену (морские и вулканогенные фации), нельзя еще считать окончательно решенными. Наиболее достоверно выделение отложений кавранской серии (верхний миоцен — плиоцен), несогласно перекрывающих все более древние породы. Морские осадочные отложения средне-нижнемиоценового возраста, по мнению одного из первых исследователей Паланского района М. Ф. Двали, здесь полностью замещаются почти сплошь вулканогенной свитой Кинкильского мыса, представленной туфобрекчиями и туфоагломератами с прослоями зеленовато-серых песчаников, содержащих в нижней части олигоценовую флору. Как пишет М. Ф. Двали (1957 г.), «Сопоставле-

ние последней с ковачинской и воямпольской толщами также подтверждается и отсутствием в Паланском районе отложений, которые по положению в разрезе (если не считать свиты Кинкильского мыса), по литологическому составу и фауне были бы аналогичны породам этих толщ». Геологи ГИН АН СССР (Н. К. Архангельский и др.) выделяют здесь наряду с вулканогенными отложениями свиты Кинкильского мыса также и воямпольскую серию, представленную толщей мелкозернистых песчаников с прослоями зеленовато-серых аргиллитов. В основании серии ими выделяется иольдиевая зона с крупными ланцетовидными иольдиями и лингулами, характеризующими начало нижнемиоценового времени. Возраст свиты Кинкильского мыса определяется ими условно как олигоцен-миоценовый, воямпольской серии — как нижний — средний миоцен. Н. Е. Калинникова и другие объединяют нижне-среднемиоценовые отложения Паланского района в воямпольскую серию с ее эффузивными аналогами — тевинским горизонтом и свитой Кинкильского мыса. Осадочные отложения воямпольской серии, представленные туфоалевролитами с фауной нижнего и среднего миоцена, широко развиты в южной равнинной части Паланского района. В восточной и северо-западной частях района на пачке песчаников, конгломератов и алевролитов (по фауне низы воямпольской серии) залегают туфы — аналоги тевинского горизонта М. Ф. Двали. Наиболее широко отложения тевинского горизонта развиты вдоль восточной приводораздельной части района. Залегающая выше тевинского горизонта свита Кинкильского мыса развита в основном в северной части района. В связи с наличием под отложениями свиты Кинкильского мыса осадочных отложений с фауной нижнего миоцена возраст этой свиты Н. Е. Калинникова считает среднемиоценовым. Такой вывод хорошо согласуется с наблюдениями в более северных районах и на Тигильском поднятии.

А. Д. Кочетковой и другими геологами СВГУ в районах мыса Астрономического, р. Пустой, бухты Подкагерной выделяется так называемая укитогорская свита среднемиоценового возраста, сложенная комплексом эффузивных пород от андезитов и базальтов до липаритов. Укитогорская свита несогласно залегает на нижнемиоценовых отложениях свиты мыса Астрономического. На Тигильском поднятии в Хайрюзовском районе Е. П. Кленовым и другими геологами Камчатского геологического управления выделяется группа эффузивных и жильных образований конца среднемиоценового времени, представленная основными и средними породами и тесно связанными с ними щелочными породами. Среднемиоценовые эффузивные породы по Е. П. Кленову широко развиты также в верховье р. Напаны и в других районах Тигильского поднятия; многими геологами они трактуются как вулканогенные образования напанского комплекса (олигоцен — миоцен). По-видимому, среди неогеновых отложений Паланского района также широко развиты вулканогенные фации среднемиоценового возраста, объединенные как с более молодыми, так и с более древними вулканогенными породами. Возрастное расчленение их пока невозможно в связи со слабой геологической изученностью Паланского района.

Осадочные отложения воямпольской серии представлены в Паланской впадине туфоалевролитами, туфами, конгломератами, мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами с крупными караваеобразными конкрециями; породы содержат много фауны, среди которой имеется большое количество форм, общих с фауной воямпольской серии Тигильского поднятия. По данным Н. К. Архангельского мощность отложений достигает 600 *м*, по данным Н. Е. Калинниковой — 700—1000 *м*.

По данным М. Ф. Двали мощность тевинского горизонта, представленного кислыми лавами и их туфами, изменяется от 25 до 500 *м*, по данным Н. Г. Калинниковой — от 200 до 1000 *м*.

Мощность свиты Кинкильского мыса, представленной в основном базальтами, андезитами и их туфобрекчиями, по данным М. Ф. Двали достигает 2500 *м*, а по данным Н. Е. Калинниковой оценивается в 1000—1500 *м*.

Отложения кавранской серии Паланской впадины также имеют много общего с кавранской серией Тигильского поднятия. Первоначально выделенная М. Ф. Двали озерновская толща (верхний миоцен—плиоцен) по свидетельству последующих исследователей (Н. К. Архангельский) явилась сборной, содержащей отложения от палеогена до верхнего плиоцена. По данным исследований Н. К. Архангельского и Н. Е. Калинниковой кавранская серия Паланского района сложена в основании конгломератами, переходящими выше в разнозернистые песчаники с округлыми известковистыми конкрециями и прослоями опоковидных глин.

Остатки моллюсков сходны с фауной кавранской серии Тигильского поднятия.

В более северных районах работами геологов СВГУ (А. Д. Кочеткова) отложения кавранской серии расчленены на конгломератовую, какертскую, этолонскую и эрмановскую свиты. На основании палеонтологических данных эти свиты одновозрастны с одноименными свитами кавранской серии Тигильского поднятия. Мощность кавранской серии Паланского района по данным М. Ф. Двали достигает 1200 *м*, по Н. К. Архангельскому она составляет 300—350 *м*, по Н. Е. Калинниковой — 900—1000 *м*.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Третичные образования Центрально-Камчатской вулканической зоны подразделяются на две серии — анавгайскую ($Pg—N_1^{1-2}$) и алнейскую ($N_1^3—N_2$).

Наиболее широкое площадное развитие имеют образования алнейской серии. Вулканогенные образования анавгайской серии встречаются отдельными пятнами и обычно приурочены к присводовой части положительных структур.

Анавгайская серия представлена эффузивными и пирокластическими породами, главным образом андезитового и андезито-базальтового состава.

Нижняя часть видимого разреза серии характеризуется значительным преобладанием пирокластических пород, довольно однородных по составу обломков и цементирующей массы, но часто резко отличающихся по внешнему облику благодаря разнообразной величине составляющих обломков (пирокластов). Наиболее полно эта часть разреза этой серии представлена в обнажениях бассейна р. Анавгай (Ю. В. Жегалов, 1956 г.). Здесь встречена вся гамма туфогенных пород — от пелитовых туфов до крупнообломочных туфобрекчий. Спорадически в разрезе встречаются также потоки андезитов и андезито-базальтов и прослои туфогенных песчаников. Для туфогенных пород всей серии и нижней части разреза в особенности характерны желтовато-бурые и грязно-зеленые тона окраски, обязанные, как показали микроскопические исследования, широко развитым эпигенетическим процессам хлоритизации обломков вулканического стекла. Грубообломочные (псефитовые и псаммитовые) разности туфов и туфобрекчии в обнажениях обычно массивные неслоистые, иногда грубо-слоистые, причем слоистость заметна только в очень крупных обнажениях. Переходы между туфами и туфобрекчиями постепенные, незаметные.

Мелкообломочные разности туфов — алевропелитовые и алевритовые — часто имеют очень тонкую слоистость, измеряемую долями сантиметра. Границы между отдельными прослоями туфов обычно резкие, отчетливо заметные благодаря изменению окраски в слоях с различной величиной составляющих обломков.

Обломочный материал как в туфах, так и в туфобрекчиях представлен почти исключительно андезитами и андезито-базальтами с небольшой примесью мономинеральных частиц. Последние представлены исключительно плагиоклазами (андезин, андезин-лабрадор) и моноклинными пироксенами. Цементирующая масса представлена мелкими пирокластами вулканического стекла и пепловыми частицами.

В этой же части разреза встречена своеобразная пачка пород, получившая наименование горизонта узорчатых туфов. Горизонт отличается чрезвычайно тонким чередованием алевропелитовых и псаммитовых туфов разной окраски, в отдельных обнажениях имеющих «узорчатую» текстуру в виде различно изогнутых микроскладок, связанных с подводными оползневыми явлениями.

Мощность нижней части серии достигает 300 *м*.

Стратиграфически вверх по разрезу туфогенные образования постепенно вытесняются эффузивами, которые преобладают в средней части и почти целиком слагают верхнюю часть серии. Как по внешнему облику, так и по минералогическому составу эффузивы очень однообразны. Это почти одни андезиты и андезито-базальты зеленовато-бурого и темно-бурого цвета, обычно массивные, иногда тонкоплитчатые. Часто андезиты имеют типичную текстуру шаровых лав. Следует отметить, что приведенное выше описание серии бассейна р. Анавгай нельзя рассматривать как опорный разрез ее для всей области Срединного Камчатского хребта. Как и вообще в районах сплошного развития вулканогенных образований, разрез серии резко изменяется на площади.

Петрографическое изучение эффузивных образований показало, что они представляют собой существенно плагиоклазовые породы; темноцветные минералы имеют подчиненное значение и представлены главным образом моноклинным, реже ромбическим пироксеном.

Общая мощность анавгайской серии 1000—1500 *м*.

Большой интерес представляют появившиеся в последнее время сведения о наличии в самых верхних частях разреза серии эффузивов более кислого состава (дацитов и липаритодацитов). Эти данные могут оказать существенную помощь при корреляции вулканогенных образований Срединного Камчатского хребта с хорошо изученными осадочными отложениями западного побережья Камчатки, где в породах нижне- и особенно среднемиоценового возраста отмечается значительная примесь пирокластического материала того же состава.

Отложения толщи очень слабо охарактеризованы органическими остатками. В долинах рек Быстрая и Козыревка (Ю. В. Жегалов, 1954 г.) в нижней части видимого разреза серии были обнаружены отпечатки листьев, определенные М. Н. Барсук как *Platanus* sp., *Fragus antipoffi* Heer. Присутствие отпечатков листьев *Platanus* sp., которые встречаются на Камчатке только в отложениях палеогена (не моложе нижнего олигоцена), позволяет сделать вывод о палеогеновом возрасте нижней части разреза серии.

Несколько южнее в бассейне р. Сухарики из туфогенных песчаников более высоких горизонтов разреза были определены *Thracia Condoni* Dall., *Cardium (Cerastoderma)* aff. *asagaien* se Mak., *Yoldia* cf. cooperi (Gabb) var. *kovatschensis* Slodk., *Turritella* cf. *okoyana* Conr. и др. (комплекс фауны нижне-среднемиоценового возраста по определению К. П. Евсеева, Л. В. Проживиной и Л. В. Криштофович). Слишком незначительные сборы органических остатков позволяют лишь предположительно определить возраст серии в целом как палеоген-нижне-среднемиоценовый.

Алнейская серия залегает с резким угловым несогласием на образованиях анавгайской серии. В Быстринском и Срединном Камчатском хребтах разрез серии представлен исключительно вулканогенными породами. Однако благодаря широкому площадному развитию и хорошей обнаженности удается проследить к западу и востоку от хребтов постепенное замещение вулканогенных пород нормальными осадочными, которые охарактеризованы обильной фауной верхнемиоцен-плиоценового возраста (Ю. В. Жегалов, 1955 г.; А. Ф. Марченко, 1955 г.; Г. Л. Адамчук, 1959 г.).

Вулканогенные образования серии сложены чередованием эффузивных и пирокластических пород с некоторым преобладанием последних.

Эффузивы представлены андезитами, весьма близкими по составу к андезитам анавгайской серии. От последних они отличаются присутствием значительного количества гиперстена и зеленой роговой обманки.

Общей закономерностью является постепенное «раскисление» эффузивов вверх по разрезу. Венчают разрез обычно дациты и липарито-дациты. На многих участках территории встречены туфолавы того же состава. Еще более отчетливо этот процесс можно наблюдать в туфогенных породах серии. Приблизительно в средней части разреза в них появляются обломки волокнистой белой пемзы (по составу отвечающей липариту), количество которой закономерно возрастает вверх по разрезу, где встречаются почти чистые пемзовые туфы.

Мощность вулканогенных пород алнейской серии достигает 1200 *м*. Такой же характер изменения состава пород наблюдается и в разрезах, представленных преимущественно осадочными отложениями. В основании их встречены конгломераты, которые по составу и фауне совершенно идентичны ильинской свите западного побережья полуострова. Выше залегают темно-серые и серые скорлуповатые аргиллиты с мергельными и андезитовыми конкрециями, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками и туфитами. Мощность этой части разреза не превышает 300—400 *м*.

Еще выше количество туфогенных пород в разрезе резко возрастает, появляются обломки пемзы, количество которых закономерно увеличивается вверх по разрезу. За счет разложения кислых вулканических продуктов на поверхности выветривания породы имеют характерный голубовато-серый оттенок.

Мощность этой части разреза достигает 500—600 *м*.

В осадочных отложениях толщи собрана обильная фауна верхнемиоцен-плиоценового возраста; из наиболее характерных форм следует отметить *Macoma nasuta* C o n r a d, *Mya orenaria L.*, *Mactra (Spisula) polynyma* S t i m p s., cf. *kamtschatica* Slodk. и др. (определения К. П. Евсеева).

Следует отметить, что, кроме основной зоны плиоценовых вулканов, совпадающей с Быстринским и Срединным Камчатским хребтами, намечается еще одна линия вулканов, расположенная к западу от первой. Последняя не обособляется орографически, но прослеживается по целому ряду крупных сильно разрушенных вулканов — Большой и Малый Чекчебонай, Безымянный вулкан в среднем течении р. Тихой и др.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

Центрально-Камчатский прогиб является вторым (после Западно-Камчатского прогиба) по размеру регионом широкого развития третичных осадочных отложений.

В виде относительно обширных полос, вытянутых в северо-восточном направлении, третичные отложения встречаются в центральной и северной частях прогиба, в Озерновской впадине и вблизи побережья Берингова моря. Отсюда они отчетливо прослеживаются и далее на северо-восток за пределы п-ова Камчатка (Ильпинский полуостров, депрессия р. Вывенки).

В южной части прогиба (южнее Озерновской впадины) третичные отложения почти полностью перекрыты мощным покровом четвертичных образований. Некоторое представление о их составе можно получить лишь по разобщенным выходам пород третичного возраста в периферических частях прогиба (восточные склоны Срединного Камчатского и западные склоны Валагинского хребтов).

Несмотря на сравнительно широкое развитие третичных осадочных отложений, несомненно перспективных в нефтеносном отношении, изученность этой части полуострова остается крайне слабой. Обширные поля третичных отложений северо-восточной части прогиба исследовались в основном лишь отдельными маршрутами геологов ВНИГРИ (М. Ф. Двали, 1931, 1932,

1947 гг.; В. И. Винюков, 1947 г.) и АН СССР (О. С. Харкевич, 1937 г.; А. В. Щербаков, 1937 г.). Только в последние годы здесь проводились мелкомасштабные площадные геологические съемки (Дальневосточное и Камчатское районное геологические управления). Что касается южной части прогиба, то несмотря на то, что отдельные участки его и покрыты более крупномасштабными геологическими съемками, однако многие вопросы геологического строения все еще не расшифрованы. Метод геологической съемки в этом, почти сплошь закрытом участке прогиба доставляет слишком скудные сведения о его глубинном строении.

Неравномерная изученность третичных отложений в различных участках Центрально-Камчатского прогиба, а также и территориальная разобщенность их выходов не позволяют пока уверенно сопоставлять между собой отдельные разрезы, изученные к тому же различными исследователями в разное время. Целесообразно поэтому будет рассмотреть разрезы третичных отложений раздельно по участкам, в пределах которых они достаточно хорошо выдерживаются. Можно выделить три таких участка: Озерновская впадина, южная часть прогиба (долины рек Быстрой и Камчатки) и северная часть прогиба (побережье Берингова моря и северо-западная часть о-ва Карагинского). Наиболее полный разрез третичных отложений Центрально-Камчатского прогиба вскрывается в Озерновской впадине в бассейнах рек Еловки и Маимли.

Озерновская впадина (Еловская депрессия)

Впервые на присутствие третичных отложений (без уточнения возраста) в бассейне р. Еловки указывал К. Богданович. В 1923 г. Г. А. Дягилевым по р. Левой Еловке были обнаружены песчаники с прослоями лигнитов, охарактеризованные фауной миоценового возраста. Более полные сведения о третичных отложениях бассейна р. Еловки были получены в 1931 г. после маршрута М. Ф. Двали.

Современные представления о стратиграфии третичных отложений Озерновской впадины основываются главным образом на исследованиях геологов ВНИГРИ М. Ф. Двали (1931—1932 гг.) и В. Н. Винюкова (1947 г.).

По данным В. Н. Винюкова третичные отложения Озерновской впадины представлены тремя толщами (снизу вверх): туфогенной, еловской и кавранской.

Туфогенная толща ($Pg_{2-3}^{?}$)

Впервые отложения туфогенной толщи были встречены М. Ф. Двали по рекам Еловке (Матерой), Левой Еловке и Поворотной и описаны под названием вулканогенной свиты. Помимо перечисленных пунктов, отложения толщи были встречены В. Н. Винюковым (1947 г.) по долине р. Шишей, в районе сопки Шишей (или Шишель), по рекам Озерной, Кельмень, Питкрач и в верхнем течении р. Маимли. Надо полагать, что отложениями туфогенной толщи сложено также и междуречье Еловки (в среднем течении) и Маимли; здесь они перекрыты рыхлыми четвертичными осадками различной мощности.

Туфогенная толща представлена потоками андезитов и базальтов (редко дацитов), переслаивающихся с различного рода туфами, кремнистыми породами, туфогенными песчаниками, туфогенными конгломератами и агломератовыми туфами. Нижняя часть разреза сложена главным образом потоками лавы, верхняя часть — осадочными туфогенными породами. Потоки эффузивов, составляющие основной фон разреза, нормально переслаиваются между собой и с туфогенными осадочными отложениями, причем последние не несут на себе каких-либо следов контактового метаморфизма. Наряду с покровами и потоками эффузивов незначительное развитие имеют жильные разности — андезиты, трахиандезиты.

Андезиты и базальты обычно плотные, темно- и светло-серой окраски. Более измененные их разности, которые при микроскопическом изучении очень напоминают порфириты, приобретают в обнажениях зеленовато-серые и коричневатые тона. В них часто хорошо различима шаровая текстура лавы с характерной скорлуповато-оскольчатой отдельностью в выветрелой зоне. Свежие разности эффузивов часто обнаруживают столбчатую отдельность и отчетливую полосчатую текстуру течения.

Выходы эффузивов на дневную поверхность образуют в рельефе резко возвышенные элементы и характерные ущельеобразные формы речных долин (так называемые «щеки»). Несколько более сглаженные формы рельефа образуются в местах развития сильно измененных разностей эффузивов.

Андезиты характеризуются гиалопилитовой, витрофировой и реже интерсертальной структурами. Основная масса обычно сильно разложена, иногда до полного замещения агрегатом хлорита, карбоната и глинистого минерала. Среди порфировых выделений обычно присутствует плагиоклаз (андезин) и моноклинный пироксен (авгит), иногда частично или полностью замещенный уралитовой роговой обманкой. Плагиоклаз вкрапленников обычно сильно разложен и замещен смесью эпидот-цоизитовых зерен и карбоната. Часто наблюдаются небольшие пустоты, выполненные цеолитом и радиально-лучистым хлоритом.

Базальты встречаются реже андезитов. Как правило, они также обладают отчетливой порфировой структурой при витрофировой и интерсертальной структурах основной массы. Последняя представлена мелкими лейстами плагиоклаза (андезин-лабрадор), моноклинного пироксена и оливина, погруженными в сильно разложенный стекловатый базис.

Переслаивание описанных базальтов, андезитов и переходных разностей составляет, как уже указывалось, нижнюю часть разреза толщи. Прослои туфогенных пород в этой части разреза сравнительно редки и маломощны. Выше по разрезу количество и мощность прослоев осадочно-туфогенных образований увеличивается и постепенно они полностью вытесняют эффузивы.

Верхняя часть разреза толщи представлена переслаиванием туфогенных песчаников темно-серых, черных, иногда с зеленоватым оттенком, с прослоями туфов и конгломератов. Отдельными, часто линзообразными прослоями встречаются окремненные разности пелитовых туфов, окрашенных в темно-серый и черный с синеватым оттенком цвета. В туфогенных песчаниках и туфах часто присутствуют хорошо окатанная галька и валуны.

Обломочный материал туфогенных песчаников представлен смесью осадочного кластического и пирокластического материала приблизительно в равных соотношениях, иногда с преобладанием последнего. Среди обломков различаются андезиты, базальты, часто сильно разложенные, а также угловатые и слабоокатанные зерна моноклинального пироксена, плагиоклаза, амфибола и других цветных минералов. Цементом служит раскристаллизованное основное стекло.

Туфы представляют собой разнозернистые, очень плотные, реже рыхлые породы сероватого, серовато-зеленого и коричневого цвета. Редко наблюдается грубая слоистость, связанная обычно с появлением в разрезе прослоев мелкообломочных (пелитовых и алевритовых) туфов незначительной мощности. Пирокластический материал в туфах представлен обломками андезитов и базальтов, мелкими мономинеральными зернами и обломками вулканического стекла, часто полностью разложенного с образованием хлорита и бурых окислов железа. Характерно, что андезиты и базальты, которыми сложены обломки, совершенно идентичны по составу одноименным разностям пород, развитым в нижней части разреза. Количественные соотношения пирокластов, минералов и стекла в породах меняются в широких пределах, вплоть до образования типичных кристаллических и витрокластических туфов.

Состав гальки и валунов в конгломератах также очень однообразен — здесь встречены только эффузивы среднего и основного состава. Сцементированы они обычно разнозернистым пирокластическим материалом.

Залегают описанные породы слоями и пачками различной мощности, от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Какой-либо закономерности в чередовании не установлено; в одних случаях преобладают туфогенные песчаники, в других — туфы. Для всего разреза осадочно-туфогенных образований характерно присутствие мелкой (до 3—5 *см*) уплощенной гальки эффузивных пород.

Органических остатков, за исключением неопределимых обломков водорослей, в породах толщи не обнаружено. Остатки водорослей, однако, важны как показатель образования осадков в водной среде, что подтверждается также наличием отчетливой слоистости в туфогенных породах и присутствием хорошо окатанной гальки и валунов.

Возраст осадков условно определяется как эоцен-олигоценовый на основании согласного перехода в вышележащие отложения верхнего олигоцен-миоцена, которые охарактеризованы фаунистически.

По данным В. Н. Винюкова мощность толщи превышает 7000 *м*, но в действительности она, по-видимому, еще больше, так как ниже пачки эффузивов, описанной В. Н. Винюковым, залегает пачка осадочно-туфогенных образований, которая осталась неизученной.

Следует отметить, что к северу от рассматриваемой территории в аналогичных геотектонических условиях описаны осадки палеогена подобной же мощности (Власов, 1941 г.; Юдин, 1952 г.).

Образования толщи были прослежены на восточных склонах Срединного Камчатского хребта в бассейнах правых притоков р. Еловки (Ю. В. Жегалов, 1955 г.). Здесь они представлены почти исключительно эффузивами (андезиты, андезито-базальты), сильно диагенетически измененными, разрушенными и раздробленными. Аналогичные же отложения широко развиты и в самом хребте (Ю. В. Жегалов, 1954—1955 гг.).

Почти не изучены палеогеновые отложения в восточной части Озерновской впадины. Некоторое представление о характере изменений разреза можно составить на основании работ М. А. Сухарева (1955 г.) в районе п-ова Озерного. Здесь им описана довольно мощная толща (свыше 2500 *м*) туфогенно-осадочных образований, охарактеризованных очень бедной фауной, не дающей оснований для определенной датировки возраста. Однако в перекрывающих слоях обнаружена фауна низов нижнего миоцена, что позволяет условно отнести нижележащую толщу к палеогену. Учитывая это обстоятельство, можно полагать, что в восточной части впадины роль эффузивных и туфогенных образований заметно снижается и возможно появление в разрезе толщи нормальных осадочных отложений.

Еловская толща ($Pg_3^3 — N_1$)

Впервые отложения этой толщи были описаны М. Ф. Двали по р. Еловке (Матерой) под названием еловская свита. Органических остатков в породах свиты им не было найдено, но специфический характер отложений, а также положение ее в разрезе позволили ему параллелизовать еловскую свиту с белесоватой свитой миоценового возраста западного побережья Камчатки. Более подробно разрез толщи изучен В. Н. Винюковым (1947 г.). Сборы фауны позволили ему уточнить возраст толщи в пределах верхнего олигоцен-миоцена.

Отложения толщи широко развиты в северной и северо-восточной частях Озерновской впадины, в бассейна рек Еловка (Матерая), Озерная и Маимля. Изучена она слабо.

Непосредственных контактов с нижележащей туфогенной толщей не наблюдалось. Однако одинаковая дислоцированность пород, а также близкий литологический состав нижней части еловской толщи и верхней части

туфогенной толщи позволяют говорить о согласном залегании их с постепенным переходом между ними. Граница проведена условно по появлению в разрезе нормальных осадочных отложений с фауной.

По данным В. Н. Винюкова разрез толщи представлен чередованием туфогенных песчаников, алевролитов, часто глинистых аргиллитов. Для алеврито-глинистой части разреза характерно присутствие линзообразных прослоев и рядов сидеритовых и мергелистых конкреций. Последние обычно имеют характерную караваеобразную форму. В нижней части разреза (переходной от туфогенной толщи) преимущественное развитие имеют песчаники с большой примесью туфогенного материала. Выше по разрезу они постепенно замещаются нормальными осадочными отложениями более мелких фракций. В верхней части разреза преобладающее значение имеют алевролиты и аргиллиты, среди которых маломощными прослоями встречаются мелкогалечные конгломераты и многочисленные мергельные и сидеритовые конкреции, обычно содержащие органические остатки. Такая закономерность в напластовании позволила В. Н. Винюкову утверждать, что в конце накопления еловской толщи вулканическая деятельность в рассматриваемом регионе значительно затухает, если не прекращается вовсе.

Этот вывод нам кажется неверным. Скорее можно говорить об изменении характера вулканической деятельности, так как присутствие кислого пирокластического материала в алевролитовых разностях пород не подлежит сомнению. Это подтверждается характерным выбеливанием пород на поверхности выветривания, что подтверждается и самим В. Н. Винюковым. Процессы выбеливания в приповерхностной зоне несомненно связаны с разложением кислых вулканических продуктов; это доказано петрографическими исследованиями по материалам многих районов Камчатки. Ниже приведена краткая петрографическая характеристика пород еловской толщи по В. Н. Винюкову.

Песчаники зеленовато-серые или светло- и темно-серые, обычно плотные, слоистые. По составу песчаники полимиктовые и сложены угловатыми и полуокатанными обломками основных и средних эффузивов глинистых и кремнистых пород, а также угловатыми мономинеральными зернами плагиоклаза, пироксена, карбоната, хлорита, кварца, реже роговой обманки. Размер зерен от 0,1 до 1,5 *мм*. Цементом служат разложенные обломки вулканического стекла или карбонат.

Алевролиты и глинистые аргиллиты встречаются преимущественно в средней и верхней частях толщи. Они имеют зеленовато-серую, реже черную окраску, часто выбеливаются в зоне выветривания, приобретая характерный белесый цвет. Алевролиты обычно тонкослоистые, плотные. Среди обломков в алевролитах различаются кварц, кремнистые породы, реже плагиоклаз, калишпат, бурая и зеленая слюда, обломки эффузивов. В тяжелой фракции характерно присутствие циркона. Размер обломков от 0,02 до 0,15 *мм*, преобладают обломки 0,06—0,1 *мм* в диаметре. Цемент алевролитов обычно глинистый, реже карбонатно-глинистый (карбонат вторичный).

Аргиллиты встречаются обычно совместно с алевролитами, образуя с ними пачки чередования с мощностью отдельных пластов 1—3 *м*. Аргиллиты темно-серые до черных с неровной и волнистой слоистостью, часто с характерной скорлуповатой отдельностью. Так же как и алевролиты, аргиллиты на поверхности выветривания нередко обесцвечиваются и приобретают белесоватый оттенок. Под микроскопом среди желтоватой изотропной глинистой массы удается различить мелкие зерна кварца, халцедона, серицита, эффузивных пород и выделения бурых окислов железа.

По всему разрезу толщи, но преимущественно в нижней части встречаются маломощные прослои туфогенных конгломератов, галька в которых представлена эффузивами среднего и основного состава и туфогенными песчаниками.

Описанные породы в частных обнажениях образуют пачки переслаивания с различной мощностью составляющих пластов. Мощность пластов и пачек аргиллитов и алевролитов (10—20 *м*) обычно значительно превышает мощность пластов песчаников (1—5 *м*). Гораздо реже встречаются пачки тонкого чередования песчаников с алевролитами и аргиллитами. В таких случаях мощность прослоев пород не превышает нескольких десятков сантиметров.

При полевых исследованиях отложения толщи более дробно В. Н. Винюковым расчленены не были.

Анализ фауны, определенный Л. Ф. Криштофович из сборов В. Н. Винюкова, позволил последнему условно разделить еловскую толщу на три части, каждая из которых характеризуется определенным комплексом фауны.

В стратиграфически нижней части разреза из обнажения по р. Кельмень Л. В. Криштофович определен следующий состав фауны: *Turritellopsis Weaveri* Van. Winkle var. *Kelmenensis* var. nov., *Turritellopsis* sp., *Scaphander* sp. (cf. S. napanaensis L. Krisht)., *Yoldia* sp., *Variamussium* (?) sp., *Cochlodesma* sp. (aff. *C. bainbridgensis* Clark.), клешни ракообразного. В результате анализа этой фауны Л. В. Криштофович относит эту часть разреза к верхнеолигоценовому возрасту. Этот вывод подтверждается также и определениями фауны из вышележащих слоев.

М. Ф. Двали в своей работе «Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки» (1955 г.) эту часть разреза мощностью около 1000 *м* выделил в самостоятельную стратиграфическую единицу — кельменскую толщу. Такое выделение, основанное на определении фауны из одного лишь обнажения и не подтвержденное полевыми исследованиями, нам кажется преждевременным и необоснованным. Поэтому еловская толща описывается нами в том объеме, в котором она была выделена В. Н. Винюковым.

Более высокие горизонты толщи характеризуются следующим комплексом фауны: *Limatula kovatschensis* Ilyina, *Cochlodesma* sp. (aff. *C. bainbridgensis* Cl.), *Turritella* sp. *indet.*), *Malletia* (?) sp. *indet.*

По мнению Л. В. Криштофович, несмотря на скудность сборов, слои с *Limatula kovatschenies* Ilyina следует отнести к нижнему миоцену.

Более обильные сборы фауны сделаны В. Н. Винюковым в верхних горизонтах толщи. Она представлена следующими формами: *Yoldia istratovae* L. Krisht., *Malletia* sp. nov., *Phacoides* sp. nov. (?) *(Lucinoma)*, *Lucina* sp., *Cardita* sp. *indet.*, *Dentalium* sp., *Margarites* sp., *Palinices (Euspira?)* sp., *Periplama* sp. nov. (?), *Yoldia* cf. *Orientalis L.* Krisht., *Acila* sp., *Macoma* sp., *Liomesus nassula* Dall var. nov., *Turritella* sp., *Nuculana (Sacella)* sp., *Yoldia* sp., *Thracia* aff. *trapezoidea* Conrad., *Cardita* sp. (cf. *C. antiqua* Slodk.), *Thyasira* cf. *hana* Khom., *Cardium* cf. *modestum* Ad. et Rl., *Cardium* cf. *ainuanum* Yok. *Laevicardium (Cerastoderma)* sp. *Lerripes* cf. Jokoyamai Otuka, *Chione* (?) sp., *Tellina* sp., *Macoma* cf. *andersoni* Clark., *Lanquinolaria nuttalii* Conrad var. nov. (?), *Mactra* sp., Mya sp., *Dentalium* sp., *Vitrinella* (?) sp., *Pyramidella* sp.

По мнению Л. В. Криштофович, этот комплекс фауны указывает на присутствие в разрезе толщи горизонтов среднего и верхнего миоцена. Для определения верхнего возрастного предела толщи данных недостаточно.

Таким образом, возраст отложений еловской толщи в целом определяется в границах верхний олигоцен — миоцен.

По подсчетам В. Н. Винюкова мощность толщи составляет 4500 *м*.

На западном крыле впадины, в предгорьях Срединного Камчатского хребта, осадочно-туфогенные отложения еловской толщи замещаются эффузивными и туфогенными образованиями, выделенными здесь под названием толщи р. Поворотной (Ю. В. Жегалов, 1955 г.).

Несколько южнее в Срединном Камчатском хребте в аналогичных образованиях обнаружена фауна нижнего и среднего миоцена (Ю. В. Макаров, 1954 г.).

В районе п-ова Озерного фаунистически охарактеризованные миоценовые слои обнаружены М. А. Сухаревым в 1955 г. Здесь они представлены в тех же фациях, что и в разрезе р. Еловки.

Интересно указание М. А. Сухарева на наличие несогласного залегания слоев с нижнемиоценовой фауной на нижележащих отложениях, возраст которых предположительно датируется олигоценом (в них обнаружена фауна плохой сохранности, не дающая оснований для определенной датировки возраста). Указанное несогласие возможно связано с проявлением курильской фазы складчатости. Однако район п-ова Озерного находится в несколько иных геотектонических условиях. О проявлении же курильской фазы складчатости в Центральном Камчатском прогибе пока данных нет.

Кавранская толща (N_2)

Первые сведения о плиоценовых отложениях в бассейне р. Еловки принадлежат Г. А. Дягилеву (1928 г). В долине р. Левой Еловки (Рассошина) им были обнаружены светло-серые песчаники с прослоями лигнитов, охарактеризованные фауной плиоценового возраста. М. Ф. Двали изучил разрез плиоценовых отложений по р. Поворотной и предложил для этих отложений наименование «кавранская толща» по аналогии с разрезом третичных отложений западного побережья Камчатки. Впоследствии это же наименование принято и В. Н. Винюковым. Широкое развитие отложений кавранской толщи в западной части впадины было отмечено Ю. В. Жегаловым (1955 г.), который сделал обильные сборы фауны, определенной К. П. Евсеевым.

Отложения кавранской толщи развиты на территории Озерновской впадины значительно шире ранее описанных образований туфогенной и еловской толщ. Залегая трансгрессивно и большей частью резко несогласно на нижележащих образованиях, породы толщи покрывают их довольно мощным чехлом почти на всей территории впадины. Хорошие разрезы отложений этой толщи можно наблюдать по р. Еловке (Матерой) и в долинах почти всех крупных и мелких ее притоков, а также по рекам Озерной и Маимле.

Нижняя часть разреза толщи обычно представлена темно-серыми (белесыми и голубовато-серыми в зоне выветривания) туфогенными песчаниками, туффитами, туфами с линзообразными прослоями и линзами (от 0,5 до 3,0 *м*) гравийно-галечного материала и маломощными пластами туфогенных конгломератов и туфодиатомитов с обильной фауной. Мощность этой части разреза достигает 100 *м*.

Туфогенные песчаники и туффиты состоят из обломков андезитов, андезито-базальтов, многочисленных обломков кислого вулканического стекла серповидной и рогульчатой формы, а также зерен плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки, халцедона, пироксенов. Цементом служит слабо поляризующая опало-халцедоновая масса, образовавшаяся, очевидно, за счет разложения кислого вулканического стекла.

Туфы отличаются обилием обломков вулканического стекла и белой волокнистой пемзы, которая присутствует также в виде гальки, беспорядочно рассеянной в массе породы. Кроме стекла и пемзы, присутствуют немногочисленные обломки кристаллов пирокластов плагиоклаза и пироксенов. Тяжелая фракция представлена преимущественно рудными минералами — магнетитом, пиритом и реже марказитом.

Туфодиатомиты представляют собой пепельно-серые, очень легкие породы, содержащие в своем составе многочисленные обломки диатомовых водорослей округлой и коробчатой удлиненной формы, а также обломки кислого вулканического стекла и кристаллов плагиоклаза, биотита, кварца.

Из сборов Ю. В. Жегалова (1955 г.) в этой части разреза К. П. Евсеевым определены следующие виды моллюсков: *Mactra (spisula) polynyma* Stiwp., *Maktra* sp. *Yoldia* cf. *anastasia* Khom., *Laevieardium* sp., *Cardita* sp., *Mya* sp., *Corbicula* sp., *Mya arenaria* Linne.

По мнению К. П. Евсеева — это комплекс фауны плиоценового возраста.

Выше по разрезу начинают преобладать пирокластические породы, представленные монотонным чередованием туфов, туффитов, реже туфогенных песчаников белесого и голубовато-серого цвета в зоне выветривания. Характерны включения мелких обломков и гальки белой волокнистой пемзы. Встречаются отдельные прослои белых пемзовых туфов. По всему разрезу спорадически встречаются обуглившиеся обломки древесины и мелкий растительный детрит. Максимальная мощность этой части разреза достигает 400—450 *м*.

Общая мощность кавранской толщи, по-видимому, не превышает 500—550 *м*.

В отложениях толщи М. Ф. Двали собрал много фауны, изучением которой занимался В. С. Слодкевич. Им определены следующие виды: *Mya arenaria L.* var. *janonica* J a g., *Mya arenaria L.* var. *arenaria L.*, *Tellina* cf. *lutea* G r a y., *Yoldia ocotensis* K h o m., *Cardium (Cerastoderma) shinjiense* Y o k., *Yoldia kulintunensis* S l o d k., *Makoma nasuta* C o u r., *Natica janthostoma* D e s h., *Natica clausa* B r o d. and S o w., *Ciclastrema stillicidiatum* Y o k., *Crepidula onyx* S o w., *Crepidula squama* B e e v e., *Crepidula fornicata L.*, *Neptunea (Colus) curenachis (Martin)*, *Neptunea* cf. *antiqua (L.)*, *Epitonium* cf. *similis* (S o w.), *Crepidula adunca* C o n r.

Из иглокожих В. Ф. Аргамакова определила *Echinarachnius parma* G r a y, *Echinarachnius parma* G r a y var. *sanhalinensis* A r g., *Echinarachnius incisus* A g a s s i s, *Echinarachnius* sp., *Dendraster* cf. *diegonensis S.* sp. *diegonensis* R e w., *Dendraster* cf. *interlineatus* S t i m p s o n.

По заключению В. С. Слодкевича описанный комплекс фауны обнаруживает большое сходство с верхним отделом кавранской толщи западного побережья Камчатки. К такому же выводу пришла и Л. В. Криштофович, определившая фауну из сборов В. Н. Винюкова.

Таким образом, в настоящее время можно считать доказанным, что возрастные пределы кавранской толщи Озерновской впадины ограничиваются плиоценом.

В этой связи интересно отметить следующее обстоятельство. В пределах Центрального Камчатского прогиба до сих пор нигде не описана мощная толща базальных конгломератов, которая обычно залегает в основании кавранской толщи в Западно-Камчатском прогибе (свита базальных конгломератов). Возраст последних ограничивается там верхним миоценом. Эта закономерность, по-видимому, свидетельствует о том, что кавранская трансгрессия проявилась в Центрально-Камчатском прогибе с некоторым запозданием.

Описанные туфогенно-осадочные образования кавранской толщи на границе со Срединно-Камчатской зоной поднятий постепенно замещаются эффузивно-туфогенными фациями. Последние имеют исключительно широкое распространение в зоне Срединного Камчатского хребта. Постепенные переходы осадочных образований в вулканогенные в последние годы убедительно доказаны непосредственными наблюдениями на восточных склонах Срединного Камчатского хребта (Ю. В. Жегалов, 1955 г.; А. Ф. Марченко, 1955 г.).

Северная часть прогиба

Северная часть Центрального Камчатского прогиба охватывает северо-восточное побережье Камчатки от Укинской губы на юге до п-ова Ильпинского на севере и западное побережье о. Карагинского. Значительная часть площади прогиба скрыта водами Берингова моря и пролива Литке. К северу, за пределами Камчатского полуострова, непосредственным продолжением прогиба является депрессия р. Вывенки, выполненная мощной толщей третичных отложений.

В пределах п-ова Камчатки доступная изучению часть площади прогиба занята преимущественно третичными отложениями различного возраста, которые на участках, непосредственно примыкающих к берегу моря, перекрываются чехлом морских четвертичных отложений различной мощности.

В основании разреза третичных отложений северной части прогиба залегает мощная толща осадочных образований верхнеолигоценового—нижнемиоценового возраста, которая по внешним признакам и органическим остаткам сопоставлялась рядом исследователей с ковачинской серией (свитой, толщей) западного побережья Камчатки.

Отложения этой толщи протягиваются неширокой (10—30 *км*) полосой вдоль берега Берингова моря от р. Русаковой на юге до п-ова Ильпинского на севере. За пределами Камчатки, севернее п-ова Ильпинского, площадь этих отложений значительно расширяется и охватывает участками всю депрессию р. Вывенки.

Впервые палеогеновые отложения в северной части прогиба были обнаружены Г. М. Власовым (1941 г.). В бассейне р. Вывенки им была описана мощная (более 5000 *м*) осадочная толща пород, охарактеризованная фауной верхнего палеогена. Нижняя возрастная граница этой толщи, названной им впоследствии восточно-камчатским туфогенным флишем (Г. М. Власов, 1951 г.), точно не была установлена. По заключению Калишевич, определившей фауну, помимо типичных верхнеолигоценовых и нижнемиоценовых форм, таких как Variamus sium pilareus Slod и Papiridea mathigarika, найдено еще 16 типичных видов для тигильской толщи Западной Камчатки. Это указывает на более древний, чем верхний олигоцен, возраст этих отложений. Этот вывод интересен тем, что, как будет показано ниже, в совершенно идентичных по составу породах в более южных районах (в северной части прогиба) в пределах полуострова пока еще не обнаружено третичных отложений древнее верхнего олигоцена.

Непосредственно на территории Камчатки третичные палеогеновые отложения были выделены в 1951—1953 гг. (Д. Е. Саватеевым, Б. Т. Тишковым, В. Г. Дьяченко). Наиболее полный разрез этих отложений изучен Б. Т. Тишковым в бассейнах рек Ивашка, Дранка, Карага.

Разрез осадочных отложений начинается здесь горизонтом конгломератов мощностью 200 *м*, залегающих на зеленокаменноизмененных породах верхнемелового возраста. Галька в конгломератах состоит исключительно из подстилающих меловых пород. В верхней части конгломератовой пачки появляются прослои грубозернистых песчаников. Горизонт конгломератов вверх по разрезу сменяется переслаиванием глинисто-туфогенных сланцев темно-серого и черного цвета, тонкослоистых зеленовато-серых песчаников и грубозернистых песчаников с галькой. Отдельными прослоями встречаются конгломераты и мергели. Характерно наличие эллипсоидальных мергельных конкреций, расположенных рядами. В конкрециях встречается фауна, представленная следующими видами (определение З. Н. Горюновой): *Scaphander snatolensis* L. K r i s h t, *Cispidaria (Cardiomea)* sp., *Laternula horniana* L. K r i s h t, *Cardita* cf. *laxata* J o w, *Cardium* sp. (cf. *weaverin* sp.), *Yoldia* sp., *Turritella* sp. ind.

Стратиграфически выше по разрезу обнажаются темно-серые и черные скорлуповатые алевролиты с прослоями мелкозернистых плотных аргиллитов зеленовато-серого цвета. Часто встречаются мергельные конкреции с фауной *Laternula* ex gr. *korniana* L. K r i s h t, *Cardita kowatschensis* S l o d., *Turritella brakeleynsis* W e a v e r, *Pitaria* (?) *tigilensis* L. K r i s h t, *Yoldia tigilensis* S l o d., *Cardita* sp., *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Dentalium* sp., *Periploma* sp.

Разрез венчает пачка темно-серых и зеленовато-серых туфов и туффитов, переслаивающихся со среднезернистыми туфогенными песчаниками, содержащими многочисленные включения обуглившегося растительного детрита.

Из более поздних сборов Ю. А. Новоселова (1958 г.) в этой же толще пород А. Д. Кочетковой были определены *Panope (Panomya)* (?) *Simonotomensis Otica*, *Papyridea matschigarica* K h o m, *Mya karaginskiensis* K h a r k e v, *Papiridea* aff *utcholokensis* S l o d, *Macoma calcarea* G m e l, *Neptunea (Ancistrolepis)* sp.

По данным Б. Т. Тишкова общая мощность осадочной толщи пород достигает 4500 *м*. Стратиграфический диапазон толщи по приведенным выше органическим остаткам определяется в пределах верхний олигоцен (возможно, олигоцен полностью) — нижний миоцен.

По данным Б. Т. Тишкова и ряда других исследователей в предгорьях Срединного Камчатского хребта толща осадочных пород перекрывается толщей эффузивно-туфогенных пород неогенового возраста. Преобладают в разрезе андезиты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, среди которых отдельными прослоями мощностью до 10—20 *м* встречаются туфогенные песчаники и туффиты.

В основании разреза, вблизи предполагаемого контакта с осадочной толщей, обнаружен бедный комплекс миоценовой фауны (по определению З. Н. Горюновой): *Papyridea harrimani* D a l l, *Yoldia* cf. *amigdalaeformis* S l o d, *Cardita* cf. *cavatschensis* S l o d, *Yoldia* ex gr. *penmilata* S l o d и др.

Не исключено, что описанные Б. Т. Тишковым толщи пород в значительной мере являются фациальными аналогами. При этом осадочные отложения центральной части прогиба в Срединном Камчатском хребте постепенно замещаются эффузивными и туфогенными породами, как это отмечено в более южных частях прогиба. Некоторые доказательства по этому поводу приводит Ю. А. Новоселов (1958 г.).

Третичные отложения восточной периферической части прогиба вскрываются на о. Карагинском вдоль побережья пролива Литке. Здесь они изучались Д. С. Харкевичем (1937 г.) и А. И. Юдиным (1952 г.).

Предположительно палеогеновые отложения выделены Д. С. Харкевичем в оканские базальные слои, выше которых залегает толща осадочных отложений, охарактеризованных миоценовой и плиоценовой фаунами. По Д. С. Харкевич мощность осадочной толщи неогена равна 5000 *м*. По данным А. И. Юдина мощность неогеновых отложений о. Карагинского достигает 12 тыс. *м*, однако нам представляется, что эта цифра завышена.

Почти всеми исследователями отмечается повышенная битуминозность осадочных верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений северной части прогиба. Так, Г. М. Власов отмечает многочисленные сероводородные источники, связанные с этими отложениями, а также запах керосина в породах на п-ове Ильпинском; по данным Б. Т. Тишкова единичные пробы пород, отобранные в бассейне р. Караги, показывают повышенное содержание нефтяных битумов (до 0,6%).

Южная часть прогиба

Южная часть Центрального Камчатского прогиба, к югу от вулкана Шивелуч, почти целиком перекрыта мощным покровом рыхлых четвертичных отложений. Достоверные сведения о мощности этого покрова, а также о составе и возрасте подстилающих пород отсутствуют.

До последнего времени не было почти никаких сведений о наличии третичных отложений и на бортах прогиба. Лишь в последние годы на склонах Срединного Камчатского, Ганальского и Валагинского хребтов были закартированы небольшие по площади выходы третичных пород, позволяющие в какой-то степени судить о составе и мощности третичных отложений в центральных частях прогиба.

Наиболее южные выходы третичных пород расположены в бассейне р. Быстрой по ее левым притокам — Вактан Ганальский и Вактан Малкинский. Первые исследователи этого района считали их более древними и включали в состав ирунейской серии (верхний сенон). Ошибочность этой

точки зрения была доказана Л. И. Тихомировым и В. П. Мокроусовым (1957 г.), которые собрали в этих отложениях небогатый комплекс третичной фауны и флоры. Позднее эти сборы были повторены М. М. Лебедевым (1958 г.). Им же близкие по составу породы были обнаружены и по правобережью р. Быстрой в бассейнах рек Утудумиц, Кагнисин и Лунтос (правые притоки Быстрой).

Осадочные отложения бассейна р. Быстрой М. М. Лебедев объединяет в быстринскую серию, которая условно подразделяется на нижнюю и верхнюю толщи.

В нижнюю толщу включены осадочные отложения, развитые в бассейне левого притока Быстрой Вактан Ганальский и на водоразделе рек Правая Авача и Стеновая. Здесь вскрывается довольно мощная толща туфогенно-осадочных пород, представленная туфогенными песчаниками, аргиллитами, псаммитовыми и псефитовыми туфами, туффитами с маломощными (0,5—1 *м*) прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность прослоев песчаников и аргиллитов обычно не превышает 1—2 *м*; в отдельных случаях они образуют пачки тонкого чередования с мощностью отдельных слоев 1—3 *см*. Мощность чередующихся пачек достигает 50—100 *м*.

По данным М. М. Лебедева мощность нижней толщи 1300 *м*. По Л. И. Тихомирову мощность третичных пород на левом берегу Быстрой составляет 3000 *м*. Учитывая большие мощности третичных отложений в северной части прогиба, более вероятными следует считать последние значения.

Л. И. Тихомировым и М. М. Лебедевым из нижней толщи собран бедный комплекс фауны и флоры. Из сборов Л. И. Тихомирова К. П. Евсеев определил следующие виды: *Mactra asymmetrica* L. K r i s h t., *M. kavakomiensis* L. K r i s h t., *Laternula* cf. *korniana* L. K r i s h t., *Macoma* cf. *lacumensis* L a u t, *Taras harfordi* (F. And.) *Mya* ex gr. *Sertunayensis* L a u t, *Taras orbellus* (Jould), *Macoma* ef *osakoensis* L. K r i s h t., *Laevicardium* sp., *Valsella* sp.

По заключению Евсеева этот комплекс фауны обнаруживает большое сходство с фауной такарадайской свиты западного побережья Южного Сахалина, относящейся к низам нижнего миоцена и к верхнему олигоцену.

А. Д. Кочеткова, определявшая фауну из сборов М. М. Лебедева, приводит следующий список: *Yoldia (Chesterium) kairoensis* E v s e e v, *Macoma* ex gr. *simizuensis* L. K r i s h t, *M. osacaensis* L. K r i s h t, *Acila* (Truncacila) cf. *pugetensis* (C l a r k), *Macoma calvarea* G m e l, *M.* sp. (напоминает *M. lalthica* L i n u), *Nuculana (Sacella)* sp. (cf. *N. crassatelloides* L a u t), *Laevicardium* sp., *Pecten* sp., *Fusinus* sp., *Acmaea* sp. Этот комплекс фауны позволяет с некоторой долей условности говорить о нижнемиоценовом возрасте пород нижней толщи. В этих же отложениях Л. И. Тихомировым были обнаружены остатки широколиственных *Betula*, *Alnus*, *Ulmus*, *Corilus* и обломок стебля злака *Phragmites*.

К верхней толще быстринской серии М. М. Лебедевым отнесен изолированный выход близких по составу пород на правобережье Быстрой. Здесь обнажаются 800-метровая пачка туффитов, туфов, конгломератов с многочисленными обломками обуглившегося растительного детрита и небольшой мощности пласты бурого угля, переходного к длиннопламенному. По внешнему виду и характеру углей эта толща пород напоминает крутогоровскую угленосную свиту западного побережья Камчатки, имеющую среднемиоценовый возраст. В этих отложениях собраны единичные раковины моллюсков *Acila (Truncacila)* cf. *pugetensis* (C l a r k), *Acila (Acila)* sp., *Laevicardium* sp. (определения А. Д. Кочетковой). Никаких достоверных выводов относительно возраста отложений на основании этих находок сделать нельзя; предположительно Л. Д. Кочеткова определяет возраст верхней толщи как миоценовый. Предположение о более высоком стратиграфическом положении этих отложений сделано М. М. Лебедевым на основании внешнего сходства пород со среднемиоценовой крутогоровской свитой. Не исключена

возможность, что отложения, отнесенные к нижней и верхней толщам, окажутся одновозрастными разнофациальными толщами.

Имеющиеся материалы позволяют достаточно уверенно говорить о присутствии в южной части прогиба нижнемиоценовых отложений.

Нижняя и верхняя возрастные границы быстринской серии не достаточно обоснованы органическими остатками. Возможный стратиграфический диапазон ее верхний олигоцен — средний миоцен. Общая мощность отложений не менее 3000 *м*.

В большинстве случаев быстринская серия имеет тектонические контакты с глубоко метаморфизованными породами предположительно палеозойского возраста; на отдельных участках она перекрыта древнечетвертичными платобазальтами.

К северу близкие по возрасту третичные отложения вскрываются на восточном склоне Срединного Камчатского хребта и западном склоне Валагинского.

На восточном склоне Срединного Камчатского хребта в бассейнах рек Сухарики, правый Кирганик и др. третичные отложения представлены преимущественно эффузивными и туфогенными фациями (Ю. В. Макаров, 1954 г. и Н. Е. Калинникова, 1956 г.). Основную часть разреза слагают различные по составу андезиты; отдельными пачками в породах встречаются алевролиты, туфогенные песчаники с прослоями и линзами конгломератов. В основании 800-метрового разреза залегает небольшой мощности пласт конгломератов с галькой кремнистых сланцев и порфиритов, образовавшихся, видимо, в результате размыва верхнемеловых пород. Туфогенные песчаники содержат многочисленные обломки обуглившегося растительного детрита.

Из сборов Н. Е. Калинниковой К. П. Евсеева определила следующие виды моллюсков: *Yoldia* cf. *cooperi* (G a b b.) var. *kovatschensis* S l o d k, *Turritella* cf. *okoyana* C o n r a d., *Taras* (Taras) *orbellus* (G o u l d), *Turritella* sp., *Nuculana* sp., *Macoma* cf. *inguinata* (Dechayes) *Thracia Condoni* D a l b., *Cardium* (*Cerastoderma*) aff *asagaiense* M a k. Возраст пород по этим остаткам определяется как нижний — средний миоцен.

К западу, ближе к водораздельной части Срединного Камчатского хребта, эффузивные и туфогенные образования почти полностью вытесняют осадочные.

На склонах Валагинского хребта одновозрастные (?) отложения представлены нормальными морскими фациями (Б. В. Стыриковичем, 1956 г.). Здесь обнажается мощная толща преимущественно песчаных пород. В нижней и средней частях разреза совместно с песчаниками встречаются глинистые сланцы, известняки и мергели. Мощность известняковых пластов колеблется от 2 до 20 *м*. Пачки известковистых пород имеют мощность 200—300 *м*. Общая мощность осадочной толщи Б. В. Стыриковичем оценивается в 3500—4000 *м*.

По его данным осадочная толща с угловым несогласием залегает на отложениях верхнего мела и трансгрессивно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего миоцен—плиоцена. Последние представлены более чем 1500-метровой толщей песчаников, туффитов, аргиллитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В песчаниках обнаружены многочисленные растительные остатки (корни и стволы деревьев, стебли растений и пр.). Мощность пластов песчаника достигает 30—50 *м*, конгломератов — 10—20 *м*.

Аналогичная толща пород широко развита и на западном окончании прогиба в бассейнах левых притоков Камчатки — Сухарики, Быстрой (Козыревской), Кахтан и др. Здесь она полностью перекрывает более древние нижне-среднемиоценовые образования. На территории прогиба эти отложения практически ничем не отличаются от описанных в Валагинском хребте. Здесь они также охарактеризованы верхнемиоцен-плиоценовой фауной. Ближе к Срединному Камчатскому хребту (на запад от прогиба)

нормальные осадочные отложения постепенно вытесняются вулканогенными и туфогенными. Те же соотношения пород наблюдались и севернее в районе Озерновской впадины.

Таким образом, третичные отложения южной части прогиба представлены двумя разновозрастными толщами, первая из которых имеет нижне-среднемиоценовый возраст (возможно, верхнеолигоцен—среднемиоценовый), вторая — верхнемиоцен-плиоценовый. Суммарная мощность этих отложений достигает 4000—5000 *м*.

Непосредственно вблизи прогиба третичные отложения обеих толщ представлены нормальными морскими (частично угленосными) фациями с небольшой примесью туфогенного материала. К западу от прогиба нормальные морские отложения уступают место вулканогенным и туфогенным. В центральной части под покровом рыхлых четвертичных отложений можно ожидать присутствие большой мощности третичных отложений в нормальных морских возможно нефтеносных фациях.

Интересные с этой точки зрения данные приводит Б. В. Стырикович. В районе с. Пущино им был обнаружен холодный минеральный источник с резким запахом сероводорода и белым налетом на породах вблизи выхода. По данным химического анализа вод этого источника бромиодный коэффициент (2,8) характерен для вод нефтяных месторождений.

Подводя итог рассмотрению третичных отложений Центрального Камчатского прогиба, можно сделать определенный вывод о присутствии в центральной части его достаточно мощной (несколько тысяч метров) толщи третичных пород, представленной осадочными фациями.

Повышенная битуминозность пород третичного возраста отмечается в центральной и северной частях прогиба. Третичные отложения южной части прогиба с этой точки зрения не изучались. Косвенным указанием на возможность наличия нефтеносных фаций в южной части Центрального Камчатского прогиба может служить химический состав вод Пущинского сероводородного источника.

Нормально осадочные отложения центральной части прогиба в предгорьях Срединного Камчатского хребта постепенно замещаются эффузивными и туфогенными образованиями.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Камчатский прогиб, где широко развиты третичные отложения, прослеживается узкой (60—80 *км*) полосой от г. Петропавловска на северо-восток через Кроноцкий перешеек, Усть-Камчатск до Олюторского залива; протяженность его около 1000 *км*. Значительная часть площади Восточно-Камчатского прогиба находится под уровнем моря (заливы Кроноцкий, Камчатский и Олюторский), что затрудняет изучение его строения.

Отложения третичного возраста представлены морскими и частично вулканогенными образованиями. Они прослеживаются в Кроноцком районе вдоль восточного склона хребтов Валагинского, Тумрок и Кумроч, в Усть-Камчатском районе и на п-ове Озерном, на о. Карагинском и в Олюторском районе. Небольшие выходы третичных отложений имеются к югу от Кроноцкого района в бассейнах рек Жупановой, Налычевой, Вахиль и др. На остальных участках суши в пределах прогиба третичные отложения прикрыты породами четвертичного возраста, преимущественно вулканогенными (сопки Корякская, Авачинская, Жупановская, Семлячик, Узон, Кроноцкая, Гамчен и др.).

Общая мощность третичных отложений в прогибе превышает 10 тыс. *м*.

Систематическое геологическое изучение третичных отложений Восточной Камчатки началось в советское время, после обнаружения в них нефти и угля.

Основные черты геологического строения, в том числе и стратиграфии региона наметились в результате маршрутных исследований сотрудников Ленинградского нефтяного института, Дальневосточного геологического управления и других организаций.

С 1950 г. большие работы по изучению Восточной Камчатки проводятся Камчатским геологическим управлением; Геологическим управлением № 5 и ВНИГРИ.

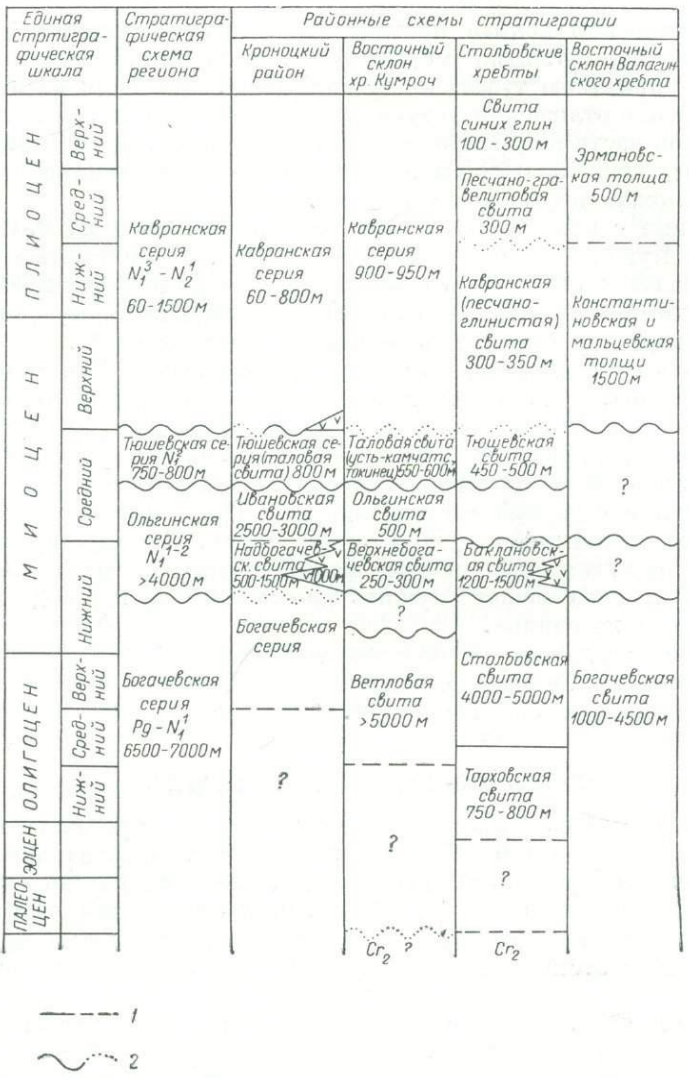


Рис. 24. Схема корреляции третичных отложений Восточно-Камчатского прогиба.

1 — установленные и предполагаемые стратиграфические границы; *2* — залегание (трансгрессивное, несогласное и предполагаемое).

Однако вследствие неравномерной территориальной изученности, бедности некоторых частей разреза фауной и сложной дислоцированности отложений унифицированная схема стратиграфии третичных отложений для Восточной Камчатки пока не разработана и единого взгляда на основные вопросы стратиграфии и тектоники этого региона не установлено.

В настоящей работе стратиграфия третичных отложений Восточно-Камчатского прогиба принята в следующем виде (снизу вверх): 1) Богачевская серия (олигоцен — нижний миоцен); 2) Ольгинская серия (нижний —

средний миоцен); 3) Тюшевская серия (средний миоцен); 4) Кавранская серия (верхний миоцен — плиоцен):

Эта схема (рис. 29) разработана в 1959—1960 гг. геологами Камчатского геологического управления.

В основу схемы положены наиболее изученные отложения Кроноцкого района. Выделенные серии различаются между собой по литологической характеристике, содержанию диатомовых и по фауне. Все серии отделены одна от другой несогласиями. Указанная схема является пока еще только рабочей и подлежит дальнейшему уточнению, так как в значительной мере основана на литологическом составе пород и палеонтологически охарактеризована весьма неравномерно. Так, из отложений богачевской серии, мощность которой около 7000 *м*, имеются только единичные находки фауны; микропалеонтологически разрез не изучался. В ольгинской серии, особенно в верхней части разреза, фауна встречается довольно часто, но изучена она еще недостаточно; в начальной стадии находится изучение и микрофауны. В отложениях Тюшевской серии определено до 30 видов фауны и более 100 видов диатомовых; микрофаунистическая обоснованность разреза недостаточная. Наиболее полно палеонтологически охарактеризована кавранская серия, в разрезе которой собрано до 50—60 видов фауны, обнаружены остатки крупного морского млекопитающего (*Kronokotherium* из сем. *Desmostylidae*) и частично изучена микрофауна.

В работах ВНИГРИ (И. Б. Плешаков и Д. С. Несвит, 1956—1957 гг.) стратиграфия третичных отложений Кроноцкого района трактуется несколько иначе. На рис. 32 приведено сопоставление основных стратиграфических схем района.

В отдельных районах Восточно-Камчатского прогиба в составе каждой серии выделяются свиты с местной номенклатурой.

На рис. 24 приведена схема сопоставления стратиграфических разрезов третичных отложений Кроноцкого района, хребта Кумроч и Столбовских хребтов.

Богачевская серия ($Pg—N_1^1$)

В Восточно-Камчатском прогибе отложения этой серии широко распространены, имеют большую мощность и хорошо выделяются по литологическому составу. Они представлены морскими осадочными породами и частично вулканогенными образованиями. В разрезе преобладают аргиллиты и алевролиты, реже встречаются песчаники туфогенные и плагиоклазовые, туффиты и гравелиты. Местами среди этих пород наблюдаются туфы, спилиты, андезиты и базальтовые порфириты.

Основными породообразующими компонентами кластической части осадочных пород являются плагиоклазы (20—55%), обломки андезитов, диабазов, туфов и сланцев (30—35%), кварц (1—10%) и темноцветные минералы (1—5%).

Минералогический состав пород этой серии сравнительно однообразный. Все породы богачевской серии темно-серого, черного и грязно-зеленого цвета, крепкие, местами с прожилками кальцита и цеолита. Слоистость в породах проявлена слабо и местами совсем отсутствует. В аргиллитах изредка встречаются округлые и лепешкообразные конкреции глинисто-карбонатной породы желтого цвета, довольно часто встречаются линзы алевролитов с карбонатным цементом, наблюдается пылевидная вкрапленность пирита.

В некоторых частях разреза в аргиллитах и алевролитах встречены реликты диатомовых и микрофауны. Фауна очень редка и обычно плохой сохранности. Наиболее характерными фаунами, по которым устанавливается олигоцен-нижнемиоценовый возраст серии, являются: *Acila* cf. *gettysburgensis* (Reag); *Yoldia* cf. *nitida* Slodk; *Pecten staufordensis*; *Pecten (Chlamus)* cf. *ashiyaensis Nagao*; *Thyasira bisecta Conrad*; *Cardita* cf. *piltunensis* Slodk; *Nuculana* cf. *mosiensis* Laut; *Ostrea* sp.; *Turritella* sp.; *Cardium* sp. и др.

Нижняя граница серии точно не установлена, так как фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений в пределах Восточно-Камчатского прогиба пока не обнаружено; возможно, что нижние слои серии древнее олигоцена.

Верхняя граница определяется несогласным залеганием отложений ольгинской серии.

Мощность отложений богачевской серии составляет примерно 6500—7000 *м*.

Образование богачевской серии началось, по-видимому, в условиях геосинклинального режима, характеризовавшегося накоплением довольно мощной толщи флишоидных отложений.

Наличие восстановительных условий в бассейне вместе с отложением органических остатков привело к повышенной битуминозности пород. Это особенно ярко проявляется в верховье р. Богачевки, где легкие и маслянистые битумы в количестве от 0,005 до 0,625% содержатся во всех образцах керна буровых скважин. В отдельных образцах содержание битумов достигает до 1,25—2,5%.

Отложение осадков богачевской серии временами шло при интенсивной вулканической деятельности. Об этом свидетельствуют пластовые залежи базальтовых порфиритов, спилитов, диабазов и других пород основного ряда и высокое содержание пирокластического материала в породах.

Отложения богачевской серии выделяются в Кроноцком районе, вдоль восточных склонов хребтов Валагинского и Кумроч, в Столбовских хребтах, на п-ове Озерном, о. Карагинском и в Олюторском районе.

Наиболее детально эти отложения изучены в Кроноцком районе, вдоль восточного склона хребта Кумроч и в Столбовских хребтах.

Кроноцкий район. Отложения богачевской серии в этом районе развиты в верховьях р. Богачевки и в ядрах крупных антиклинальных структур на реках Ольге, Крутой, Тюшевке, Ивановой, Малой Чажме и Четвертой.

Наиболее полно они представлены и изучены в верховьях р. Богачевки, где проводятся буровые работы на нефть и газ.

По литологическим признакам богачевская серия (рис. 25) расчленяется здесь на пять горизонтов (снизу вверх): 1) песчано-конгломератовый (б—0) 1700—1750 *м*; 2) песчано-аргиллитовый (б—1) 800—850 *м*; 3) песчаный (б—2) 200 *м*; 4) алевролитовый (б—3) 450—550 *м*; 5) горизонт зеленых аргиллитов и туфов (б—4) 300—500 *м*.

Палеонтологически указанные горизонты охарактеризованы слабо. Единичные находки фауны имеются только по первому и второму горизонтам.

Песчано-конгломератовый горизонт. Отложения этого горизонта выходят на поверхность в ядре Богачевской антиклинальной складки на участке между устьем р. Трухинки и ручьем Мостовым. Они изучены по обнажениям левого берега р. Богачевки и по керну многих буровых скважин. Глубокая роторная скв. Р-6 эти отложения вскрыла на глубине 20 *м* и прошла по ним под углом 40—45° до глубины 2501 *м*.

Разрез отложений представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность прослоев песчаника 0,5—1,5 *м*, аргиллитов 0,15—0,3 *м*. В скв. Р-6 в верхней части пачки (интервал глубин 2368,3—2380 *м*) вскрыта дайка базальтов. Видимая мощность пачки 160 *м*.

2. Аргиллиты темно-серого цвета, крепкие, трещиноватые, с мелкими включениями и линзами (2—8 *см*) алевролитов и песчаников. Мощность пачки 170 *м*.

3. Неравномерное переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность прослоев от 2 до 80 *см*. В нижней части разреза встречены гравелиты. Мощность пачки составляет 400 *м*.

4. Переслаивание базальтовых порфиритов грязно-зеленого цвета с аргиллитами и песчаниками. Мощность прослоев порфиритов от 3 до 12 *м*. Мощность пачки 100 *м*.

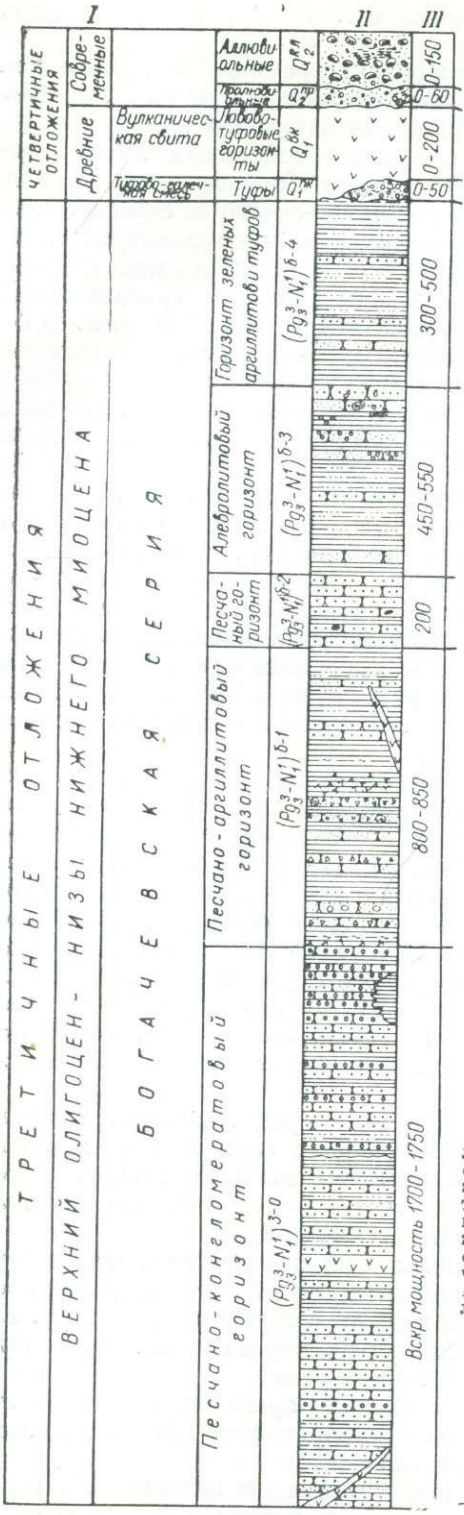


Рис. 25. Нормальный стратиграфический разрез отложений, вскрытых буровыми скважинами на Богачевской площади (по Л. П. Грязнову 1958 г.).

I — стратиграфия; *II* — литологический разрез; *III* — мощность, *м*.

5. Переслаивание аргиллитов и песчаников. В разрезе преобладают аргиллиты. Мощность пачки 420 *м*.

6. Песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов и гравелитов. Мощность прослоев аргиллитов и алевролитов колеблется от 10 *см* до 10—12 *м*, гравелитов от 30 *см* до 7—8 *м*. Мощность пачки 550 *м*.

Микро- и макроскопическая характеристика отдельных литологических разностей пород песчано-конгломератового горизонта следующая.

Песчаники туфогенные плагиоклазовые, темно-серого и серого цвета, в отдельных прослоях с зеленоватым оттенком; по гранулометрическому составу встречаются средне- и крупнозернистые разности местами с включениями гравия и линзами аргиллитов. Породы крепкие, трещиноватые, с прожилками кальцита; цемент глинистый и глинисто-карбонатный. В составе кластической части песчаников содержатся обломки осадочных пород (30—75%), обломки эффузивных пород (2—35%), плагиоклазы (5—35%), кварц (5—30%), моноклинные пироксены (2—3%) и рудные минералы. В некоторых шлифах отмечаются единичные зерна глауконита, эпидота, циркона и остатки радиолярий.

Аргиллиты и алевролиты темно-серого, почти черного цвета, крепкие, местами окремненные, с прожилками кальцита и вкрапленностью пирита; участками породы средней крепости, сильно перемятые, легко разрушаются с образованием мелких угловатых обломков. Под микроскопом среди основной пелитоморфной массы породы всегда обнаруживаются в том или ином количестве обломки кварца и полевых шпатов. В меньшем количестве содержатся пироксены и другие темноцветные минералы. Спорадически в отдельных шлифах наблюдаются реликты микрофауны и диатомовых. В породе почти повсеместно отмечаются тонкие прожилки кальцита и цеолита.

Гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты темно-серого и зеленовато-серого цвета, разнозернистые (размер зерен колеблется от 1 до 8 *мм* и редко по скв. Р-3 до 8—10 *см*), крепкие, с песчано-глинистым цементом. В разрезе гравелиты залегают гнездами, линзами, прослоями. Местами встречается гравий в рассеянном виде среди алевролитов и песчаников.

Фауна в отложениях песчано-конгломератового горизонта встречается очень редко и обычно плохой сохранности. В керне скважин она не обнаружена. Известны единичные находки фауны в обрывах на р. Богачевке (В. Г. Макаров, 1941 г.). Палеонтологом Ф. Г. Лаутеншлегер из этих отложений определена только одна форма *Pecten (Chlamys)* cf. *ashyaensis* Nagao. Присутствие этой формы установлено в палеогеновых отложениях Японии.

Нижняя граница горизонта бурением не вскрыта. Верхняя граница четкая и хорошо отбивается макроскопически и по электрокаротажу. Она принята в качестве маркирующего горизонта при построении структурной карты Богачевской антиклинали. Мощность вскрытой части песчано-конгломератового горизонта составляет 1750 *м*.

Песчано-аргиллитовый горизонт. Отложения этого горизонта развиты на крыльях Богачевской антиклинальной структуры. Они вскрыты рядом буровых скважин, а в естественных обнажениях встречены в долине р. Богачевки по левому берегу (ручьи Третий, Второй, Первый) и обрыве по правому берегу Богачевки против устья р. Вороновки.

Отложения представлены главным образом аргиллитами, алевролитами и частично туффитами. В средней части разреза встречаются довольно мощные (от 10 до 100 *м*) пачки песчаников.

Аргиллиты темно-серого, местами почти черного и зеленоватого цвета с постоянной примесью алевритового и песчаного материала; породы крепкие, участками сильно трещиноватые. В аргиллитах очень часто встречаются струйно-линзовидные включения и прослои алевролитов и песчаников, иногда туффитов и гравелитов; наблюдаются также прожилки кальцита, пылевидная вкрапленность пирита, обуглившиеся растительные остатки.

Песчаники туфогенные (плагиоклазовые), мелко- и среднезернистые, серого и темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые с глинистым и глинисто-карбонатным цементом. В составе кластической части породы встречаются обломки андезитов, туфов и реже аргиллитов (30—55%), плагиоклазы (30—45%), кварц (10—12%), вулканическое стекло, темноцветные (пироксены, эпидот, хлорит) и рудные (2—10%).

Алевролиты плагиоклазовые, темно-серого цвета, крепкие, местами окремненные, с пылевидной вкрапленностью пирита.

Туффиты встречаются тонкими прослоями в нижней части горизонта.

Местами в разрезе отмечаются аутигенные брекчии и линзы гравелитов. В отложениях изредка встречаются реликты микрофауны и диатомовых. Фауна в отложениях песчано-аргиллитового горизонта обнаружена только в обрыве на правом берегу Вороновки. По сборам В. Г. Макарова (1941 г.) палеонтологом Ф. Г. Лаутеншлегером определены следующие формы: *Acila gettysburgensis* (*Reagan*); *Nuculana* cf. *mosiensis* L a u t; *Yoldia* sp.; *Acila* sp.; *Macoma* sp.; *Thyasira* sp.; *Cardium* sp.; *Pandora* sp.; *Turritella* (?) sp.; *Littorina* sp.; *Pisces* sp.; *Serripes* (?) sp.; *Buccinum* sp.

Полностью из этих отложений определена только одна форма — *Acila gettysburgensis Reagan.*

Ф. Г. Лаутеншлегер указывает, что этот вид в Западной Америке очень часто встречается в верхнем олигоцене свиты блейкли и ивен ривер в штате Вашингтон. По указанию Вивера (W e a v e r a) этот вид здесь выше низов нижнего миоцена не поднимается. На Сахалине присутствие этой формы установлено в верхнеолигоценовой части свиты хандаса. Вторая форма — *Nucula* cf. *mosiensis* L a u t — встречается в верхнеолигоценовой и нижнемиоценовой частях свиты хандаса.

В породах из этого же обнажения Т. П. Боровлевой обнаружена микрофауна *Elphidium* sp., *Nodosaria* sp. *indet.*

По сборам Л. П. Грязнова с р. Вороновки А. П. Ильиной и И. Г. Прониной определены следующие формы: *Thyasira bisecta* C o n r a d.; *Yoldia scapha* Y o k.; *Nuculana* cf. *mutniensis* K r i s h t.; *Taras* sp. (cf. *oluturskuensis*) K r i s h t.; *Turritella* sp.; *Siphonolia* sp.; *Cardita* sp.; *Acila* sp.; *Yoldia* cf. *tokunagai* Y o k.: *Buccinum* sp.; *Trichotropis* sp.

Из тех же слоев по сборам А. С. Архипченко определены *Yoldia* cf. *chojensis Simonovi* var. *turbida* K r i s h t.; *Cardita* cf. *mirabilis* K o g a n var. *djakovi* K r i s h t.

По литературным данным *Yoldia tokunagai* встречается в верхнем олигоцене и миоцене. На Северном Сахалине она известна в верхнепильской, каскадной и венгерийской свитах, в Японии — в свите котепоо *Thyasira bisecta* в миоценовых отложениях. На Сахалине этот вид встречается в маямрафской и пильской свитах, в Северо-Западной Америке — в миоцене Астории штата Оригон. *Yoldia scapha* имеет широкое вертикальное распространение.

На основании указанных выше данных возраст отложений песчано-аргеллитового горизонта определяется как верхний олигоцен — нижний миоцен. Мощность горизонта 800—850 *м.*

Песчаный горизонт. Отложения этого горизонта вскрыты буровыми скважинами на северо-западном крыле Богачевской антиклинали, а также в естественных обнажениях по левому борту долины р. Богачевки в районе выхода нефти. Представлены они преимущественно песчаниками; в средней и нижней частях разреза изредка встречаются маломощные прослои и включения аргиллитов и алевролитов.

Песчаники туфогенные и плагиоклазовые, темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, средне- и мелкозернистые (0,1—0,8 *мм*), крепкие, с глинистым и местами с карбонатным цементом. Основными породообразующими компонентами кластической части песчаников являются обломки эффузивных пород (30—65%), плагиоклазы (30—55%) и кварц (10—20%). Темноцветные минералы встречаются в незначительном количестве (2—5%).

Они представлены оливином, амфиболами, пироксенами, эпидотом и хлоритом. Следует отметить, что содержание пироксенов здесь несколько выше, чем в песчаниках других горизонтов. Пироксены были встречены во всех просмотренных шлифах, причем по содержанию они иногда составляют до 60—80% тяжелой фракции. Рудные представлены пиритом и встречаются по всему разрезу. Очень редко в породах отмечаются мелкие включения асфальта.

Фауна в отложениях горизонта не встречена. В разрезах скважин песчаный горизонт хорошо выделяется по своему литологическому составу и высокому значению кажущегося электросопротивления (от 120 до 200 *ом м*). Мощность отложений 200 *м*.

Алевролитовый горизонт. Отложения горизонта развиты на северо-западном крыле структуры, где они вскрыты буровыми скважинами и выходят на дневную поверхность в оврагах правого склона долины р. Богачевки севернее выхода нефти. Отложения представлены главным образом аргиллитами и алевролитами. В верхней части разреза встречаются прослои и пачки песчаников. В некоторых из них имеются обломки ракуши.

В кровле горизонта залегает пласт песчаника мощностью до 60 *м* по нормали, содержащий ракушечный детритус и мелкие гальки осадочных пород. По кровле этого пласта проводится верхняя граница алевролитового горизонта, однако в ряде случаев эта граница весьма условная, так как указанный пласт имеет ограниченное площадное распространение.

Аргиллиты глинисто-алевритистые, темно-серого и слабозеленоватого цвета, с очень тонкими струйно-линзовидными включениями и прослоями песчаников, крепкие, обычно перемятые и легко разрушаются с образованием мелких угловатых обломков. Местами они бывают окремненные, крепкие, с раковистым изломом.

Алевролиты темно-серого и черного цвета с буроватым оттенком, крепкие, плотные, содержат включения песчаников и значительное количество мелкозернистого пирита.

Песчаники туфогенные и плагиоклазовые, темно-серые, мелкозернистые, крепкие, с включениями и прослоями аргиллитов и алевролитов. Цемент песчаников глинистый, участками карбонатный. В составе кластической части песчаников содержатся обломки эффузивов (30—50%), плагиоклазы (25—50%), кварц (10—30%), темноцветные и рудные минералы (2—5%). Из темноцветных минералов имеются пироксены, биотит и хлорит.

В породах алевролитового горизонта местами встречаются орехообразные (диаметром 8—15 *мм*) конкреции мергеля, обломки ракуши, углистые включения; иногда наблюдаются ходы илоедов. Фауны в отложениях горизонта не обнаружено. Очень редко встречаются реликты диатомовых, радиолярий и спикулы губок. В некоторых образцах из этих пород обнаружены единичные пыльцевые зерна сосны *Pinus* подрода *Diploxylon*, болотного кипариса *Taxidium*, ольхи *Alnus*, граба *Carpinus*, спора гриба *Fungi* и споры папоротника *Filicalis*. Мощность алевролитового горизонта 450—550 *м*.

Горизонт зеленых аргиллитов и туфов. Отложения его вскрыты колонковой скважиной на далеком северо-западном крыле Богачевской структуры и в естественных обнажениях по бортам долины р. Богачевки севернее Богачевской антиклинали (овраги Предмысный, Красный, Шестой, Седьмой и др.).

Отложения горизонта представлены аргиллитами с включениями, прослоями и пачками туффитов, туфов, алевролитов и песчаников; мощность прослоев и пачек колеблется от 0,1 до 20 *м*.

Аргиллиты темно-серые с зеленоватым оттенком, крепкие, часто окремненные и местами трещиноватые.

Туффиты и туфы с пелитовой и алевропсаммитовой структурами, светло-серого цвета, иногда с розоватым оттенком, с поверхности грязно-зеленого цвета. Породы крепкие, окремненные. В естественных обнажениях туффиты и туфы выделяются по своей окраске, сильному окремнению, массивному

залеганию и сравнительно слабой трещиноватости. Все овраги, где развиты эти породы, труднопроходимы из-за многочисленных водопадов и обрывов. Микроскопическое изучение туффитов показало, что в составе кластической части этих пород преобладает вулканическое стекло (45%), встречается значительное количество кварца (30%), плагиоклазов (20%), местами обнаружены обломки аргиллитов и андезитов. Темноцветные минералы содержатся в количестве 3—5%. Рудные минералы рассеяны по всей породе.

Песчаники и алевролиты туфогенные, плагиоклазовые, зеленовато-серого цвета, крепкие, с глинистым цементом. В составе кластической части

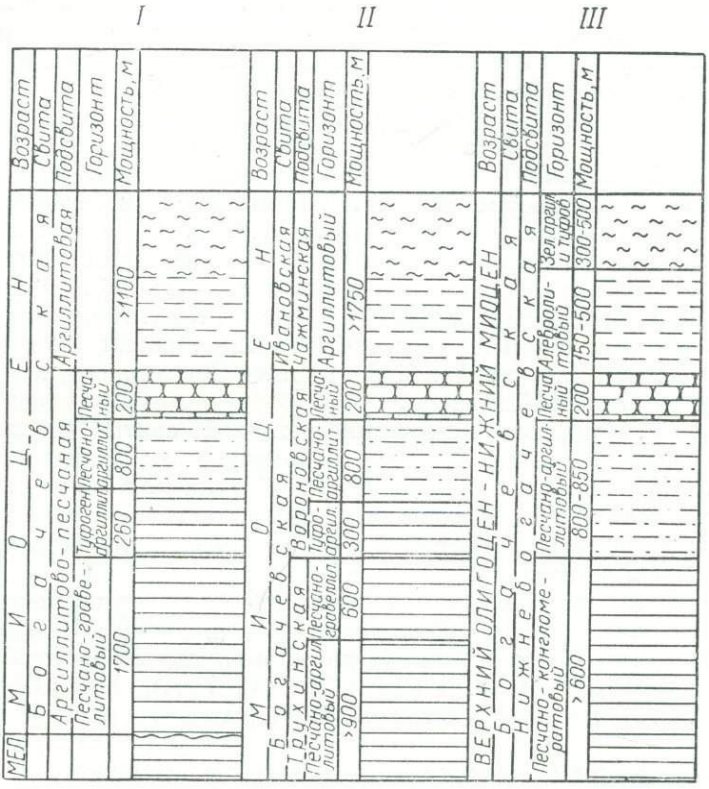


Рис. 26. Сопоставление стратиграфических схем верховья р. Богачевки.

I — по А. С. Архипенко; *II* — по И. Б. Плешакову и Д. С. Несвит, 1957 г.; *III* — по Л. П. Грязнову, 1959 г.

этих пород содержатся обломки андезитов, базальтов и аргиллитов (40—50%), плагиоклазы (20—30%), кварц (10%), большое количество вулканического стекла (10%, иногда до 30%) и темноцветные минералы — пироксены, биотит, амфиболы и хлорит. Местами в породах встречаются плохо сохранившиеся остатки диатомовых, спикулы губок и радиолярии.

Для пород горизонта характерен зеленоватый оттенок, что с некоторой условностью позволяет выделять эти отложения в естественных обнажениях. Видимая мощность отложений горизонта 500 *м*.

Общая изученная мощность отложений богачевской серии в верховьях р. Богачевки определяется в 3500—3900 *м*. Кровля и подошва этих отложений здесь не вскрываются (рис. 26).

В центральной части Кроноцкого района (верховья рек Ольги, Крутой, Тюшевки, Ивановой и Малой Чажмы) отложения серии местами внешне сходны с верхней частью разреза горизонта зеленых аргиллитов. В целом

они слагают верхнюю часть разреза богачевской серии. В настоящее время эти отложения изучены еще очень слабо и палеонтологически не охарактеризованы.

Отложения богачевской серии, развитые в Кроноцком районе, описывались геологами под различными наименованиями.

В работах Л. А. Гречишкина (1935 г.) и В. Г. Макарова (1941—1946 гг.) они впервые были описаны под наименованием богачевской свиты; М. Ф. Двали (1943 г.) песчаники этой серии относил к богачевской свите, а весь аргиллитовый разрез к ивановой подсвите тюшевской свиты; Л. П. Грязнов именовал их нижнебогачевской подсвитой (1954 г.) и нижнебогачевской свитой (1959 г.); в работах И. Б. Плешакова и Д. С. Несвит (1957 г.) отложения нижних трех горизонтов (песчано-конгломератового, песчано-аргиллитового и песчаного) отнесены к богачевской свите, а отложения верхних двух горизонтов (алевролитового и зеленых аргиллитов) к ивановской свите (чажминская подсвита). На графике сопоставления стратиграфических схем отложения богачевской серии показаны сплошной вертикальной штриховкой (рис. 27).

Восточный склон хребта Кумроч. В этом районе к богачевской серии отнесены третичные образования, выделенные Л. П. Грязновым и Ю. А. Новоселовым (1959 г.) в состав ветловой свиты. Отложения этой свиты широкой полосой (10—15 *км*) прослеживаются вдоль восточного склона хребта Кумроч, примерно от пос. Шубертово до мыса Тупого. По р. Камчатке они наблюдаются в береговых обрывах у г. Мыс Портняжинский (Большие Щеки) и по правому берегу протоки Ажабичья до мыса Сигнального, который находится к югу от Нижне-Камчатска.

Севернее р. Камчатки отложения ветловой свиты прослеживаются в нижнем течении Радуги и р. Асхавы, в верховьях рек Халницы, Тарховки, Широкой, в нижнем течении Левой Ветловой и по р. Кедровой.

Самая верхняя часть разреза хорошо вскрывается в береговых обрывах залива Озерного в устье р. Алтын и в районе мыса Тупого (между реками Долинка и Извилистая).

Первые и весьма краткие сведения об этих отложениях имеются у К. И. Богдановича (1904 г.). Весь комплекс пород хребта Кумроч (сланцы, песчаники и диабазовые туфы) он объединял в группу № 3. Позже эти отложения были описаны М. Ф. Двали (1930, 1947 гг.), Л. А. Гречишкиным (1935 г.), О. С. Вяловым (1940 г.), Б. Н. Карасевым (1955 г.) и другими геологами.

Л. А. Гречишкин отложения ветловой свиты отождествлял с богачевской свитой Кроноцкого района.

О. С. Вялов включал эти отложения в свиту Кумроч. Возраст этой «немой» свиты определялся им условно в границах верхний мел (?) — нижний миоцен.

Отложения ветловой свиты, развитые по рекам Широкой, Радуге и Камчатке, М. Ф. Двали (1947 г.) относил к богачевской свите, а отложения этой свиты, развитые вдоль побережья залива Озерного (мыс Тупой) к более древним палеогеновым образованиям.

Б. Н. Карасев (1957 г.) отложения ветловой свиты относил к нижней части разреза верхнего мела (?).

В разрезе отложений ветловой свиты преобладают аргиллиты и алевролиты. Местами среди этих образований встречаются песчаники, туфы, гравелиты и диабазовые порфириты.

Аргиллиты и алевролиты темно-серого, почти черного цвета, крепкие, с поверхности трещиноватые, ожелезненные, ржаво-желтого цвета. В породе очень часто наблюдается мелкая пылевидная вкрапленность пирита.

Песчаники туфогенные, темно-серого и зеленовато-серого цвета, мелкозернистые, крепкие, местами с прожилками кальцита и кварца, с поверхности трещиноватые. Туфы и порфириты грязно-зеленого цвета, крепкие,

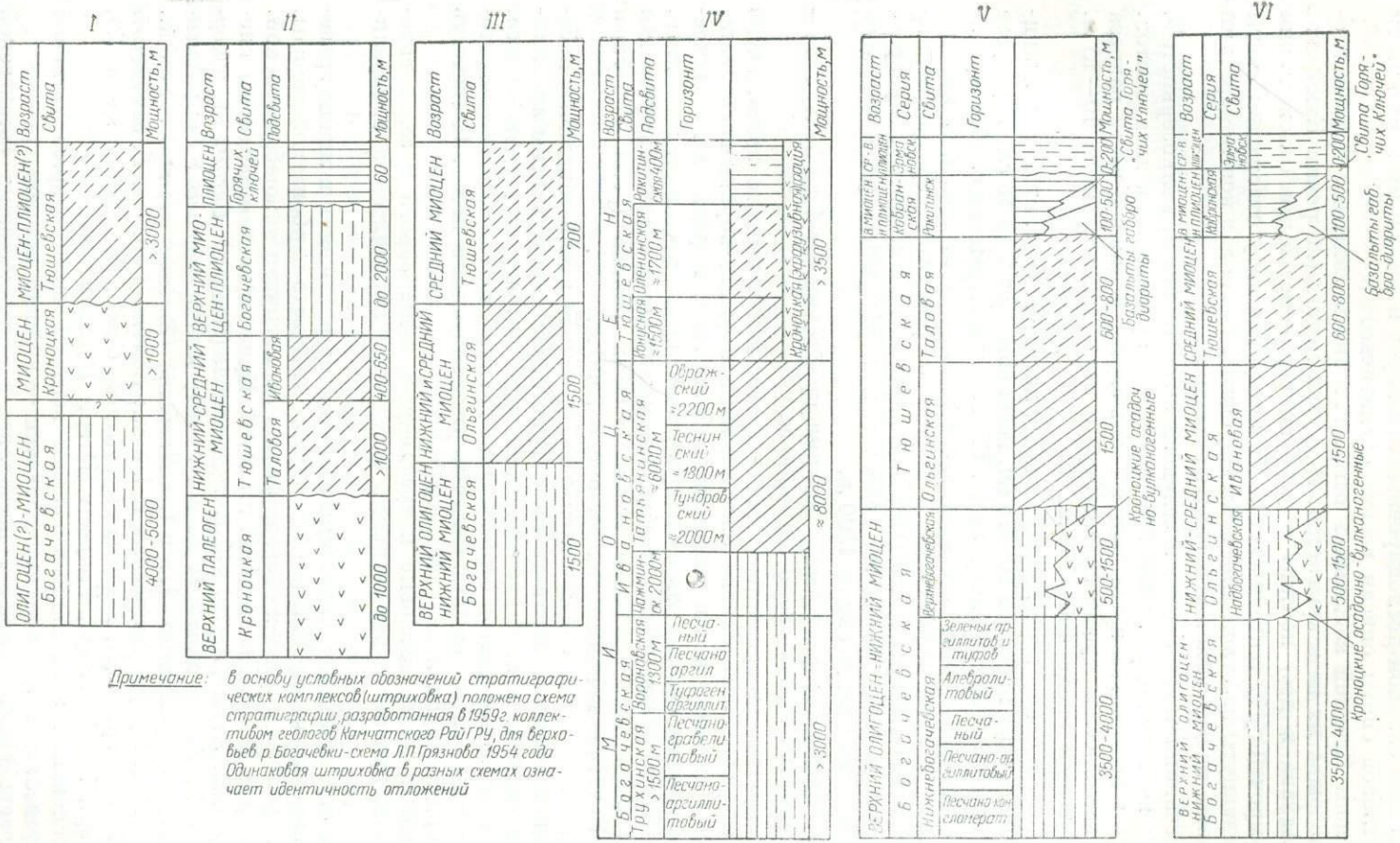


Рис. 27. Сопоставление стратиграфических схем Кроноцкого района.

I — по Л. А. Гречишкину, 1935 г.; *II* — по М. Ф. Двали, 1943 г.; *III* — по Л. П. Грязнову и В. Н. Красновой (реки Богачевка, Татьяна, Ольга, Крутая); *IV* — по И. Б. Плешакову и Д. С. Несвит, 1957 г.; *V* — по Л. П. Грязнову, 1959 г. (Охинское стратиграфическое совещание); *VI* — по Л. П. Грязнову, В. В. Крылову и другим, 1960 г.

с массой белых прожилков кальцита. Слоистость в породах свиты проявляется очень слабо и сильно маскируется трещиноватостью.

Вследствие сильной дислоцированности пород и слабой их изученности разрез ветловой свиты описан весьма схематично.

По рекам Ягодной и Алтын в основании свиты залегают туфоконгломераты, подошва их не вскрывается. В других местах (по рекам Камчатка, Радуга, Асхава и др.) контакт с условно верхнемеловыми отложениями свиты Кумроч ($Cr_2^{ки}$?) тектонический. По этому контакту отложения свиты кумроч надвинуты на отложения ветловой свиты. Выше над конгломератами разрез свиты представляется в следующем виде.

1. Песчаники темно серого и зеленовато-серого цвета, мелкозернистые, крепкие, с включениями, линзами и прослоями аргиллитов и алевролитов. Слоистость в песчаниках наблюдается очень слабо. В нижней части разреза залегают два прослоя туфов красно-бурого цвета мощностью до 10—15 *м*. Мощность толщи около 450—500 *м*.

2. Неравномерное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность этих прослоев 10—15 *см*, песчаников от 5 до 15 *см*. В разрезе преобладают аргиллиты и алевролиты. Слоистость выражена слабо. Аргиллиты и алевролиты темно-серого, почти черного цвета, крепкие, местами окремненные, сильно перемятые. В породе встречаются изредка мелкие лепешкообразные конкреции песчаников с карбонатным цементом. В разрезе отмечено два потока (10—20 *м*) диабазовых порфиритов грязно-зеленого цвета. Мощность толщи около 1500 *м*.

3. Аргиллиты алевритистые с редкими прослоями (от 1 до 30 *м*) песчаников. Мощность толщи около 300—350 *м*.

4. Аргиллиты алевритистые, темно-серого, почти черного цвета, очень крепкие, с поверхности сильно ожелезненные и ржаво-коричневого цвета. Слоистость в породах почти совсем не наблюдается. Изредка в них встречаются включения песчаников и алевролитов и пачки кремнистых сланцев.

Описанные породы слагают водораздел между реками Алтын и Кедровая и местами наблюдаются в более южных частях района (реки Радуга и Асхава). Видимая мощность толщи около 2500 *м*.

5. Венчают разрез свиты отложения, развитые вдоль западного побережья залива Озерного в районе мыса Тупого. Они представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Аргиллиты и алевролиты темно-серого, черного, зеленовато-серого и серого цвета, крепкие, с поверхности трещиноватые, местами сильно ожелезненные и ржаво-красного цвета. Слоистость в этих породах проявлена очень слабо.

Песчаники плагиоклазовые и туфогенные, темно-серого и зеленовато-серого цвета, крепкие, с включениями и линзами аргиллитов и алевролитов.

Среди описанных пород местами встречаются включения и линзы гравелитов и шаровые конкреции (от 5 до 15 *см*) глинисто-карбонатной породы.

В конкрециях и линзах собрана фауна, аналогичная нижнебогачевской.

По сборам М. Ф. Двали (1947 г.) Л. В. Криштофович определены следующие формы: *Acila (Acila)* aff. *gettysburgensis* (Reagan); *Cardita* cf. *yokoyamae* S l o d k; *Yoldia orientalis L.* K r i s h t; *Yoldia chojensis* S i m.; *Nuculana (Borissia) pilvoenica* L a u t., *Nuculana* (*Borissia*) *alferovi* S l o d k., *Nuculana (Nucula) psjakauphensis* K h o m.; *Laternula sp.* (cf. *L. besshoensis* Y o k.); *Macoma* sp. n. (?), *Macoma* cf. *calcarea Gmel.*; *Mioplciona* sp. n. (?), *Panomya* sp.; *Turritella sp.*, *Viviparis* (?) sp.; *Dentalium* sp.

На основании этих данных возраст верхней части разреза ветловой свиты определяется как верхний олигоцен — нижний миоцен.

Эта часть свиты хорошо сопоставляется с отложениями богачевской серии Кроноцкого района. Следует отметить, что с отложениями ветловой свиты очень часто связаны выходы сероводородных источников. Такие источники наблюдаются и в верховье р. Богачевки.

Отложения ветловой свиты несогласно перекрываются отложениями ольгинской серии и более молодыми образованиями. Нормальный контакт между ними имеется в районе Нижне-Камчатска. По рекам Асхаве, Халнице и Широкой контакт тектонический.

Мощность отложений ветловой свиты превышает 5000 *м*.

Несомненным аналогом богачевской серии является столбовская свита, широко развитая на п-ове Камчатского Мыса и детально описанная Ю. А. Новоселовым (1959 г.) в Тарховском хребте и вдоль морского побережья в районе бухты Солдатской. В разрезе этой свиты наблюдаются аргиллиты, алевролиты, кремнистые сланцы и песчаники, аналогичные описанным в нижней части разреза ветловой свиты. Собранная здесь фауна имеет плохую сохранность. По определениям А. Д. Кочетковой она относится к палеогену.

На п-ове Камчатского Мыса и в Тарховском хребте отложения столбовской свиты согласно залегают на отложениях тарховской свиты, которая А. И. Юдиным (1953 г.) и Б. Н. Карасевым (1955—1956 гг.) относилась к верхнему мелу (?). Фауны в тарховской свите пока не обнаружено.

В *других районах* Восточно-Камчатского прогиба отложения богачевской серии описаны в Валагинском хребте (Б. Ф. Дьяков, 1938 г.; Б. В. Стыриковичь, 1955—1956 гг.; Е. М. Изотова, 1953 г.), на п-ове Озерном (М. Н. Сухарев, 1956 г.), на о. Карагинском (А. И. Юдин, 1952 г.; Л. П. Грязнов, 1959 г.) и в Олюторском заливе (В. А. Ярмолюк, Б. Ф. Дьяков).

В северной части Валагинского хребта Б. Ф. Дьяков эти отложения выделяет в китылгинскую толщу. В разрезе этой толщи наблюдаются аргиллиты, песчаники, андезитовые туфы. Местами среди этих образований залегают авгитовые диабазы. Нижняя и верхняя границы толщи неизвестны. Видимая мощность толщи около 1000 *м*.

По сборам Б. Ф. Дьякова из верхней части отложений А. П. Ильиной определены следующие виды: *Acila (Acila)* aff. *gett. ysburgensis* (R e a g a n), *Yoldia* cf. *scapha* Y o k., *Yoldia* sp. (cf. I. *amaninaensis* S i m.), *Yoldia* sp. (cf. I. *cerussata* S l o d k.), *Yoldia* sp. *kuluntunensis* S l o d k., *Cardita* sp. (cf. C. *piltunensis* S l o d k.), *Macoma* sp., *Fusinus* sp., *Neptunea* sp. (cf. N. *schrenck* Y o k.), *Solemia dalli* C l a r k.

По этой фауне возраст китылгинской толщи определяется в пределах верхнего олигоцена — нижнего миоцена.

В бассейне рек Левой Жупановой и Кояновой отложения богачевской серии представлены песчаниками, туффитами, туфопесчаниками, аргиллитами и глинистыми сланцами (Е. М. Изотова). Эти породы темно-серого, почти черного и зеленовато-серого цвета, очень крепкие, сильно перемятые. Фауны здесь не обнаружено. Видимая мощность более 1000 *м*. В работах Б. В. Стыриковича указывается, что в западном направлении разрез отложений богачевской серии этого района несколько меняется — вместо туффитов и туфопесчаников появляются прослои и линзы мергелей и известковистых песчаников. Мощность отложений увеличивается до 3500—4000 *м*.

На п-ове Озерном отложения богачевской серии представлены песчаниками, алевролитами, туффитами и туфами. Здесь собрана фауна *Acila gettysburgensis* R e a g a n, *Yoldia praecandata* E w., *Laternula (Aelga) besshoensis* Y o k. и др. (определения К. П. Евсеева). Видимая мощность отложений 2300—2500 *м*.

Ольгинская серия (N_1^{1-2})

В эту серию выделяется довольно мощная толща пород, занимающих промежуточное положение (как по литологии, так и по фауне) между типичными отложениями богачевской и тюшевской серий. Представлены они в низах разреза зеленовато-серыми туфогенными песчаниками, выше песчаники сменяются флишоидным переслаиванием аргиллитов и алевролитов.

По внешнему виду породы более светлые, чем нижележащие отложения богачевской серии; аргиллиты и в меньшей степени песчаники слабо выбеливаются (характерный признак пород тюшевской серии); в более или менее значительном количестве содержатся диатомовые, в то время как в богачевской серии они почти полностью отсутствуют (встречаются лишь реликты), а в тюшевской серии их очень много; по сравнению с богачевской серией породы ольгинской серии в меньшей степени изменены — они слабее хлоритизированы, менее давлены и перемяты, имеют меньшую плотность.

В Кроноцком районе отложения ольгинской серии прослеживаются от рек Татьяны и Ольги на северо-восток к устью р. Александровки и р. Ивановой (правый приток Малой Чажмы). Севернее они наблюдаются местами вдоль побережья Камчатского залива, у г. Коврижка, в Малых Щеках р. Камчатки, в нижнем течении р. Асхавы и по рекам Халнице и Широкой. Аналоги этой серии, представленные вулканогенно-осадочными образованиями, развиты на западном склоне Кроноцкого хребта и в северо-восточной части Столбовских хребтов.

По фауне и положению в разрезе возраст ольгинской серии определяется в пределах нижнего — среднего миоцена. На нижележащих отложениях богачевской серии ольгинская серия залегает несогласно. Однако из-за целой серии надвигов, зафиксированных в Кроноцком районе, вдоль побережья Камчатского залива, по рекам Асхаве, Халнице и Широкой, нормальный контакт их не неблюдается и местами создается ложное представление о том, что ольгинская серия лежит ниже богачевской. Нормальный контакт между сериями наблюдается по р. Камчатке южнее Нижне-Камчатска. Здесь на сильно дислоцированных отложениях ветловой свиты (богачевская серия) залегают базальные гравелиты и грязно-зеленые песчаники ольгинской серии.

Верхняя граница серии определяется несогласным залеганием на ней тюшевской серии. Мощность отложений ольгинской серии превышает 4000 *м*.

Как уже указывалось, в типичных разрезах серии (Кроноцкий район) отложения ее представлены двумя комплексами: снизу залегают песчаники, верхняя часть представлена флишоидными отложениями. Эти два комплекса выделяются Л. П. Грязновым соответственно в надбогачевскую и ивановскую свиты.

Надбогачевская свита

Отложения этой свиты широко развиты в Кроноцком районе в верховьях рек Ольги, Крутой, Тюшевки и Малой Чажмы и на западном склоне Кроноцкого хребта. Севернее они прослеживаются вдоль восточного склона хребта Тумрок до р. Камчатки и далее на северо-восточном склоне Столбовских хребтов (мыс Бакланов и мыс Сивучий).

В Кроноцком районе отложения надбогачевской свиты довольно хорошо изучены в верховьях рек Ольги и Крутой; в последнее время они вскрыты буровыми скважинами в районе ручья Двунагорного. По р. Ольге типичные отложения свиты наблюдаются на участке протяженностью 3 *км*, вблизи слияния рек Правой Ольги и Левой Ольги. По р. Крутой эти же отложения прослеживаются в 8 *км* выше устья на протяжении 1,5—2 *км*.

Разрез отложений надбогачевской свиты лучше всего изучен по р. Крутой, где он представлен в следующем виде (снизу вверх).

1. Переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность прослоев колеблется от 0,05 до 9 *м*.

Песчаники плагиоклазовые, туфогенные, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, участками крупнозернистые, с редким мелким гравием, крепкие, с поверхности породы слаботрещиноватые и ожелезненные, ржаво-коричневого, буровато-зеленого и серого цвета. В состав кластической части песчаников входят обломки порфиритов, туфов, андезитов, кремнистых сланцев, аргиллитов и реже кварцитов (40—80%), плагиоклазы (25—40%), кварц (10—15%), темноцветные и рудные минералы. Цемент породы глинистый, хлоритизированный.

Аргиллиты алевритистые, темно-серые, крепкие, участками окремненные, с поверхности они мелкотрещиноватые и ожелезненные, буровато-серые и ржаво-коричневые. Мощность пачки 400—450 *м*.

2. Аргиллиты алевритистые, темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, крепкие, окремненные, с раковистым изломом, с поверхности породы трещиноватые и ожелезненные, буровато-серого и местами ржаво-коричневого цвета. Мощность отложений 150—200 *м*.

3. Песчаники туфогенные, серого и грязно-зеленого цвета, средне- и крупнозернистые, с линзами и включениями (3—5 *м*) гравелитов, очень крепкие, массивные, слаботрещиноватые, с поверхности участками ожелезненные, буровато-серого цвета. Местами встречаются гнезда, линзы и прослои аргиллитов и алевролитов, включения мергелей и обуглившейся древесины. Слоистость в этих породах наблюдается редко. Мощность отложений около 500 *м*.

4. Аргиллиты темно-серые с зеленоватым оттенком, с прослоями туфогенных песчаников. Мощность прослоев от 0,5 до 20 *м*.

Песчаники и аргиллиты аналогичны описанным выше. Изредка среди этих образований встречаются диатомовые аргиллиты и гравелиты. Мощность отложений изменяется от 200 до 700 *м*.

Общая мощность свиты по р. Крутой 1250—1850 *м*.

Микрофауна и микрофлора, встречающиеся в отложениях надбогачевской свиты, изучены слабо. Содержание диатомовых увеличивается вверх по разрезу. Видовой состав диатомовых очень однообразный. В отложениях свиты по р. Малой Чажме отмечаются пресноводные диатомовые *Melosira italica*, *Melosira islandica*, *Pennularia borealis* и др. (определения М. М. Забелиной). Морские формы отмечены только по рекам Ольге и Тюшевке.

Фауна в отложениях надбогачевской свиты встречается очень редко и плохой сохранности. В большинстве случаев она приурочена к контактам с отложениями других свит.

Из этой свиты известны следующие виды: *Yoldia* cf. *cerussata* Slodk., *Yoldia orientalus* Krisht., *Macrocallista olgensis* Regina, *Laevicardium (Trachiocardium)* Yok., *Thyasira* cf. *nana* Khom., *Nucula psiakouphensis* Khom., *Mytilus edulis* L. Krisht. *Cardita extenuata* Liver., *Malletia* aff. *paronaika* Yok., *Palliolum (Delektopekten) pechami* Gabb., *Yoldia triangulata* Krisht., *Natica clausa Brod and Sow.*, *Yoldia shojensis* Yok., *Yoldia scapha* Yok., *Solemia tokunagai I.* var. *nexa Liver.*, *Neptunea (Colus)* cf. *dvalli* Krisht., *Nuculana crutaensis* Ilyina и др. (определения Л. В. Криштофович, А. П. Ильиной и др.).

Возраст свиты устанавливается в пределах нижнего миоцена. Мощность ее изменяется от 500 до 1800 *м*.

В Кроноцком районе к возрастным аналогам надбогачевской свиты относятся вулканогенно-осадочные породы (аргиллиты, туффиты, песчаники и гравелиты с прослоями туфов, туфобрекчий и андезитов), широко развитые на западном склоне Кроноцкого хребта. В литературе эти образования известны под названием «кроноцкой свиты». Разрез их почти непрерывно прослеживается по р. Ракитинской (от горы Владимирской до устья ручья Перевального) и ее притокам. Здесь разрез (снизу вверх) слагают следующие породы.

1. Туфы пепловые, андезитовые, голубовато-серые, крепкие, опоковидные, неравномерно переслаиваются с туфами пятнистыми различной структуры. Видимая мощность 200 *м*.

2. Туфы с прослоями (от 10 до 50 *см*) туфогенных песчаников грязно-зеленого цвета, местами среди этих пород встречаются маломощные (до 0,8 *м*) прослои базальтов. Мощность отложений 150—160 *м*.

3. Переслаивание аргиллитов, туффитов, туфогенных песчаников, андезитовых туфов и туфобрекчий. Мощность прослоев и пачек колеблется от 3 *см* до 10 *м*, иногда составляет 20—30 *м*. В разрезе преобладают аргиллиты черного цвета и псаммитовые туфы. Мощность отложений 650—700 *м*.

Описанные выше образования во многих местах прорываются дайками базальтов и интрузиями габбро-диоритов.

Нижняя граница отложений по р. Ракитинской не вскрывается, в других районах она пока также неизвестна.

Выше по разрезу эти отложения трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего миоцена — нижнего плиоцена (кавранская серия).

В районе устья р. Левой Тюшевки осадочно-вулканогенные образования трансгрессивно перекрываются отложениями тюшевской серии; в верховье р. Большой Чажмы отложения кроноцкой свиты перекрываются отложениями ивановской свиты.

Образования кроноцкого вулканогенно-осадочного комплекса изучены плохо. Фауна в них пока не обнаружена. Под микроскопом в аргиллитах и алевролитах отмечаются единичные раковинки фораминифер, радиолярии и реликты диатомовых.

Сопоставление этих пород с отложениями надбогачевской свиты основывается только на литолого-петрографической характеристике и условиях их залегания. Несомненно, что при более детальных исследованиях положение вулканогенно-осадочного комплекса в нормальном стратиграфическом разрезе должно быть уточнено.

По р. Камчатке аналоги надбогачевской свиты (верхнебогачевская свита по Л. П. Грязнову, 1959 г.) обнажаются южнее Нижне-Камчатска. Здесь отложения свиты залегают на сильнодислоцированных отложениях ветловой свиты (богачевская серия). В основании разреза наблюдаются гравелиты туфогенные грязно-зеленого цвета, на поверхности желтовато-серые, очень крепкие, массивные, с песчано-глинистым цементом. В составе кластической части гравелитов преобладают породы ветловой свиты (аргиллиты алевритистые темно-серого, почти черного цвета, песчаники зеленовато-серого цвета и кремнистые сланцы). Мощность базальных гравелитов около 12—15 *м*. Выше по разрезу залегают песчаники туфогенные, плагиоклазовые, грязно-зеленого цвета, в сухом виде зеленовато-серые, сильно ожелезненные, среднезернистые, крепкие, слаботрещиноватые. Мощность этих отложений точно не установлена и примерно составляет 250—300 *м*.

К аналогам надбогачевской свиты относятся также отложения северо-восточного склона Стобовских хребтов. Разрез отложений хорошо прослеживается вдоль южного побережья залива Озерного от устья р. Стобовой до мыса Сивучего. Впервые они были описаны здесь М. Ф. Двали (1930 г.). Л. П. Грязновым и Ю. А. Новоселовым (1959 г.) эти отложения выделены в баклановскую свиту.

В разрезе свиты туфогенные песчаники и аргиллиты переслаиваются с туфобрекчиями, конгломератами и базальтами. Фауна здесь не обнаружена.

Мощность отложений баклановской свиты составляет 1200—1500 *м*.

Всеми исследователями Кроноцкого района отложения надбогачевской свиты включались в состав богачевской свиты. Л. П. Грязнов, выделив их в 1954 г. в верхнебогачевскую подсвиту, также оставил в составе богачевской свиты. И только, когда в 1959 г. были получены материалы, подтверждающие несогласное залегание этих отложений на нижележащих (р. Камчатка), было признано целесообразным выделить их из состава богачевской серии.

Необходимо подчеркнуть, что вопрос о характере нижней границы надбогачевской свиты (или ольгинской серии в целом) мало изучен. В условиях сильной дислоцированности пород и неясно выраженной слоистости как в отложениях богачевской серии, так и вышележащей ольгинской (надбогачевская свита) не всегда представляется возможным установить наличие или отсутствие углового несогласия между ними. Решение этого вопроса усложняется и тем, что в Кроноцком районе, где породы обеих серий широко развиты, контакты между ними зачастую маскируются тектоническими нарушениями.

Ивановская свита

Отложения этой свиты, представленные весьма характерными пестроцветными флишоидными образованиями, развиты в Кроноцком районе, вдоль побережья Камчатского залива, в Малых Щеках р. Камчатки и по рекам Асхаве и Широкой. В Кроноцком районе они довольно широкой полосой прослеживаются от рек Татьяны и Ольги на северо-восток к рекам Александровке и Малой Чажме, огибая с востока отложения надбогачевской свиты. В 1959 г. Б. В. Ковалевым эти отложения обнаружены также на северо-западном склоне Кроноцкого хребта в верховьях р. Большой Чажмы. В Кроноцком районе обнаружения ивановой свиты наблюдаются по рекам Татьяне и Ольге в 12—15 *км* выше устья.

В ивановской свите преобладают аргиллиты, неравномерно переслаивающиеся с алевролитами, диатомитами и песчаниками, образуя местами ритмы нормального флиша. Иногда встречаются прослои туффитов и туфов. Мощность прослоев аргиллитов обычно колеблется от 2—5 *см* (редко выражается в миллиметрах) или достигает 5 *м* и более. Мощность прослоев песчаников и алевролитов изменяется от 5 до 10 *см*, редко достигает 40 *см*. В естественных обнажениях неравномерное переслаивание пород различных по окраске (ржаво-желтых, коричневых оттенков) и структуре придает отложениям свиты характерный полосчатый вид.

Более детальная литологическая характеристика пород свиты представляется в следующем виде.

Аргиллиты алевритистые, участками песчанистые, в нижней части разреза темно-серые, выше — серого цвета (дымчатые), местами со слабым зеленоватым оттенком, крепкие, опоковидные, с раковистым изломом. Участками аргиллиты со скорлуповатой отдельностью, ожелезненные, на поверхности выбеливаются.

Под микроскопом в аргиллитах наблюдаются диатомовые хорошей сохранности. Очень часто встречаются *Coscinodiscus morginatus* Ehr., *Cocconeis bihorensis* B r u n., *Thalassionema* (споры) и др.

В образцах аргиллитов местами наблюдаются белые трубочки червей, шаровые конкреции, углистые включения. Анализом установлено наличие пыльцы покрытосемянных из семейства Betulanceae.

Песчаники ивановской свиты представлены двумя разностями. Наиболее часто встречаются песчаники плагиоклазовые зеленовато-серого цвета, мелко- и среднезернистые, слоистые, с плитчатой отдельностью, слабосцементированные глинистым цементом. Мощность прослоев этих песчаников колеблется от 2 до 20 *см*. В составе кластической части песчаников основное значение имеют плагиоклазы (40—60%), в меньшем количестве содержатся обломки горных пород (20—30%), кварц (10—15%), вулканическое стекло, темноцветные и рудные минералы (5—10%).

Реже встречаются песчаники туфогенные серого и зелено-серого цвета, крепкие, плотные, с глинистым, пепловым и карбонатным цементом.

В составе кластической части этих песчаников содержатся обломки пород (40—60%), плагиоклазы (20—30%), кварц (15%), вулканическое стекло, темноцветные и рудные минералы (до 15%).

В минералогическом отношении породы ивановской свиты характеризуются наличием значительного количества мусковита, не встречавшегося в отложениях богачевской серии, и отсутствием оливина и цеолитов.

В отложениях ивановской свиты фауна встречается довольно часто. Из этих отложений Л. В. Криштофович, А. П. Ильиной и И. Г. Прониной определены *Malletia* cf *inermis* F o k., *Palliolum* (*Delectopecten*) *pedroanus* (Tr) *Nuculana* cf *slodkewitschi* K o q a n., *Nuculana ctassatelloides* L a u t., *Amauropsis* cf *orebonensis* D a l l., *Loldia orientalis* Krischt Lima *goliath* S o w., *Macoma* cf *calcarea gmel.*, *Mytilus edulis L.* var. *dvalii* K r i s h t и другие виды (всего более 30).

Многие формы характерны для морских отложений нижнего и среднего миоцена.

Взаимоотношения надбогачевской и ивановской свит не изучены, так как между ними известны только тектонические контакты.

Нормальная мощность отложений ивановской свиты в Кроноцком районе составляет примерно 2500—3000 *м*.

Описанные отложения ивановской свиты впервые были выделены М. Ф. Двали (1943 г.) как подсвита в составе тюшевской свиты; при этом в разрезе она была поставлена выше таловой подсвиты. В дальнейшем было установлено (К. М. Севостьянов, 1951 г.; Л. П. Грязнов, 1952 г.), что указанные породы залегают в разрезе ниже таловой подсвиты.

В последующем исследователи Кроноцкого района, сохраняя положение этих отложений в стратиграфическом разрезе, то выделяют ее в самостоятельную свиту, то включают в состав промежуточного стратиграфического комплекса между богачевской и тюшевской сериями.

Положение ивановской свиты в представлении различных геологов хорошо видно на рис. 27, где отложения свиты показаны сплошной косой штриховкой.

Тюшевская серия (N_1^2)

Отложения тюшевской серии развиты в центральной части Восточно-Камчатского прогиба. В Кроноцком районе эти отложения наблюдаются в Кроноцком перешейке в нижнем течении рек Половинки, Татьяны, Ольги, Волчьей, в среднем течении р. Тюшевки и по р. Оленьей.

В Усть-Камчатском районе отложения тюшевской серии слагают хребет Низкий (Токинец); в Столбовских хребтах они встречаются в виде останцев на более древних породах, а также наблюдаются в бассейне р. Озерной и на западном склоне Начикинского хребта. В других местах прогиба эти отложения закрыты более молодыми образованиями.

В разрезе преобладают аргиллиты, алевролиты, диатомиты и песчаники, реже встречаются туффиты, туфы и конгломераты. По внешнему виду они резко отличаются от пород богачевской серии.

Породы тюшевской серии светло-серые и зеленовато-серые, на поверхности выбеливаются, средней крепости; по сравнению с отложениями богачевской серии значительно менее плотные, более пористые, содержат большое количество диатомовых. В этих отложениях фауна встречается довольно часто и хорошей сохранности.

Возраст тюшевской серии по фауне устанавливается в пределах среднего миоцена. На нижележащих отложениях серия залегает несогласно. Складчатость отложений тюшевской серии более спокойная. Мощность серии 750—800 *м*.

Отложение осадков тюшевской серии происходило, вероятно, в довольно узких и неглубоких проливах при достаточном количестве кислорода, наличии кремнезема и полном отсутствии сероводорода. Об этом свидетельствуют знаки ряби, ходы илоедных, наличие фауны и большое содержание морских форм диатомовых. Типичные отложения тюшевской серии развиты в пределах Кроноцкого перешейка. Здесь они хорошо изучены по рекам Ольге, Тюшевке, Волчьей и другим. Впервые они были выделены М. Ф. Двали (1943 г.) под наименованием таловой подсвиты тюшевской свиты.

Отложения серии представлены тонким переслаиванием песчаников, аргиллитов и диатомитов с пачками песчаников. Среди этих образований изредка встречаются прослои алевролитов, туффитов, гравелитов и конгломератов. Мощность отдельных прослоев песчаников и аргиллитов колеблется от 0,05 до 1,5 *м*. Местами мощные пласты песчаников (до 10 *м* и более) или аргиллитов (до 5 *м* и более) чередуются с пачками тонкого переслаивания песчаников и аргиллитов. В естественных обнажениях отложения тюшевской серии выделяются по своей светло-серой, почти белой окраске. Слоистость

в породах выражена хорошо, но местами сильно маскируется трещиноватостью с характерной ромбической отдельностью.

Аргиллиты тюшевской серии обычно алевритистые, серого цвета, местами с зеленоватым оттенком, в сухом виде светло-серые и белые, крепкие, опоковидные; с поверхности породы трещиноватые и ожелезненные, ржаво-желтые В аргиллитах местами встречаются кремнистые трубочки (диаметром 2—3 *мм*) белого цвета, мелкие гнезда песчаника, ходы илоедов, следы ряби и другие иероглифы. Среди аргиллитов имеется несколько разновидностей: аргиллиты диатомовые, опоковидные с углистыми включениями и карбонатизированные. Основная масса аргиллитов обычно глинистая, часто хлоритизированная, с примесью алевритового материала (обломки плагиоклазов, андезитов, кварца и т. д.). Во всех разновидностях аргиллитов тюшевской серии встречаются диатомовые различной сохранности; содержание их колеблется в широких пределах. Кроме диатомовых, изредка встречаются фораминиферы и радиолярии, наблюдается пыльца покрытосемянных из семейства *Betulaceae* и Inqlandaceae, голосемянных из семейства Taxodiaceae и споры папоротника.

Песчаники отложений тюшевской серии полимиктовые, плагиоклазовые, серые и голубовато-серые со слабым зеленоватым оттенком, слоистые. Цемент песчаников глинистый и реже известковистый. Обычно на поверхности песчаники более светлые — серого и светло-серого цвета. В составе кластической части песчаников наблюдаются обломки осадочных пород, реже андезитов, пемзы (20—60%), плагиоклазы (25—40%), кварц (10—30%) и темноцветные минералы (пироксены, биотит, мусковит и роговая обманка).

Алевролиты по минералогическому составу аналогичны песчаникам.

В отложениях тюшевской серии В. С. Порецкой определено более 100 видов диатомовых водорослей. В основном это морские формы, обитатели планктона. Характерно отметить, что в каждом из образцов аргиллитов, переданных на диатомовый анализ, определено от 14 до 40 форм диатомовых. Почти во всех образцах присутствуют следующие виды: *Coscinodiscus elegaus* G r e v., *Coscinodiscus impolites* R a t t r., *Coscinodiscus intersectus* B r u n., *Coscinodiscus marqinarus* E h r., *Coscinodiscus srellaris* R a p e r, *Rhizosolemia* sp., *Cymatosira Debyi Tempet* B r u n., *Thalassionema nitzshioides* var *obtusa* G r u n., *Denticula kamtschatica Labelina* и др.

Диатомовая флора указывает на образование пород серии в морском бассейне нормальной солености.

Сравнение найденной диатомовой флоры с другими ископаемыми флорами Дальнего Востока, произведенное В. С. Порецкой, показывает, что она имеет наибольшее сходство с флорой некоторых горизонтов диатомовой свиты п-ова Шмидта на Северном Сахалине, датированной миоцен-плиоценом.

Массовое развитие спор *Thalassiosira* sp., наблюдаемое в аргиллитах тюшевской серии, характерно также для неогеновой диатомовой флоры о. Итуруп.

Много общих видов имеет флора Кроноцкого района с флорой маруямской и куросийской (средний и верхний миоцен) свит Южного Сахалина. Однако в этих свитах нет массового развития спор.

Отложения тюшевской серии характеризуются следующими фораминиферами: *Hyperammina problematica* V o l o s h., Cyclammina complanata V o l o s h., Cyclammina praecancellata V o l o s h., Cyclammina kamtschatkensis V o l o s h., Haplophraqmoides sp., Ammodiscus tenuis V o l o s h. Из радиолярий здесь встречаются *Cenosphaera vesparia* H a e c k e l., *Cenosphaera jenkensi* C a m p b e l l et C l a r k, *Cenosphaera meqachile* C a m p b e l l et C l a r k, *Xiphosphaera qiqantea* C a m p b e l l et C l a r k, *Heliosphaera miocentica* C a m p b e l l et C l a r k, *Cenelipsis micropora* H a e c k e l и др. Аналогичная фауна встречена в миоценовых отложениях Сахалина.

В отложениях тюшевской серии фауна обнаружена примерно в 20 обнажениях, находящихся на реках Ольге, Тюшевке, Таловой, Волчьей, Татьяне и их притоках.

По сборам М. Ф. Двали, Л. П. Грязнова, И. Б. Плешакова, К. М. Севостьянова и других геологов Л. В. Криштофович, А. П. Ильина, И. Г. Пронина и К. П. Евсеев определили следующие виды: *Nuculana* (*Nuculana*) *cheholisensis* (Weaver), *Nuculana elongorostrata* (Clark)., *Nuculana* (*Sacella*) *wajampolkensis* Slodk., *Nuculana schmidti* Krisht., *Nuculana* (Borissia) *alferovi* Slodk., *Nuculana taphi* Dall., *Yoldia scapha* Yok., *Yoldia orientalis* Krisht., *Yoldia* cf. *trianqulata* Krisht., *Yoldia* cf. *istratovae* Krisht., *Yoldia scissurata* Dall., *Yoldia* cf. *pennulata* Slodk., *Malletia inermis* Yok., *Malletia ovalis* Krisht., *Malletia* aff. *paronaike* Yok., *Limatula pilvoensis* Laut., *Lora vidula* (o. *Fabricius*), *Mytilus snohamishensis* Weaver., *Mytilus edulis* Laut., *Cardita antiqua* Slodk., *Cardita taracaicum* Yok., *Mya karaqinskiensis* Khark., *Colus* cf. *errones* Dall., *Plicifusus* (*Colus*) *ornatus Khom.*, *Thyasira bisecta* Conrad., *Tellina* cf. *oldernata Soy* var. *chibona* Iok. и др.

На основании имеющихся данных возраст отложений тюшевской серии определяется как средний миоцен.

Отложения тюшевской серии залегают несогласно на нижележащих отложениях ольгинской серии, но это несогласие выражено слабо и зачастую маскируется нарушениями. По р. Ольге при параллельном залегании пород в основании тюшевской серии наблюдаются конгломераты. В районе ключа Медвежьего контакт между отложениями ольгинской и тюшевской серий тектонический. Верхняя граница отложений в Кроноцком районе хорошо прослеживается по р. Малой Чажме ниже устья р. Ивановой на 2 *км*. Здесь отложения тюшевской серии перекрываются горизонтом оливино-пироксеновых базальтов, на которых трансгрессивно залегают отложения ковранской серии. По р. Тюшевке граница между сериями проходит ниже устья р. Оленьей на 650 *м*, где отложения тюшевской серии полого погружаются под отложения кавранской серии.

В Кроноцком районе нормальная мощность отложений этой серии составляет 750—800 *м*.

Аналоги тюшевской серии с перерывами прослеживаются вдоль восточного склона хребта Кумроч на участке между горой Ковржика и устьем р. Ветловой. В районе угольного месторождения (в 22 *км* юго-западнее Усть-Камчатска) эти отложения впервые были описаны Г. А. Дягилевым (1928 г.) и М. Н. Ивантишиным (1930 г.). Несколько позже Л. А. Гречишкин (1935 г.) включил эти отложения в свою усть-камчатскую свиту. Р. И. Вялова и О. С. Вялов (1940 г.) выделили эти отложения в верхний отдел свиты токинец. В 1947 г. М. Ф. Двали по определениям собранной им фауны доказал, что верхняя часть разреза усть-камчатской свиты является аналогом тюшевской свиты и отнесена им к таловой подсвите (N_1^2).

В. Н. Карасев (1955 г.) включает эти отложения в тюшевскую свиту, возраст которой определяется им в пределах нижнего — среднего миоцена.

Работами Л. П. Грязнова и Ю. А. Новоселова (1959 г.) установлено, что разрез отложений тюшевской серии хорошо прослеживается по р. Угольной (г. Ковржика), р. Горбуше, в Малых Щеках р. Камчатки и далее на север.

В районе г. Ковржика отложения тюшевской серии залегают на размытой поверхности отложений ольгинской серии (ивановская свита). В основании разреза наблюдаются конгломераты зеленовато-серого цвета с хорошо окатанными валунами (диаметром до 30 *см*), галькой и гравием из сланцев глинистых и кремнистых, песчаников и туфов. Цемент породы песчано-глинистый, крепкий), хлоритизированный. Среди конгломератов местами встречаются включения и линзы грубозернистых песчаников и туфов. Мощность базальных конгломератов точно не установлена, по-видимому, она колеблется от 5 *см* до 2,5 *м*. Создается впечатление, что отложения тюшевской серии в этом участке накапливались вблизи берега. Береговая линия проходила с севера на юг вблизи г. Горбуша. Морской залив находился где-то восточнее. По мере удаления от берега в разрезе отложений тюшевской серии

появляются более тонкие осадки. Здесь конгломераты наблюдаются только небольшими линзами. Выше по разрезу залегают песчаники плагиоклазовые серого и темно-серого цвета, средне- и мелкозернистые, слоистые, крепкие, с глинистым цементом. Мощность прослоев колеблется от 2 до 30 *см*. Среди этих пород изредка встречаются линзы и прослои алевролитов и песчаников. Песчаники темно-серые, среднезернистые, очень крепкие, с карбонатным цементом. Мощность линз и прослоев этих песчаников до 30 *см*. Алевролиты серого цвета с включениями и линзами аргиллитов, средней крепости, с оскольчатой отдельностью. Мощность прослоев колеблется от 2 до 8 *см*. В описанных отложениях довольно часто встречаются шарообразные карбонатные конкреции диаметром 8—15 *см*. Некоторые из них содержат фауну хорошей сохранности.

В верхней части разреза преобладают алевролиты, реже встречаются песчаники. Алевролиты темно-серые с буроватым оттенком, туфогенные, средней крепости, со скорлуповатой отдельностью, на поверхности сильно трещиноватые. Песчаники плагиоклазовые, темно-серые, с ржаво-желтыми пятнами, среднезернистые, крепкие, слаботрещиноватые, с глинистым цементом. Мощность прослоев колеблется от 5 до 15 *см*.

В районе г. Горбуша в отложениях Тюшевской серии М. Н. Ивантишиным, М. Ф. Двали, Р. И. Вяловой и О. С. Вяловым, Б. Н. Карасевым и Ю. А. Новоселовым собрана фауна.

По определениям И. П. Хоменко, Л. В. Криштофович и К. П. Евсеева здесь установлены следующие виды: *Mytilus edulis L.*, *Yoldia* cf. *schapha* Y o k., *I. orientalis L.* K r i s h t.,*Zucina borealis L.*, *Saxiodomus nuttalli* C o n r., *Tellina vestaloides* Y o k., *Solen gordonis* Y o k., *Solen krusensterni* S c h r., *Neverita ampla* P h i l., *Ziomesus nux kamtschaticus* K h o m.

По этой фауне возраст отложений определяется в пределах среднего миоцена. Видимая мощность тюшевской серии составляет 600 *м*.

От р. Угольной на север эта серия прослеживается до р. Камчатки. Здесь в Малых Щеках р. Камчатки отложения серии наблюдались К. И. Богдановичем (1904 г.), М. Ф. Двали (1947 г.), Р. И. Вяловой и О. С. Вяловым (1940 г.), А. Д. Зубко (1953 г.), Б. Н. Карасевым (1955 г.), Л. П. Грязновым, Ю. А. Новоселовым (1959 г.) и другими геологами. На правом берегу р. Камчатки они прослеживаются от урочища Сенокосного до пос. Хваленки. Несколько обнажений этих отложений имеется на левом берегу Камчатки вблизи оз. Крестового. Контакт с нижележащими отложениями ивановской свиты на левом берегу тектонический, а в районе пос. Хваленки не вскрывается.

Видимый разрез тюшевской серии в Малых Щеках представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Песчаники плагиоклазовые, зеленовато-серые, среднезернистые, местами с гравием, слоистые, крепкие, с глинистым цементом. Местами встречаются маломощные (0,1—0,2 *м*) прослои аргиллитов. Видимая мощность пачки 55 *м*.

2. Переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность прослоев песчаников от 0,2 до 0,6 *м*, аргиллитов от 0,05 до 0,15 *м*. Песчаники плагиоклазовые, зеленовато-серые, мелкозернистые, глинистые, слоистые, крепкие, с поверхности ожелезненные, ржаво-желтого цвета. Аргиллиты алевритистые, темно-серые, слоистые, средней крепости, со скорлуповатой отдельностью. Мощность пачки 120 *м*.

3. Алевролиты с редкими и маломощными (5—10 *см*) прослоями зеленовато-серых песчаников. Мощность пачки 28 *м*.

4. Переслаивание песчаников, аргиллитов и алевролитов. Мощность прослоев колеблется от 3 до 20 *см*. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, глинистые, слоистые, средней крепости, местами с отпечатками обуглившейся флоры. Встречаются песчаники серые и темно-серые, крепкие, с карбонатным цементом. Алевролиты и аргиллиты серые со слабым зеленоватым оттенком, с поверхности сильно ожелезненные, ржаво-желтого цвета,

крепкие, трещиноватые, местами со скорлуповатой отдельностью. В породах местами содержатся мелкие шарообразные (диаметром 5—10 *см*) и крупные яйцевидные (диаметром 15—20 *см*) конкреции мергеля и песчаника с карбонатным цементом. В конкрециях встречается фауна. По сборам М. Ф. Двали, Р. И. Вяловой, О. С. Вялова, Б. Н. Карасева и других геологов из отложений определены следующие виды: *Pecten pedroanus* Trask., *Yoldia* cf. *scapha* Yok., *Tellina* cf. *carbuloides* Hanl., *Mytilus edulis* L., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb., *Pododesmus* cf. *macroschisma* (Desh.), *Pecten* (*Pecten*) ex. gr. *hastatus* Sow., *Mytilus edulis* L. var. *dvalli* L. Krisht *Bussinum* cf. *fragilis* Liun., *Malletia* sp., *Mya* sp., *Venus* sp. и др.

В связи с плохой обнаженностью полный разрез отложений этой пачки не изучен. Видимая мощность пачки составляет 200—250 *м*.

5. Алевролиты зеленовато-серые, крепкие, трещиноватые, с поверхности сильно ожелезненные, ржаво-желтого цвета. В породе местами наблюдаются мелкие включения и линзы песчаника. Мощность пачки 15 *м*.

6. Песчаники с прослоями алевролитов. Мощность прослоев от 5 до 15 *см*. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, крепкие, с плитчатой отдельностью, с глинистым цементом. Алевролиты темно-серые, слоистые, крепкие, с раковистым изломом, с поверхности ожелезненные, ржаво-коричневого цвета. Мощность пачки 80—100 *м*.

Выше по разрезу с перерывами прослеживаются аргиллиты и песчаники. Аргиллиты алевритистые и песчанистые, зеленовато-серого цвета, с линзами и маломощными прослоями песчаников, крепкие. Местами в пачках аргиллитов встречаются конкреции глинисто-карбонатной породы диаметром 15—20 *см*.

Песчаники плагиоклазовые, зеленовато-серые, мелкозернистые, местами с гравием, крепкие, с глинистым цементом. Мощность пачек аргиллитов колеблется от 1,5 до 15 *м*. Мощность прослоев песчаников от 0,2 до 1,2 *м*.

Мощность тюшевской серии по р. Камчатке примерно составляет 550—600 *м*.

Отложения тюшевской серии слагает также хребет Низкий (Токинец). Севернее они перекрываются более молодыми плиоценовыми отложениями и только местами по рекам Асхаве, Халнице и Широкой выходят на поверхность небольшими участками.

В Столбовских хребтах аналоги этой серии описаны М. Ф. Двали (1930 г.) по р. Керганской (правый приток р. Столбовой) и Ю. А. Новоселовым (1959 г.) по р. Белая Столбовая к югу от горы Безымянной. Разрез отложений по р. Белой Столбовой представляется в следующем виде.

1. На размытой поверхности столбовской свиты несогласно залегают темно-серые конгломераты с хорошо окатанной галькой из аргиллитов, песчаников и сланцев столбовской свиты. Мощность их 25 *м*.

2. Гравелиты серого цвета с карбонатным цементом. Мощность составляет 2,2 *м*.

3. Алевролиты светло-серые, тонкослоистые (10—20 *см*). с плитчатой отдельностью, на поверхности выбеливаются. Местами среди алевролитов наблюдаются маломощные прослои линзы и (0,3—0,5 *м*) песчаников. Песчаники серого цвета, с глинистым цементом. Мощность 43 *м*.

4. Конгломерат мелкогалечниковый, темно-серый, средней крепости. Мощность 2 *м*.

5. Алевролиты с редкими прослоями песчаников мощностью до 0,5 *м*. Алевролиты серые, в сухом виде светло-серые, крепкие, трещиноватые. Песчаники зеленовато-серые, крепкие, с плитчатой отдельностью. В породах встречаются известковистые стяжения и конкреции с фауной. Мощность 380 *м*.

По литологической характеристике пород и видовому составу фауны отложения относятся к среднему миоцену.

Кавранская серия ($N_1^3 - N_2$)

Осадки этой серии отлагались в позднемиоцен — плиоценовое время после алеутской фазы тектогенеза. Почти повсюду они залегают трансгрессивно на размытой поверхности более древних образований. В основании имеют базальные конгломераты и иногда базальты. Только в центральной части Кроноцкого перешейка, где в средне- и верхнемиоценовое время сохранились морские условия, отложения тюшевской серии постепенно сменяются отложениями кавранской серии.

В разрезе кавранской серии выделяются две свиты (снизу вверх) — ракитинская и эрмановская. Отложения этих свит различаются как по своему литологическому составу и степени дислоцированности, так и по комплексу фауны.

Ракитинская свита ($N_1^3 - N_2^1$) довольно широко развита в Восточно-Камчатском прогибе. В Кроноцком районе отложения этой свиты прослеживаются вдоль западного склона Кроноцкого хребта от мыса Ольги до устья Большой Чажмы, местами развиты в бассейне р. Малой Чажмы и, по-видимому, встречаются в северо-западной части района (верховья р. Тюшевки), но здесь они изучены слабо. В Усть-Камчатском районе отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена встречаются отдельными останцами на п-ове Камчатского мыса, в Столбовских хребтах, в районе г. Алтын и в бассейне р. Озерной. В южной части прогиба отложения свиты наблюдаются в бассейне р. Жупановой, по рекам Налычевой и Вахиль и на восточном склоне Валагинского хребта.

В Кроноцком районе отложения ракитинской свиты впервые были выделены и описаны М. Ф. Двали (1937 г.) по р. Тюшевке под названием свиты Горячих Ключей. До этого Б. М. Штемпель (1929 г.), Н. И. Лазаренко (1930 г.), Л. А. Гречишкин (1935 г.) и другие геологи эти отложения описывали в составе тюшевской свиты. В последующие годы аналоги свиты Горячих Ключей в Кроноцком районе были выявлены и описаны М. С. Толстовым (1950 г.), Б. Н. Карасевым (1953 г.), Л. П. Грязновым (1954 г.), И. Б. Плешаковым (1955 г.), Б. В. Ковалевым (1959 г.) и другими геологами в бассейнах рек Левой Тюшевки, Безымянной, Ракитинской, Малой Чажмы, по ключу Тасин и в районе бухты Ольги.

Наиболее полный разрез этих отложений наблюдается в бассейне р. Ракитинской. И. Б. Плешаков (1955 г.) свиту Горячих Ключей переименовал в ракитинскую свиту.

Ниже приводятся наиболее характерные послойные разрезы ракитинской свиты по рекам Тюшевке и Ракитинской.

Отложения по р. Тюшевке описаны в 1937 г. М. Ф. Двали и выделены им в свиту Горячих Ключей. Здесь они трансгрессивно залегают на размытой поверхности вулканогенных образований надбогачевской свиты (N_1').

Разрез ракитинской свиты представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Конгломерат неслоистый из гравия и мелкой гальки выветрелых эффузивных пород, с линзовидными гнездами обуглившейся древесины. Видимая мощность 6 *м*.

2. Аргиллит черный, сланцеватый, в верхах песчанистый и гравелитистый, содержит углистые линзочки. Флора: *Pinaceas*, *Betula* sp., *Carpinus* cf. *grandis* Ung., *Ulmus appendiculate* Heer., *Vitis* cf. *plurinervis* Pojark. и др., Мощность составляет 2 *м*.

3. Ракушняково-конгломератовый слой с плохо окатанными гальками осадочных пород и валунами изверженных пород. Фауна: *Cardita tiuschevkensis* Ilyina, *Laevicardium (Cerastoderma) kliutschensis* L. Krisht., Pecten sp. и др. Мощность их 2,5 *м*.

4. Аргиллиты песчано-глинистые. Фауна: *Macoma balthica* L., *Laevicardium (Cerastoderma) kliutschensis* L. Krisht. и др. Флора: *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Salix* sp. Мощность составляет 0,6 *м*.

5. Ракушняк в мелкогалечном конгломерате. Мощность колеблется от 0,8 до 1 *м*.

6. Конгломерат, крупные валуны из песчаниковых и изверженных пород, неокатанные. В песчаном цементе много ракуши. Мощность 1,5 *м*.

7. Песчаник плитчато-слоистый, мелкозернистый, косослоистый, с редкой фауной *Pecten* sp. и флорой. Мощность 0,3 *м*.

8. Песчаник мелкозернистый, глауконитовый, зеленовато-серый, неслоистый. В низах скопление фауны *Cardium* cf. *taracaicum* Yok., *Macrocalista tiuschevkensis* Khark., *Mya karaginskiensis* Khark. и др. Мощность 1,7—2,5 *м*.

9. Песчаник, переполненный обломками раковин. Мощность колеблется от 0 до 2 *м*.

10. Песчаник глауконитовый с валунами изверженных пород, переполнен битой ракушей *Cardita tiuschevkensis* Ilyina, *Cardium* cf. *taracaicum* Yok. Мощность 3,5 *м*.

11. Переслаивание песчаника глауконитового с глинистой опоковидной породой белого цвета. Мощность прослоев составляет 0,1—0,15 *м*. В шлифе наблюдаются остатки радиолярий и спикул губок. Мощность 3,5 *м*.

12. Песчаник (спонголит) оливково-зеленовато-серый с крупными (до 2 *мм*) зернами глауконита, слабосцементированный. Флора: *Alnus* sp., *Ulmus carpinoides Goepp*. Видимая мощность составляет 3 *м*.

В описанных отложениях собрано очень много фауны. Определяли ее И. П. Хоменко, А. П. Ильина, Л. В. Криштофович и другие палеонтологи. Коллекция фауны М. Ф. Двали в 1948 г. была обработана монографически Л. В. Криштофович.

Отложения свиты характеризуются следующими видами: *Arca* cf. *kobeltiana* Pilsbry., *Pecten* (*Chlamus*) ex. gr. *hastatus* Sow., *Pecten* (*Patinopecten*) cf. *jessvensis* Iay., *Pododesmus macroschisma* Desh., *Ostrea alacodensela mellosa* Nagao, *Pandora* sp. (cf. *P. gretschischkini* Slodk.), *Cardita tiuschevkensis* Ilyina, *Cardita* (*Miodontiscus*) *prolongata* (*Corpent*), *Thyasira* cf. *barbarensis* Dall., *Phacoides* (*Lucinoma*) *acutilineata* (Conrad), *Taras gouldi* Yok., *Taras* cf. *harfordi* Ander *Cardium* aff. *taracaicum* Yok., *Cardium* (*Cerastoderma*) *kliutschensis* L. Krish., *Cardium* (*Cerastoderma*) cf. *decoratum* Grewingk. *Saxidomus* (?) *kamtschatica* L. Krisht., *Saxidomus* (?) *conejectus* L. Krisht., *Macrocallista tiuschevensis* Khom., *Macrocallista olgensis* sp., *Macoma* aff *truncatoides* Khom., *M.* cf. *hasuta* Conrad, *Mactra* cf. *polynyma* Stimpson, *Mya truncata* L., *Mya arenaria L.* var. *japonica* Iay., *Mya* aff. *majanatschensis* Ilyina, *Meptunea* cf. *plicata* Adams, *Crepidula* cf. *princeps* Conrad, *Calyptraea* cf. *filosa Gabb*, C. *mamillaris* Dall., *Natica clausa* Br. et Sow., *N. janthostoma* Desh., *Terebratulina* cf. *japonica* (Sowerby), *Macoma calcarea* Gmel., *Modiolus* sp. (cf. *M. wojampolkensis* Slodk.), *Pecten* ex. gr. *swiftii* Bern., *Pitari kovranensis* Slodk., *Taras* cf. *orbellus* (Ged.), *Ostrea* sp., *Anomia* sp. n., *Mytilus* sp., *Modiolus* sp., *Dentalium* sp., *Serripes* sp., *Clementia* sp., *Balanus* sp.

В фаунистическом комплексе свиты А. П. Ильина различает две зоны. Одна, приуроченная к песчаной фракции морского бассейна, характеризуется фаунистическим комплексом сублиторали. Вторая зона, представленная грубообломочными отложениями, является прибрежной.

Приведенная фауна имеет общие виды с фауной, собранной в отложениях кавранской серии по р. Ракитинской и на западном побережье Камчатки.

По р. Ракитинской отложения ракитинской свиты трансгрессивно залегают на размытой поверхности надбогачевской свиты (песчаники туфогенные, базальты, туфолавы). Разрез их представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Конгломераты, состоящие из хорошо окатанных вулканов разных размеров, образованные главным образом из кроноцких эффузивов (ба-

зальты, андезиты, туфы) и сцементированные крепким разнозернистым песчано-туфовым материалом. По обнажениям хорошо прослеживаются северо-западное падение пачки конгломератов по азимуту 285° под углом 5—10° и постепенное их выклинивание. Мощность конгломератов по р. Ракитинской достигает 50 *м*, а по одному из притоков увеличивается до 100 *м*.

2. На поверхности конгломератов местами залегают аргиллиты темно-серые, почти черные, крепкие, с плитчатой отдельностью, с маломощными линзами и прослоями (0,1—0,15 *м*) угля. В аргиллитах изредка встречается фауна *Venus* cf. *campechiensis* var. carax *Conrad* и др. Мощность от 0 до 2,5 *м*.

3. Туфоконгломерат состоит из валунов базальтов, алевролитов и песчаников, цемент песчано-туфовый. В породе встречаются гнезда и линзы, заполненные ракушей (*Venus* sp., *Phacoides* sp. и др.). Мощность от 0 до 3 *м*.

4. Песчаники плагиоклазовые, органогенные, светло-серые со слабым зеленоватым оттенком, мелкозернистые, мягкие и крепкие, с глинистым и участками карбонатным хлоритизированно-опаловым цементом.

В породе много спикул губок (40%), раковин фораминифер (20%), обломков андезитов (20%), плагиоклазов (15%) и других минералов (кварц, моноклинные пироксены).

В песчаниках содержится фауна хорошей сохранности. Местами фауна залегает гнездами и линзами. Встречаются следующие виды: *Glycymeris* cf. *chitanii* Iok., *Nuculana mutniensis* Krisht., *Yoldia scapha* Yok., *Thracia condoni* Dall., *Macoma nasuta* Conrad, *Mya karaginckuensis* Klark., *Mya sertunajensis* Laut., *Cardita adamensis* Laut., *Pecten* sp., *Lumatula* sp. и др. Мощность слоя песчаников 10 *м*.

5. Песчаники туфогенные, зеленовато-серого цвета, в сухом виде светло-серые, местами белые, с поверхности ожелезненные, ржаво-желтого цвета, мелкозернистые и среднезернистые, крепкие, с плитчатой отдельностью, с опалово-глинистым цементом. В песчаниках содержатся спикулы губок и остатки радиолярий (25—40%), обломки плагиоклазов (25—40%) и андезитов, зерна глауконита. Местами встречаются прослои (от 0,3 до 1 *м*) белых опоковидных туфов.

В породах содержится фауна: *Pecten* (*Chlamys*) *turpiculus* Yok., Pecten sp., *Cardita adamensis* Laut., *Cardium* (*Cerastoderma*) *taracaicum* Yok., *Glycymeris* cf. *chitanii* Yok. и др. виды. Мощность 15 *м*.

6. Песчаники туфогенные, грязно-зеленые, разнозернистые, с гравием из эффузивных пород, крепкие, с глинистым цементом. Местами в песчаниках встречаются прослои белых туфов с пелитовой структурой. Фауны в этих породах не обнаружено. Мощность 30 *м*.

7. Алевролиты серого цвета со слабым зеленоватым оттенком, крепкие, опоковидные, слаботрещиноватые. Мощность 15—20 *м*.

8. Переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность прослоев песчаников от 5 до 15 *см*, аргиллитов от 10 до 50 *см*. В разрезе преобладают аргиллиты.

Аргиллиты алевритистые и диатомовые, серого цвета со слабым зеленоватым оттенком, в сухом виде светло-серые, крепкие, опоковидные, с поверхности мелкотрещиноватые и ожелезненные. В породе под микроскопом среди глинистой хлоритизированной основной массы наблюдаются обломки андезитов, кварца, плагиоклазов, роговой обманки и пироксенов, часто встречаются диатомовые, радиолярии и спикулы губок.

Песчаники плагиоклазовые, темно-серого и серого цвета, в сухом виде светло-серые, мелкозернистые (0,1—0,3 *мм*), крепкие, с глинистым хлоритизированным цементом. В составе кластической части встречаются обломки осадочных пород (до 60%), андезитов (15%), плагиоклазов среднего состава (15%) и темноцветные минералы — глауконит, моноклинные пироксены, обыкновенная и базальтовая роговая обманка. Мощность описанной пачки составляет 300—350 *м*.

Таким образом, общая мощность ракитинской свиты по р. Ракитинской составляет 500—550 *м*.

В отложениях свиты фауна встречается очень часто. Особенно много ее собрано вдоль западного склона Кроноцкого хребта по обнажениям на р. Ракитинской и ее притокам (по ручью Тасин и р. Безымянной). По сборам А. П. Грязнова А. П. Ильиной и И. Г. Прониной определено 50 видов. Очень часто и в большом количестве в отложениях свиты встречаются следующие виды: *Phacoides* (*Zucinoma*) *acutilineata* Conrad., *Crenella spectabilis Adams* var *nejamiana* Kogan., *Glycymeris* cf. *chitanii* Yok., *Mya karaginskiensis* Khlark., *carduta adamensis* Laut., *Mya sertunayensis* Laut., *Thraeia codoni* Dall., *Macoma nasuta* Conrad., *Pecten* (*chlamus*) *turpiculus* Yok., *Terebratalia* cf. *smithi* Arn., *Nuculana taphria* Dall., *Cryptomya* cf. *gudrata* Arnold., *Cardita piltunensis* Slodk., *Cardium* (*Cerastoderma*) *taracaicum* Yok., *Ioldia* cf. *cerussata* Slodk., *Mya* cf. *ochotica* Krisht., *Biccinum lencostoma Lischke* var *sachalinensis* Yok.

По заключению А. П. Ильиной фаунистический комплекс ракитинской свиты значительно отличается по родовому и видовому составу от тюшевского. Такие виды, как *Nuculana taphria* Dall., *Glycymeris chitanii* Yok., *Thracia kavranensis Ilyina*, *Pecten turpiculus* Yok., *Serripes gronlandicus* (Brug), *Mya sertunayensis* Laut. и другие встречаются на Сахалине в сертунойской, венгерийской и углегорской свитах, возраст которых установлен как верхнемиоценовый.

На Западной Камчатке эти формы развиты в ильинской и какертской свитах, образование которых происходило от верхнего миоцена до нижнего плиоцена.

Таким образом, по фауне возраст ракитинской свиты, развитой в Кроноцком районе, определяется в пределах верхнего миоцена—нижнего плиоцена.

Аналоги этой свиты хорошо выделяются и в других районах Восточно-Камчатского прогиба (г. Алтын, п-ов Камчатского мыса, бассейны рек Озерной, Жупановой и др.). Повсюду они залегают на размытой поверхности более древних образований и содержат фауну верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Местами в разрезе этих отложений преобладают грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники). В качестве примера можно привести разрез отложений берегового обрыва залива Озерного у горы Алтын, детально изученный Л. П. Грязновым (1959 г.).

Здесь на размытой поверхности отложений богачевской серии залегают (снизу вверх).

1. Конгломераты гравийно-галечные, зеленовато-серые, крепкие, слаботрещиноватые, с песчано-глинистым цементом. В составе обломков преобладают аргиллиты черного цвета и песчаники, реже встречаются кремнистые сланцы и гипербазиты. Мощность 0—2 *м*.

2. Аргиллиты алевритистые и песчанистые, серого цвета со слабым зеленоватым оттенком, слоистые, средней крепости. В породе встречается фауна *Buccinum* sp., *Tellina* sp., *Patella* sp., *Yoldia* sp. и др. Мощность от 2 до 10 *м*.

3. Конгломераты гравелито-галечные, очень крепкие, с песчано-туфовым цементом. В составе гравия и гальки наблюдаются кремнистые сланцы, песчаники и красные яшмовидные туфы. Мощность 15 *м*.

4. Переслаивание гравелитов и аргиллитов. Мощность прослоев колеблется от 0.1 до 15 *м*.

Аргиллиты алевритистые, светло-серые, с линзами и тонкими прослоями песчаников.

Гравелиты светло-серые с включением и линзами алевролитов и песчаников. В отложениях местами встречается фауна *Yoldia* sp., *Tellina* sp. и др. Мощность пачки 87 *м*.

5. Тонкое переслаивание аргиллитов и песчаников. Мощность прослоев от 1 *см* до 0,2 *м*. Мощность пачки 62 *м*.

6. Переслаивание гравелитов с песчаниками и пачками тонкого переслаивания аргиллитов и песчаников. Мощность прослоев гравелитов от 0,2 до 20 *м*, песчаников и аргиллитов от 1 до 20 *см*. Мощность всей пачки составляет 124 *м*.

7. Гравелиты серого цвета, крепкие, массивные, с включениями, линзами и прослоями песчаников. Видимая мощность 600 *м*.

Описанные отложения непрерывно прослеживаются в береговом обрыве между устьями рек Алтын и Заалтынной.

Е. М. Изотова (1953 г.) верхнемиоценовые отложения описывает по рекам Новый Семлячик, Правая Жупановая и Левая Жупановая. В обнажениях здесь наблюдаются конгломераты, гравелиты, песчаники и туффиты. Мощность прослоев колеблется от 10 *см* до 0,5 *м*. Породы лежат на размытой поверхности богачевской серии. Общая мощность их около 1500 *м*.

В отложениях встречена фауна: *Macoma optiva* Yok., *Macoma echabiensis* Slodk., *Papiridea noyamiana* Kogan., *Tellina* cf. *bodegensis* Hindr, *Laevicardium* (*Cerastoderma*) cf. *shinjiense* Yok., *Macoma sachalinensis* Ew., *Mya* (*Mya*) *arenaria* Lim., *Ioldia isoto i* St. и др.

В Валагинском хребте возрастные аналоги ракитинской свиты описаны Б. В. Стыриковичем (1955—1956 гг.). Разрез их представлен песчаниками, туффитами, гравелитами и конгломератами, местами встречаются аргиллиты.

В отложениях собрано много фауны: *Macoma nasuta*, *Macoma calcarea* Gm., *Tellina* of. *aragonia* Dall., *Tellina bodegensis Ainde*, *Macoma* of. *optiva* Iok., *Macoma echabinensis* Slodk., *Acila* (*Acila*) *kovatschensis* Krisht., *Serripes* sp. и др. Видовой состав фауны характерен для отложений верхнего миоцена — нижнего плиоцена.

Описанные отложения залегают на породах богачевской серии. Мощность их около 1500 *м*.

Таким образом, на всех участках, где развиты отложения ракитинской свиты, они имеют характерные черты литологического состава осадков и комплекса фауны, что позволяет почти всегда безошибочно определять их стратиграфическое положение в разрезе.

Эрмановская свита (N_2^{2-3}) развита преимущественно в центральной части Восточно-Камчатского прогиба. В Кроноцком районе отложения этой свиты наблюдаются в бассейне р. Медвежки, а буровыми скважинами они вскрыты в Богачевской низменной равнине (р. Столбовая) и местами описаны в верховьях рек Богачевки, Крутой, Малой Чажмы и др. В Усть-Камчатском районе она распространена вдоль восточного склона хребта Кумроч, на западных склонах хребтов Камчатского Мыса (реки Ольховая и Белая) и выполняет Столбовскую депрессию.

В работах многих геологов (Б. М. Штемпель, 1929 г.; М. Ф. Двали, 1938 г.; О. С. Вялов, 1940 г.; В. И. Зайцев, 1949 г.; А. И. Юдин, 1953 г.; Л. П. Грязнов, 1951, 1952, 1954 гг.; Б. И. Карасев, 1955—1956 гг. и др.) отложения описываются под разными наименованиями (свиты: ольховая, песчано-конгломератовая, синих глин и т.д.) и по возрасту относятся то к плиоценовым, то к древнечетвертичным образованиям.

Анализ накопившихся материалов позволил сопоставить эти отложения с эрмановской свитой западного побережья Камчатки. Породы эрмановской свиты в изученных разрезах Восточно-Камчатского прогиба складчатостью не затронуты и залегают почти горизонтально на размытой поверхности более древних образований; в основании свиты почти повсеместно наблюдаются конгломераты.

В бассейнах рек Ольховой и Белой к эрмановской свите относится довольно мощная толща песчано-гравелитовых отложений и синих глин. Эта толща несогласно залегает на столбовской свите.

Здесь в основании свиты залегают грубозернистые отложения. Они представлены мелкогалечными конгломератами и гравелитами серого цвета, средней крепости, с песчано-глинистым цементом. В составе обломочной

части этих пород содержатся туфы, туффиты, габбро и диориты. Выше по разрезу наблюдается переслаивание гравелитов, песчаников и глин. Песчаники серые и светло-серые, разнозернистые, с глинистым и карбонатным цементом, с прослоями темно-серой и голубоватой глины. В песчанистых глинах и песчаниках местами встречаются мергелистые стяжения неправильной формы и обломки ракуши. Верхняя часть разреза свиты представлена различными по цвету (зеленовато-серыми, голубыми, синими) песчаными глинами.

В этих породах содержится много диатомовых. В образцах А. И. Юдина (1953 г.) В. С. Порецкой и Н. И. Волковой определено 114 форм диатомовых водорослей и две формы кремневых жгутиковых.

Наиболее часто здесь встречаются морские формы диатомовых: *Melosira albicons Sheshukova*, *Melosira Sulcata* (E h r), *Tholassiosira pileola Sheshukova*, *Coscinodiscus excentricus* E h r, *Coscinodiscus stelloris* G r u n., *Coscinodiscus bathyomphalus Cl.* и др.

В описанных отложениях фауна встречается сравнительно редко. По сборам А. И. Юдина определены следующие виды: *Cancellaria* aff. *craswfordiana* D a l l., *Saxicava pholadis* L i n n *Modiolaria* cf. *nigra* (G r a y), *Macoma* sp. и др. Мощность описанных отложений превышает 500 *м*.

В Кроноцком районе отложения эрмановской свиты (песчано-галечная и конгломератовая свиты по Л. П. Грязнову) выполняют неровности размыва более древних третичных отложений. Здесь они наблюдаются под покровом четвертичных эффузивов по долинам рек Станичной, Богачевки, Татьяны, Ольги, Крутой, Тюшевки и Малой Чажмы, а также обнажаются в районе бухты Ольги (реки Медвежка и Половинка). В Кроноцкой равнине отложения перекрываются четвертичными прибрежно-морскими аллювиальными и озерно-болотными образованиями и вскрываются только в буровых скважинах.

В разрезе по р. Медвежке и в скважинах наблюдаются галечники, гравелиты, песчаники, пески и глины. Породы неравномерно переслаиваются между собой. Мощность прослоев колеблется от 0,1 до 2,5 *м*. Фауна здесь не обнаружена. Местами в разрезе наблюдаются обуглившиеся растительные остатки и лигниты. Мощность описанных отложений достигает 200—225 *м*.

Восточнее вулкана Кихпиныч в разрезе свиты содержатся прослои песчаников с обломками пемзы (от 2 до 15 *см*). Мощность прослоев колеблется от 5 до 30 *м*.

В верховьях рек Богачевки, Крутой и Ольги отложения эрмановской свиты представлены главным образом конгломератами и туфобрекчиями. Пемзовые песчаники здесь встречаются сравнительно редко. Конгломераты состоят из хорошо окатанных валунов (диаметром от 10 до 50 *см*) и гальки (андезиты, базальты), сцементированных грубым песчано-глинистым и туфовым материалом темно-серого цвета. В этих породах местами наблюдается слоистость. Туфобрекчии андезитовые состоят из обломков разных размеров (3—10 *см*), сцементированных туфовым цементом. Местами среди этих образований встречаются крупные глыбы (0,5—1 *м*) андезитов. Мощность конгломератов туфобрекчий достигает 150 *м*.

Фаунистически охарактеризованные эрмановские отложения недавно обнаружены Б. В. Ковалевым (1959 г.) в верховьях рек Малой Чажмы и Четвертой (фауна еще не определена).

В других районах Восточно-Камчатского прогиба отложения эрмановской свиты изучены пока недостаточно.

В заключение следует отметить, что стратиграфия третичных отложений Восточно-Камчатского прогиба в целом изучена еще очень слабо. Многие важные вопросы остаются пока неразрешенными или спорными.

Так, до настоящего времени богачевская серия, представляющая значительный интерес в отношении поисков промышленных залежей нефти и газа, палеонтологически почти не охарактеризована и четкие границы ее с меловыми отложениями не установлены; необходимо более тщательно изучить и уточнить объем вновь выделенной ольгинской серии.

При планировании работ по подготовке нефтеперспективных структур к разведочному бурению первостепенное значение приобретает вопрос о характере залегания стратиграфических комплексов. В то же время из изложенного выше видно, что контакты между отдельными сериями и свитами изучены еще слишком слабо; специальных работ по их изучению, учитывая весьма низкую степень обнаженности нормальных контактов, не проводилось.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ

Существенные различия разрезов Западного, Центрального и Восточного прогибов и неодинаковая степень их изученности не позволяют в настоящее время провести достаточно обоснованное сопоставление стратиграфических схем этих регионов.

Попытка сопоставить эти схемы была сделана в 1947 г. Б. Ф. Дьяковым, а в 1950 г. М. Ф. Двали. Однако в обеих схемах за основу стратиграфии восточного побережья приняты опровергнутые впоследствии представления М. Ф. Двали о взаимоотношениях стратиграфических комплексов.

На рис. 28 приведена схема сопоставления третичных отложений основных нефтеперспективных регионов, вытекающая из стратиграфических построений, принятых для них в настоящей работе.

Как видно из указанной схемы, наиболее достоверно сопоставляются отложения верхнемиоцен-плиоценового возраста, связанные с почти повсеместно проявившейся на Камчатке морской трансгрессией, начавшейся после очень интенсивных тектонических движений алеутской фазы складчатости. В большинстве районов полуострова отложения верхнемиоцен-плиоценового возраста с резким трансгрессивным (часто угловым) несогласием перекрывают более древние образования, Морские отложения нижних частей разреза верхнемиоцен—плиоцена, охарактеризованные обильной фауной, постепенно сменяются пресноводно-морскими и пресноводными (верхний плиоцен) образованиями.



Рис. 28. Схема сопоставления третичных отложений Камчатки.

Прогибы: *I* — Западно-Камчатский, *II* — Центрально-Камчатский, *III* — Восточно-Камчатский.

Эта закономерность характерна для большинства известных разрезов и наиболее отчетливо проявлена в хорошо изученных районах западного побережья.

В Центрально-Камчатском прогибе фаунистически охарактеризованные верхнемиоценовые отложения включены В. Н. Винюковым (1947 г.) в еловскую толщу, что вызывает сомнения в правильности привязки фауны, однако слишком ограниченный материал проведенных исследований не позволяет однозначно решать этот вопрос.

В Восточно-Камчатском прогибе морские и прибрежно-морские отложения верхнемиоцен-плиоцена с обильной фауной развиты вдоль западного склона Кроноцкого хребта, в Валагинском хребте, на п-ове Камчатского мыса и в других местах. Континентальных отложений этого возраста здесь пока не отмечено.

Верхнемиоценовые и плиоценовые осадочные и туфогенно-осадочные отложения Западного и Центрального прогибов в сторону Срединного Камчатского хребта постепенно замещаются вулканогенными образованиями, выделенными здесь под названием алнейской серии. Непосредственные взаимопереходы осадочных и вулканогенных пород наблюдались как на западном, так и на восточном склонах Срединного хребта. Четвертичные эффузивы, развитие которых на прежних геологических картах (М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьяков) показано на больших площадях в центральном и северном районах хребта, в действительности в значительной части имеют более древний верхнемиоцен-плиоценовый возраст (см. рис. 13).

Нижне- и среднемиоценовые отложения, объединенные на Западной Камчатке в воямпольскую серию, представленную двумя подсериями туфогенных отложений, не могут быть полностью сопоставлены с аналогичными образованиями Центрального и Восточного прогибов.

Отложения еловской толщи Центрально-Камчатского прогиба сложены туфогенно-осадочными породами, возраст которых на основании определенной фауны датируется олигоцен-миоценом. Не исключена возможность, что еловская толща в последующем при более детальном изучении будет полностью сопоставлена с воямпольской серией [1].

В южной части Центрально-Камчатского прогиба нижне- и среднемиоценовые отложения выделены в быстринскую серию, представленную туфогенными пресноводно-морскими и частично угленосными отложениями. Здесь они также не отделены от морских глинистых отложений, охарактеризованных верхнеолигоценовой фауной.

Имеются сведения о наличии туфогенных нижне- и среднемиоценовых отложений и в северной части прогиба, которые к западу (в сторону Срединного Камчатского хребта) полностью замещаются вулканогенными образованиями. Такого же рода замещение доказано и для района Озерновской впадины Центрально-Камчатского прогиба.

Выделенные в Восточно-Камчатском прогибе отложения тюшевской, ольгинской и богачевской серий охватывают как нижне-среднемиоценовый стратиграфический диапазон, так и верхнеолигоценовый. Представлены эти отложения мощной толщей осадочных и туфогенно-осадочных отложений морского происхождения.

Отложения тюшевской и ольгинской серий, охарактеризованные фауной, микрофауной и диатомовыми нижнего и среднего миоцена, являются аналогами воямпольской серии Западно-Камчатского прогиба. В настоящее время в деталях сопоставить эти отложения нет возможности, так как неогеновые отложения Восточной Камчатки изучены еще очень слабо.

Наиболее древние отложения Восточной Камчатки, представленные богачевской серией, фауной охарактеризованы слабо.

В Кроноцком районе по таким видам, как *Acila gettysburgensis* (Reag.). *Pecten* (*Chlamus*) cf. *ashyaensis* Nago *Thyasira bisecta Conrad* и др., возраст ее почти всеми геологами определяется в пределах от верхнего олигоцена до нижнего миоцена. Некоторыми исследователями (И. Б. Плешаков, Д. С. Несвит) верхнеолигоценовый возраст богачевской серии оспаривается, так как типичных палеогеновых форм здесь пока не найдено.

В аналогичных отложениях северной части Камчатки наряду с указанными выше видами найдены олигоценовые формы *Variamussium pil-*

[1] Так как олигоценовая фауна была собрана В. Н. Винюковым в обособленном обнажении, оторванном от разреза еловской толщи, то она, по мнению Г. М. Власова, характеризует часть разреза нижележащей туфогенной толщи.

larense и др. Возможная принадлежность этих районов к одной структурно-фациальной зоне допускает расширение возрастного диапазона богачевской серии в палеоген.

Отложения палеогеновой (эоцен-олигоценовой) тигильской и ковачинской серий Западно-Камчатского прогиба сложены в основании прибрежно-морскими и континентальными осадками, которые вверх по разрезу сменяются мощной толщей морских образований.

В Центрально-Камчатском прогибе аналогом тигильской и ковачинской серий является, по-видимому, не охарактеризованная фауной вулканогенно-осадочная толща пород, названная Винюковым туфогенной толщей.

Аналогичные образования распространены в районе Озерновского полуострова, Усть-Камчатска и в Кроноцком районе. Отложения имеют морской вулканогенно- и туфогенноосадочный характер, отличаются значительными мощностями и редкими плохо сохранившимися палеонтологическими остатками.

В Центрально-Камчатском прогибе достоверно установлены лишь отложения верхнеолигоценового возраста, представленные очень характерной глинистой пачкой пород, весьма близких по внешнему облику и фауне к отложениям ковачинской серии Западно-Камчатского прогиба.

Показателен тот факт, что почти во всех известных выходах эти отложения представлены однообразными морскими глинистыми фациями. Видимо, верхнеолигоценовое время характеризовалось максимальным развитием трансгрессии, захватившей значительную часть территории полуострова.

Осадочные отложения палеогена Западного и Центрального прогибов в Срединном Камчатском хребте полностью замещаются вулканогенными (преимущественно эффузивными) образованиями. Нижняя граница вулканогенных образований Срединного хребта пока что не выяснена. Однако можно предположить, что здесь присутствуют отложения широкого стратиграфического диапазона, нижняя возрастная граница которых не моложе олигоцена.

Палеоценовые (возможно и датские) отложения известны только в Западно-Камчатском прогибе в районе Тигильского поднятия. Представлены они мощной толщей морских и прибрежно-морских образований.

Приведенная схема сопоставления третичных отложений Камчатки является весьма условной и требует дальнейшей разработки.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения четвертичного возраста изучены недостаточно. Поэтому на Охинском межведомственном совещании существующие местные стратиграфические подразделения этих отложений не были приняты даже в качестве рабочей стратиграфической схемы. На этом совещании были выделены основные разновидности четвертичных отложений, описание которых приводится ниже (начиная с более древних).

Озерные отложения. Эти отложения развиты в тектонических депрессиях, унаследованных от третичного периода. Они известны в Центрально-Камчатской и Западно-Камчатской депрессиях и на побережье Кроноцкого залива.

В Центрально-Камчатской депрессии озерные отложения представлены синеватыми диатомовыми глинами с пыльцой широколиственных и пихты, а также пресноводными диатомовыми водорослями.

В Западно-Камчатской депрессии на участке побережья Ича—Опала они представлены песками и галечниками, супесками, суглинками и глинами с пресноводными холоднолюбивыми диатомеями озерного водоема.

На побережье Кроноцкого залива и в районе устья р. Сторож озерные отложения содержат пресноводные диатомеи.

Плато-эффузивы и щитовидные вулканы. В состав эффузивов входят базальты (преимущественно оливиновые), андезито-базальты, андезиты и их туфы. Мощность их достигает 500 *м*. Абсолютный возраст, определенный палеомагнитным методом, равен 1 млн. лет (район гор Балхач и Ключевской дол).

Морены и флювиогляциальные отложения максимального полупокровного оледенения содержат обломки плато-эффузивов, но в них отсутствуют обломки более молодых вулканогенных пород.

Озерные отложения с остатками мамонта и первобытного быка известны в Центрально-Камчатской депрессии, где состоят из горизонтально-слоистых песков, а в верхней части из супесей мощностью 20—30 *м*. Общая мощность 80—120 *м*. Залегают эти осадки на диатомовых глинах и моренах полупокровного оледенения. Они содержат пресноводные диатомеи и пыльцу растений, свойственных лесотундровой ассоциации.

Морские отложения слагают верхнюю часть 100-метровой цокольной террасы. На п-ове Камчатского мыса они залегают на морене полупокровного оледенения и перекрыты мореной последующего горно-долинного оледенения или стадии. В отложениях содержатся морские диатомеи: *Cossindoiscus elegans Grev.*, *C. impolitus* R a t t z., *Diploneus ovalis* (*Hilse*) cl., *Navicula mutica* ktz. и др.

Из спор преобладают папоротники. Пыльца древесной растительности принадлежит березе и ольхе, из травяной — наиболее обильна осоковая.

В Центрально-Камчатской депрессии на отметках 100—110 *м* собраны *Actaea* sp., *Balanus* sp. и др. и известны хода камнеточцев из семейства филлад.

Морские отложения 40-метровой террасы известны на п-ове Камчатского мыса. Они представлены слоистыми галечниками и песками с обильной фауной пелиципод: *Saxicava arctica* (L i n n e), *Cardium californiense* (D e s h.), *Natica clausa* B r o d. et S o w., *Macoma incongrua* (M a r t e n s), *M.* sp. (*M. moesta*), *Neptunea anconda* (D a l l.) *Mytilus edulis* L i n n e, *M. middendorfi* (D a l l.) *M. calcarea chemitz*, *Thais* (*Nucella*) *lima Martyna*, *Mya arenaria* L i n n e, *Buccinidae* gen. sp.

На Карагинском острове подобная морская терраса содержит также хорошей сохранности следующую фауну: *Cardita cerbricostata* (K r a u s e), *Cerastoderma californiense* (D e s h.), *Macoma vnguinata* (D e s h.), *Actra* (*Spisula*) *polinima* (S t i m p s), *Mya arenaria* (Z.) var. *japonica* (J a y.), *Mytilus edulus* (Z.), *Silinga alta* (B r o d et S o w.), *Balanus* sp., *Tellina venulosa* (*schrenk*), *Paphia adomsi* (R e e v e.), *Venus regida* (G e d.), *Natica clausa* (B r o d et S o w.), *Purpura freycinetii* (D e s h.), *Ranella* (*Priene*) *oregonensis* (R e d f i c l d.).

Фауна имеет сходство с современной фауной северной части Тихого океана.

Эффузивы и пирокластические образования вулканов центрального типа слагают многочисленные стратовулканы, которые претерпели существенные изменения под влиянием эрозионных процессов, а многие из них несут следы ледниковой деятельности, происходившей до голоцена.

Стратовулканы обычно размещены на плато-эффузивах. Данных о начале образования этих вулканов не имеется, но закончили они свою деятельность предположительно до голоцена.

В состав продуктов извержений потухших стратовулканов входят андезиты, андезито-базальты, базальты и их туфы, иногда обсидианы андезито-дацитового состава. Состав лав менее основной, чем плато-эффузивов. Лавовые потоки вулканов затекают в троговые долины, выработанные ледниками полупокровного оледенения.

Морены и флювиогляциальные отложения горно-долинного оледенения содержат обломки лав потухших стратовулканов, конусы которых несут следы ледниковой обработки.

Эффузивы и пирокластические образования действующих и недавно потухших вулканов центрального типа. Вулканические постройки (стратовулканы) имеют зачастую правильный конусообразный вид и не несут следов прежней (доголоценовой) ледниковой деятельности. Продукты извержений разнообразны. Наряду с эффузивами основного и среднего состава встречаются кислые — дациты и пемзы.

Современные экзогенные отложения (голоценовые) представлены ледниковыми, морскими, лагунными, озерными, озерно-аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, эоловыми и болотными осадками.

Предлагаемая последовательность образования является ориентировочной, и выделенные отложения считать за стратиграфические опорные горизонты пока преждевременно.

ИНТРУЗИВНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

В настоящей работе геологическое строение Камчатки приводится в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности, поэтому описание интрузивных и гидротермально-измененных пород приводится кратко.

Кислые, средние и основные интрузии отмечены на различных этапах геологической истории (от допалеозоя до плиоцена включительно).

Допалеозойские интрузии представлены различного типа гранитогнейсами. Наиболее крупные интрузии приурочены к метаморфическим образованиям палеозоя.

Представлены они биотитовыми, биотит-роговообманковыми и двуслюдяными гранитами, а также кварцевыми диоритами. Эти интрузии создают ореол ороговикования вмещающих филлитов до 1 *км*. В жильном комплексе этих интрузий развиты аплиты и турмалиновые пегматиты. Палеозойские интрузии развиты только в пределах Срединного хребта.

К верхнемеловым интрузиям Г. М. Власов условно относит биотитовые граниты и кварцевые диориты, рвущие отложения верхнего мела в Срединном и Восточном хребтах и не прорывающие третичных отложений. К кремнисто-вулканогенным толщам верхнего мела приурочены небольшие интрузии диабазов.

Миоценовые (?) интрузии представлены диоритами, габбро-диоритами, сиенитами и в меньшей мере гранитами. В составе жильных пород отмечаются диоритовые порфиры, микродиориты, аплиты и пегматиты. Интрузии обычно имеют форму штоков и неправильных тел вдоль разломов. Третичные интрузии развиты главным образом вдоль восточного склона Срединного хребта, вдоль Ганальского хребта и Начикинского грабена, а также вдоль восточного берега полуострова в южной его части. Площади эрозионных срезов этих интрузий изменяются от нескольких километров до нескольких сотен километров. В меньшей мере интрузии этого возраста развиты в северных частях Западно-Камчатской зоны поднятий, в Тигильском районе и на восточных полуостровах.

Плиоценовые интрузии представлены диоритами и диоритовыми порфиритами; незначительно они развиты в Западно-Камчатской зоне поднятий и в Тигильском районе. Возраст этих интрузий устанавливается по факту прорыва ими миоценовых и плиоценовых отложений.

Плиоценовые и четвертичные экструзии представлены роговообманковыми андезитами, липарито-дацитами и липаритами. Они встречаются в виде куполов среди плиоценовых отложений и четвертичных вулканогенных образований.

Ультраосновные интрузии приурочены к древним метаморфическим толщам, а также к меловым и третичным отложениям. Древние ультраосновные интрузии развиты в Срединном Камчатском хребте, где они превращены в амфиболовые сланцы. Кроме того, в пределах этого горного сооружения,

по мнению Г. М. Власова, встречаются и более молодые по возрасту интрузии ультраосновных пород, представленные перидотитами, дунитами и пироксенитами (бассейны рек Андриановки, Облуковиной и др.). Этого же типа породы встречены на о. Карагинском и на п-ове Камчатского мыса; возраст их определяется как верхнемеловой или третичный (?). Возраст интрузий ультраосновных пород, развитых у северного окончания Пенжинской губы, предположительно определяется как нижнемеловой; пояс этих пород, развитый в Центральной Камчатке, — верхнемеловой, а на восточном побережье — возможно третичный, палеогеновый.

Породы, измененные газо-гидротермальной деятельностью, имеют на Камчатке широкое развитие, в особенности в центральных ее районах. Они представлены светлоокрашенными различного типа кварцитами, зелеными пропилитами, а также высокотемпературными ортоклазовыми метасоматитами.

ТЕКТОНИКА

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОЗЗРЕНИЙ НА ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАМЧАТКИ

Современная тектоническая структура Камчатки весьма сложна. На ее формирование оказали влияние наложенные друг на друга неоднократные складчатые движения различных орогенических эпох, столь же многочисленные фазы вулканизма, а также разновременные интенсивные радиальные движения и разломы.

Расшифровка тектонического строения крайне осложняется тем, что на значительных площадях геологическое строение недр маскируется мощными покровами четвертичных осадочных и вулканогенных образований. Кроме того, многие вопросы тектонического строения нельзя решить однозначно в связи с отсутствием достаточно обоснованной единой стратиграфической схемы почти для всего мощного разреза дочетвертичных образований Камчатки. Поэтому детально разработанной общепризнанной схемы тектонического строения Камчатки пока не существует.

Большинство имеющихся тектонических схем основывается не только на геологическом материале, но и на особенностях геоморфологического строения поверхности Камчатки. Поэтому карты тектонического районирования, составленные на этой основе, оказываются по существу не столько тектоническими, сколько геоморфологическими.

Первые схемы тектонического строения Камчатки были предложены В. А. Обручевым (1891 г.) и К. Дитмаром (1901 г.). Основываясь на крайне незначительном фактическом материале, их построения были весьма схематичными. Исходя из известных уже в то время данных о наличии во внутренних частях полуострова выходов древних метаморфических толщ и большого распространения третичных отложений по его побережьям, тектоническое строение Камчатки представлялось в форме гигантской антиклинальной складки северо-восточного простирания с осью, проходящей примерно по Срединному хребту.

Позднее (1904 г.) К. И. Богданович установил, что строение полуострова более сложное.

Помимо главного поднятия в центральной части Камчатки, он выделил ряд других сложных складчатых сооружений (хребты Медвежий, Хайрюзовский, Кумроч), чем была доказана несостоятельность ранее предложенных тектонических схем.

В сводной работе по Сибири В. А. Обручев (1927 г.), опираясь главным образом на данные К. И. Богдановича, отметил для Камчатки проявления разнообразных фаз складчатости, обусловивших различия в простираниях пород: палеозойской (девон-карбон) — северо-западного простирания, мезозойской — север-северо-восточного простирания и третич-

ной — северо-восточного простирания. Им же впервые указывается направление крупнейших разломов и их местоположение.

Период, следующий за открытием на Камчатке в 1921 г. естественного источника нефти, характеризовался накоплением обширного фактического материала по геологии как для восточного (Б. М. Штемпель, Б. А. Алферов, А. А. Гречишкин, М. Ф. Двали и др.), так и для западного (Б. Ф. Дьяков, М. Ф. Двали, И. Б. Плешаков, Н. М. Маркин и др.) побережий. При этом создавались также и тектонические схемы для отдельных районов полуострова. А. Н. Криштофович (1932 г.) высказал предположение о принадлежности Камчатки к Нипонской геосинклинали.

Первая попытка систематизировать накопленный материал по тектонике Камчатки принадлежит М. Ф. Двали (1936 г.). В качестве основных структурных элементов Камчатки он выделил тогда четыре крупные антиклинальные зоны, протягивающиеся вдоль полуострова параллельно друг другу. Первая главная зона охватывает область Срединного Камчатского хребта; восточнее располагается вторая зона, совпадающая с Ганальским и Валагинским хребтами; третья зона проходит через Шипунский, Кроноцкий и Усть-Камчатский полуострова; четвертая зона протягивается вдоль западного побережья полуострова.

Позднее (1938 г.) И. Б. Плешаков пытался систематизировать все данные, касающиеся проявлений орогенических фаз на Камчатке и Сахалине. В результате этого появилась следующая схема альпийского цикла складчатости для этих районов: 1) камчатская фаза складчатости — на границе мела с палеогеном, 2) курильская фаза складчатости — на границе палеогена с неогеном, 3) алеутская фаза складчатости (?) — в верхнем миоцене, 4) татарская фаза складчатости — в верхнем плиоцене, 5) сахалинская фаза складчатости — на границе плиоцена с постплиоценом и 6) охотская фаза складчатости — в постплиоцене.

Большое значение для развития представлений о тектоническом строении Камчатки имела схема проявлений дизъюнктивных нарушений на полуострове, предложенная А. Н. Заварицким. Эта схема предусматривает два основных направления разломов: продольное — северо-восточное и поперечное — северо-западное.

Б. Ф. Дьяков в ряде своих работ, касаясь тектонического строения Камчатки, развивал и конкретизировал следующие основные положения.

1. Тектоническая структура полуострова представляет ряд несогласно наложенных друг на друга различно построенных складчатых комплексов — домезозойского, мезозойского, палеоген — миоценового и верхнемиоцен — плиоценового.

2. Срединный Камчатский хребет вопреки утверждениям большинства исследователей имеет антиклинальное строение только в южной части.

В северной его части под мощным покровом четвертичных эффузивов залегают третичные образования с север-северо-восточным простиранием, причем простирание складчатости не соответствует современной вытянутости хребта (хребет как бы сечет складчатость под некоторым углом).

3. Дизъюнктивные нарушения, особенно в Западной Камчатке, в основной своей массе имеют выдержанное северо-восточное простирание, согласное общему простиранию полуострова.

4. Основной тектонической структурой третичных отложений Западной Камчатки является большой антиклинорий север-северо-восточного простирания.

5. Современные выходы мезозойских пород на западе Камчатки представляют выступы мезозойского основания, захороненные третичными осадками и в данное время частично вскрытые эрозией. Генетически они связаны с тектогенезом третичного времени и имеют зональный характер распространения (рис. 29).

В работе «Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки» (1955 г.) Б. Ф. Дьяков отмечает, что, начиная от глубокого палеозоя или

даже архея и до наших дней, Камчатка развивалась в условиях геосинклинального режима, прерываемого на отдельных этапах кратковременными циклами орогенических движений.

Наиболее существенное значение имели орогенические движения, проявившиеся на границе палеозоя и мезозоя (ганальская фаза складчатости), в верхнем меле (камчатская фаза складчатости) и верхнем миоцене (алеутская фаза складчатости). Эти движения обусловили различие в направлениях складчатости палеозойских, мезозойских и третичных образований. Менее существенное значение имели орогенические движения, имевшие место на границе плиоцена с плейстоценом (сахалинская фаза) и обусловившие складчатое строение кавранской серии (кавранская и эрмановская толщи по Б. Ф. Дьякову), а также в позднем постплиоцене (охотская фаза).

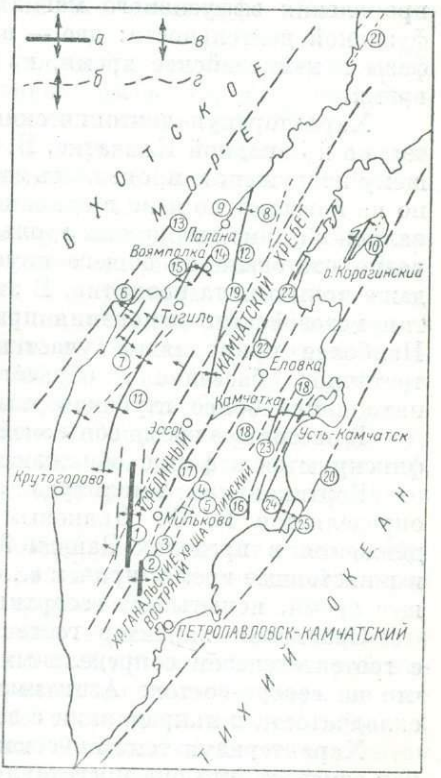


Рис. 29. Схематическая тектоническая карта Камчатки (по Б. Ф. Дьякову, 1944 г.).

а — линии простирания палеозойского складчатого комплекса; *б* — линии простирания структур мезозойского складчатого комплекса; *в* — линии простирания структур третичного складчатого комплекса; *г* — тектонические разрывы. Цифрами в кружках обозначены: *1* — антиклинальное поднятие палеозойского и мезозойского комплексов Срединного Камчатского хребта; *2* — антиклиналь палеозойского комплекса хребта Ганальские Востряки; *3* — антиклиналь мезозойского комплекса хребта Ганальские Востряки; *4* — антиклиналь мезозойского комплекса Валагинского хребта; *5* — антиклиналь мезозойского комплекса Щапинского хребта; *6* — первая зона тектонического поднятия мезозойского комплекса Западной Камчатки (мыс Омгон — гора Увуч); *7* — вторая зона тектонического поднятия мезозойского комплекса Западной Камчатки (хребты Хайрюзовский, Медвежий и др.); *8* — третья зона тектонического поднятия мезозойского комплекса (верховья рек Лесной, Оветкотоны и Панкары); *9* — северное продолжение второго тектонического поднятия мезозойского комплекса Западной Камчатки; *10* — моноклиналь мезозойского и третичного комплексов о. Карагинского; *11* — ось антиклинория третичного комплекса Западной Камчатки; *12* — ось синклинальной структуры третичного комплекса Западной Камчатки; *13* — предполагаемый тектонический разрыв Западной Камчатки; *14* — Воямпольская антиклиналь; *15* — Точилинская и Хромовская антиклинали; *16* — антиклинальные складки Богачевского месторождения нефти; *17* — тектонические разрывы (сбросы) грабена Центральной Камчатской депрессии; *18* — тектонические разрывы хребтов Кумроч и Щековского; *19* — предполагаемый тектонический разрыв Срединного Камчатского хребта, с которыми связаны вулканические извержения северной вулканической области; *20* — предполагаемые тектонические разрывы Восточной Камчатки; *21* — складчатые структуры мезозойского комплекса Пенжинского побережья Северной Камчатки; *22* — первая тектоническая зона восточного побережья Камчатки и направления простираний пликативных дислокаций третичного комплекса; *23* — вторая тектоническая зона восточного побережья Камчатки и основные направления простираний ее пликативных и дизъюнктивных дислокаций; *24* — третья тектоническая зона восточного побережья Камчатки и основные направления простираний складчатости; *25* — четвертая тектоническая зона восточного побережья Камчатки и основное простирание складчатости третичного комплекса.

Указанные выше фазы орогении Б. Ф. Дьяков считает установленными. Помимо этого, он предполагает, что можно выделить еще несколько орогенических фаз, проявившихся значительно слабее и не вызвавших существенной перестройки тектонического плана Камчатки. К их числу относятся орогенические движения в палеозое, отвечающие по времени такаинийской или эрийской фазе каледонского эрогенеза, и три орогенические фазы, приуроченные к отложениям мелового возраста. Существование орогенических фаз, проявившихся по И. Б. Плешакову на границе олигоцена и миоцена (курильская фаза) и в верхнеплиоценовое время (татарская фаза), Б. Ф. Дьяков отрицает.

С орогеническими фазами Б. Ф. Дьяков связывает проявления интрузивного магматизма. Им выделяются три основные фазы интрузивного магматизма.

Первая, приуроченная к ганальской фазе складчатости, проявилась интрузиями двуслюдяных гранитов в южной части Срединного хребта и габбро-порфиритовыми массивами на восточном побережье Пенжинской губы.

Вторая интрузивная фаза относится по времени к камчатской орогенической фазе. Она фиксируется в форме большого количества интрузий гранодиоритов, диоритов, сиенитов, габбро, порфиритов, экструзий и жил порфиритов, диабазов и других образований, широко распространенных среди мезозойских пород, но не отмечающихся в третичных.

Третья достоверно устанавливающаяся фаза интрузивного магматизма проявилась в алеутскую фазу складчатости. С ней связано образование небольших штокообразных внедрений и даек андезитов и трахиандезитов.

К периодам геосинклинального режима Б. Ф. Дьяков приурочивает проявления эффузивного магматизма. Всего он установил шесть фаз эффузивной деятельности: две — в палеозойское, две — в мезозойское и две фазы в кайнозойское время, из которых последняя продолжается и в наше время.

Характеризуя тектонические движения третичного времени применительно к Западной Камчатке, Б. Ф. Дьяков отмечает, что тенденция к общему погружению проявилась здесь непрерывнов плоть до верхнего миоцена, но не повсеместно и не в одинаковой степени. Отдельные участки локализовались в форме вытянутых вдоль побережья зон, при этом часть из них либо резко отставала от общего опускания, либо оставалась стабильной, либо даже испытывала поднятие. В этих условиях зоны эпейрогенического поднятия мезозойского основания приобретали характер и значение кордильер. Наиболее приподнятые участки оказывались выше водной поверхности третичного бассейна и образовывали гряды островов, между которыми находились более глубоководные участки.

В настоящее время зоны эпейрогенических поднятий третичного времени фиксируются в форме обнажающихся выступов мезозойского основания.

Вертикальная амплитуда эпейрогенических поднятий и опусканий определяется Б. Ф. Дьяковым в несколько километров. Тектонические движения в пределах Западной Камчатки по его мнению продолжаются и в настоящее время, причем «...она, начиная с верхнего плиоцена по настоящее время, испытывает геоантиклинальную стадию своего развития».

Сравнивая характер геотектонического развития Западной Камчатки с геотектогенезом сопредельных стран, Б. Ф. Дьяков делает вывод о том, что на северо-востоке Азии имела место широкая региональная миграция складчатости в направлении с запада на восток.

Характеризуя тектоническое строение Западной Камчатки, Б. Ф. Дьяков отмечает, что она представляет собой весьма сложное складчатое сооружение, состоящее из различно построенных, несогласно наложенных друг на друга складчатых структур (домезозойской, мезозойской, палеоген-миоценовой и верхнемиоцен-плиоценовой), перекрытых горизонтально залегающим покровом четвертичных отложений.

Домезозойская тектоническая структура, изученная в южной части Срединного Камчатского хребта и в Ганальском хребте, вырисовывается в виде ряда сильно сжатых, рассеченных продольными разрывами и надвинутых одна на другую антиклинальных складок меридионального простирания, образующих вместе с облекающими их структурами мезозойского комплекса антиклинории — горсты меридионального простирания.

Складчатая структура мезозойских образований Западной Камчатки представляется Б. Ф. Дьякову в виде трех относительно приподнятых и двух заключенных между ними относительно опущенных сложно построенных гигантских дуг (зон), слегка выпуклых на северо-запад и простирающихся параллельно друг другу вдоль Западной Камчатки.

К числу относительно приподнятых зон, где мезозойские образования выведены на дневную поверхность, относятся западная или омгонская

зона, центральная или прунейская и восточная или зона Срединного Камчатского хребта.

Складки, сложенные мезозойскими образованиями и входящие в состав этих зон, имеют различные форму и размеры и изобилуют массой разрывов как надвигового, так и сбросового типов.

Главным тектоническим элементом в структуре палеоген-миоценового комплекса Западной Камчатки по Б. Ф. Дьякову является большой антиклинорий, простирающийся в север-северо-восточном направлении от верховьев рек Белоголовой и Хайрюзовой к берегу Охотского моря — в район Утхолокского мыса и устья р. Воямполки (Тигильский антиклинорий). Размеры антиклинория по длине составляют около 300 *км*, а по ширине около 100 *км*.

В пределах антиклинория Б. Ф. Дьяков выделяет четыре антиклинальные зоны: зону Утхолокского мыса, Омгоно-Хайрюзовскую, Напанскую и Воямпольскую.

Два других крупных тектонических элемента палеоген-миоценового комплекса Западной Камчатки по Б. Ф. Дьякову имеют характер синклинориев (Большерецкий синклинорий и Паланский синклинорий).

Большерецкий синклинорий начинается в нижнем течении р. Хайрюзовой и простирается вплоть до южной оконечности Камчатки. Его общая протяженность около 500 *км*, а максимальная ширина около 60 *км*.

В южной части синклинорий оказывается перекрытым отложениями кавранской серии и четвертичными образованиями. По мнению Б. Ф. Дьякова, западная часть синклинория скрыта под уровнем Охотского моря.

Паланский синклинорий располагается на участке, протягивающемся от рек Лесная, Кинкиль, Палана к верховьям р. Тигиль. Ориентировочные его размеры по длине составляют около 300 *км* и по ширине 50—60 *км*.

Более простой является тектоническая структура миоцен-плиоценового комплекса отложений Западной Камчатки. Общими чертами структур этого комплекса являются их преимущественно синклинальный характер, крупные размеры складок в плане и слабое развитие дизъюнктивных нарушений.

Самым верхним структурным ярусом Б. Ф. Дьяков считает очень слабодислоцированный морской постплиоцен и горизонтально залегающий покров четвертичных осадочных и вулканогенных образований.

В сводной работе, посвященной описанию геологии и нефтеносности Восточной Камчатки, М. Ф. Двали предложил схему тектонического районирования всего полуострова. Однако по признанию самого автора на его схеме выделены не тектонические, а скорее геоморфологические области, по которым приводится описание тектоники. К этим областям относятся Срединный Камчатский хребет, Восточный хребет, восточная область вулканов, восточное побережье, западное побережье, Центрально-Камчатская депрессия и северная Камчатка.

Каждая из этих областей в тектоническом, геоморфологическом, а иногда и территориальном отношении не представляет единого целого и подразделяется на ряд зон. Пространственное расположение областей и зон видно на рис. 30.

Рассматривая характер тектонического строения Камчатки, М. Ф. Двали пришел к следующим выводам.

1. На всем протяжении геологической истории (от докембрия до современной эпохи включительно) Камчатка пережила ряд циклов геосинклинального развития, заканчивающихся орогенией и общим поднятием. Это древнепалеозойский, два мезозойских, два третичных и четвертичный циклы.

2. Геосинклинальный тип развития Камчатки, помимо характерных мощностей, фаций, складчатости, доказывается выдерживающимся во времени вулканизмом, который является характерной особенностью центральной зоны геосинклинальных областей.

3. Последовательное наложение во времени геосинклинальных циклов характеризует исключительную мобильность зоны (в которой расположена Камчатка), находящейся, очевидно, между древним континентом Ангаридой и древнейшей впадиной Тихого океана.

4. По существующим региональным тектоническим схемам Камчатка относится к зоне альпийской складчатости. Однако в эти схемы необходимо ввести поправку, так как на Камчатке проявлялась палеозойская складчатость. Особенно интенсивно и повсеместно проявлялись мезозойская и третичная складчатости.

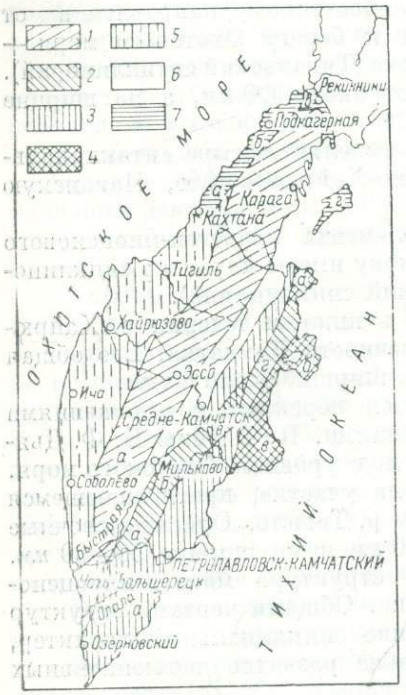


Рис. 30. Схема тектонического районирования Камчатки (по М. Ф. Двали).

1 — область Срединного Камчатского хребта (*а* — южная зона, *б* — северная зона); *2* — область Восточного хребта (*а* — зона Ганальского хребта, *б* — зона Валагинского хребта, *в* — зона хребта Тумрок и зона хребта Кумроч); *3* — восточная область вулканов с южной зоной (*а*); *4* — область восточного побережья (*а* — зона п-ова Укинского, *б* — зона п-ова Камчатского мыса, *в* — зона п-ова Кроноцкого, *г* — зона п-ова Шипунского); *5* — область западного побережья Камчатки; *6* — область Центральной Камчатской депрессии; *7* — область Северной Камчатки (*а* — Паланская зона, *б* — зона побережья Пенжинской губы, *в* — зона Парапольского дола, *г* — зона п-ова Карагинского).

5. Из трех складчатых комплексов — палеозойского, мезозойского и третичного (не считая покровного четвертичного комплекса), участвующих в тектоническом строении Камчатки, решающая роль принадлежит мезозойскому комплексу; следующим по значению идет третичный комплекс. Поэтому складчатые структуры Камчатки с бóльшим основанием могут быть названы мезозоидами [1], чем альпинидами, что в свою очередь подтверждает справедливость выделения для Камчатки мезозойской или тихоокеанской складчатости в отдельную эру орогении.

6. Камчатскую фазу складчатости на рубеже верхнего мела и палеогена, дислоцировавшую мезозойские отложения, правильно считать последней фазой мезозойской складчатости. Тогда в альпийскую фазу могут быть выделены установленные пока фазы в неогене и плейстоцене алеутская, сахалинская и охотская фазы.

7. Алеутская фаза складчатости, дислоцировавшая палеоген-миоценовые отложения, более интенсивно проявлялась на западе Камчатки, чем на востоке; причем на западе (Тигильский район) интенсивность проявления заметно убывает от берега Охотского моря по направлению к Срединному Камчатскому хребту.

8. Обратное соотношение наблюдается в интенсивности сахалинской фазы, которая слабее проявляется на западном побережье, а на восточном побережье является основной третичной фазой.

9. Дизъюнктивные дислокации (сбросы, разломы) являются фактором, определяющим современное складчато-глыбовое строение Камчатки и пространственное распределение вулканов.

Четвертичный период был временем значительных дифференциальных глыбовых движений, которые продолжаются и в современную эпоху.

10. В верхнем олигоцене вдоль современного камчатского берега Охотского моря опустилась по ряду ступенчатых сбросов суша Охотии, которая в эпоху неогеновых фаз складчатости играла роль платформы.

---

[1] Такой же вывод сделал проф. С. С. Кузнецов в отзыве на диссертацию Б. Ф. Дьякова (1947 г.).

11. Часть разломов, возникших в дочетвертичное время (например, главный разлом северной зоны Срединного Камчатского хребта), была «оживлена» в четвертичное время.

12. Область Западной Камчатки с мощным накоплением третичных отложений возможно следует рассматривать как передовой прогиб между складчатой мезозойской системой Срединного Камчатского хребта и третичной платформой Охотии.

В 1951 г. появились тектоническая схема Камчатки, составленная О. С. Вяловым (рис. 31). На этой схеме автором выделены две линейно-вытянутые вдоль Камчатки обширные антиклинальные зоны и разделяющие и ограничивающие их три также линейно вытянутые обширные синклинальные зоны, а также ряд внутренних структур типа антиклинориев и синклинориев.

Г. М. Власов в работе, посвященной геологии Камчатки, выделил тектонические области, которые, по его мнению, в значительной мере являются и геоморфологическими районами. Этими областями являются Западно-Камчатская низменность, Срединный хребет (имеющий продолжение в северо-западной зоне Корякского хребта), Центрально-Камчатская депрессия и депрессионная зона Корякского хребта, Восточный хребет и юг зоны Корякского хребта, восточный вулканический пояс и восточная прибрежная область. В отличие от ранее составленных схем здесь предполагается прямая связь структур Камчатки и Корякского нагорья.

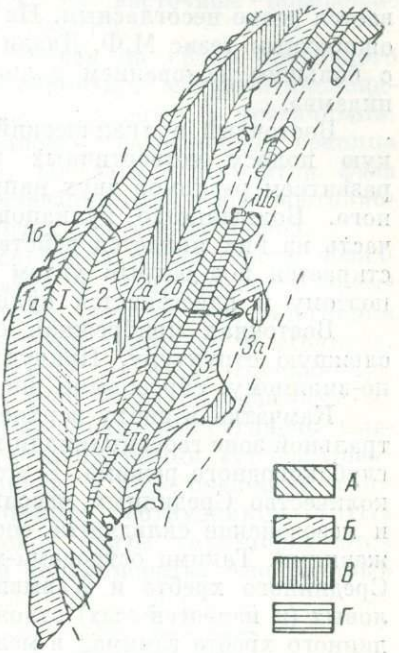


Рис. 31. Тектоническая схема Камчатки (по О. С. Вялову, 1951 г.).

А — антиклинальные зоны; *Б* — синклинальные зоны; *В* — антиклинории второго порядка в середине синклинорной зоны; *Г* — синклинории второго порядка в середине антиклинальной зоны. *I* — Главная Камчатская антиклинальная зона. Восточная антиклинальная зона: *II* — Валагинский антиклинорий; $II^{б}$ — Щапинский синклинорий; $II^{в}$ — Кумрочский антиклинорий. Западная синклинальная зона: *1а* — Большерецкий синклинорий; *1б* — Омгонский антиклинорий. Средняя синклинальная зона: *2* — Тигильский синклинорий; *2а* — Лесновский антиклинорий; *2б* — Еловский синклинорий. Крайняя восточная синклинальная зона: *3* — Богачевский синклинорий; *3а* — Кроноцкий антиклинорий.

Геологию Срединного хребта Г. М. Власов трактует следующим образом. В южной части хребет сложен домезозойскими и мезозойскими образованиями, представляя антиклиналь почти меридионального простирания, осложненную продольными разрывами. Осевая часть хребта характеризуется обилием гранитоидных интрузий. В северной части Срединный хребет имеет трехярусное строение: на складчатом мезозое лежат третичные, главным образом вулканические образования, а последние в свою очередь перекрыты местами четвертичными лавами и туфами.

Центрально-Камчатская депрессия в представлении этого же автора в южной части имеет строение синклинала-грабена, выполненного третичными и четвертичными образованиями. Ее продолжением на северо-востоке является депрессия р. Еловки и пролива Литке. Разломы, обусловив образование грабена, имеют дальнейшее протяжение по заливу Корфа и продольным долинам рек Вивник Апуки и Большой до Анадырского залива.

Изучая геологическое строение Восточного хребта, Г. М. Власов пришел к выводу о том, что древние образования имеются здесь лишь в южной части Ганальского хребта, где они обнажаются в горстообразном поднятии. На остальной площади хребта в его строении принимают участие интенсивно складчатые заведомо верхнемеловые и предположительно верхнемеловые

образования, прорванные гранитоидными интрузиями. Общее простирание складчатости третичных пород примерно соответствует простиранию складок верхнемеловых образований Восточного хребта и общему направлению этого хребта. По мнению Г. М. Власова, и во всех других районах Камчатки наблюдается приблизительно параллельное простирание верхнемеловых и третичных складок, в то время как по отношению к структурам доверхнемеловым простирание как верхнемеловых, так и третичных складок оказывается резко несогласным. На основании этих данных Г. М. Власов считает ошибочным тезис М.Ф. Двали о том, что «складчатая структура Камчатки с бóльшим основанием должна быть названа мезозоидами, чем альпинидами».

Восточный вулканический пояс по Г. М. Власову представляет широкую полосу четвертичных вулканических сооружений, обусловленных развитием разломов двух направлений — север-северо-восточного и широтного. Большинство вулканов располагается на пересечениях разломов; часть из них является действующей. Восточный вулканический пояс простирается под острым углом к направлению Восточного хребта, который поэтому и пересекается вулканическим поясом.

Восточная прибрежная область включает три полуострова и имеет сложную структуру. Причудливые очертания полуостровов обусловлены, по-видимому, сбросовыми дислокациями.

Камчатка в эпоху верхнего мела почти целиком располагалась в центральной зоне геосинклинали в условиях устойчивого морского относительно глубоководного режима. В этой геосинклинали располагалось значительное количество Срединных массивов, представлявших древние домезозойские и мезозойские складчатые сооружения, не переработанные молодыми движениями. Такими островами-массивами являлись, например, южная часть Срединного хребта и Хавывинское плато. Судя по отсутствию верхнемеловых (и палеогеновых) отложений в Юго-западной Камчатке, массив Срединного хребта занимал в меловое и палеогеновое время значительно бóльшую площадь, чем теперь.

Позднемеловое время на Камчатке, как и во всем северо-востоке Азии, характеризовалось проявлением вулканизма в грандиозных масштабах. Датское время явилось эпохой сильных складкообразовательных движений, которые можно отождествить с ларамийской складчатостью. Мнение М. Ф. Двали о том, что «тектонические движения, проявившиеся на Камчатке на рубеже верхнего мела и палеогена, не совпадают с ларамийской фазой складчатости и во времени и по территории» Г. М. Власов считает ничем не обоснованным.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА КАМЧАТКИ

В настоящей работе в качестве основы для схемы тектонических движений на Камчатке в третичный и четвертичный периоды принята схема И. Б. Плешакова, составленная им в 1938 г. Основные положения ее подтверждены последующими исследованиями. Так, проявление камчатской фазы складчатости установлено несогласным залеганием нижних комплексов третичного разреза (палеоцен) на верхнемеловых на мысе Омгон (Б. Ф. Дьяков, 1936 г.). Это несогласие подтверждается несовпадением структурных планов верхнемеловых (субмеридиональных) и третичных (северо-восточных) пород.

Наибольшие возражения у ряда геологов вызвала курильская фаза складчатости, однако в последние годы появляется все больше фактов, подтверждающих ее проявление. На западном побережье Камчатки проявление этой фазы складчатости наблюдается в бассейне р. Снатол (Н. М. Маркин, 1958 г.), в верховье р. Паланы (Н. Е. Калинникова, 1958 г.) и в других местах. Кроме того, ко времени проявления этой фазы складчатости приурочена сильная вулканическая деятельность, проявившаяся

регионально почти на всей территории Дальнего Востока. Имеются также данные о проявлении этой фазы складчатости и на восточном побережье Камчатки, в частности на п-ове Озерном (М. А. Сухарев, 1956 г.).

Наиболее резко почти по всей Камчатке выражена алеутская фаза складчатости. Проявления ее зафиксированы на западном побережье по рекам Белоголовой (Е. П. Кленов, 1958 г.), Аманиной (Е. П. Кленов, 1953 г.) и в других местах в Центральной Камчатке по рекам Еловке (М. Ф. Двали, 1932 г.), Анавгай (Ю. В. Жегалов, 1954 г.); на восточном побережье в районе г. Петропавловска (А. Ф. Марченко, 1953 г.).

Сахалинская фаза складчатости, проявившаяся на грани третичного и четвертичного времени, устанавливается на основании меньшей дислоцированности древнечетвертичных отложений по сравнению с третичными. Причем в большинстве районов Камчатки остается невыясненной граница между третичной и четвертичной системами. На западе Камчатки фаза устанавливается на основании несогласного залегания отложений постплиоценовых трансгрессий на различных горизонтах третичных пород.

Данные о проявлениях татарской и охотской фаз складчатости незначительны и противоречивы. На западе Камчатки И. Б. Плешаков впервые выделил татарскую фазу, обосновав ее появление несогласным залеганием отложений, аналогичных по возрасту этолонской свите Б. Ф. Дьякова, на нижележащих отложениях кавранской свиты (по И. Б. Плешакову); Б. Ф. Дьяков впоследствии отрицал наличие этой фазы складчатости на том основании, что этолонская свита залегает на какертской согласно. Следует заметить, что угловое несогласие между отложениями «утесов Энемтен» (морской берег к северу от устья р. Ковран) и нижележащими отложениями подтверждается последними работами сотрудников ГИНа (В. В. Меннер, 1958 г.). Отложения энемтенской свиты характеризуются теплолюбивой фауной и содержат в основании конгломераты. Аналогичный

Таблица 3

Время			Фаза складчатости
Четвертичный			Охотская
			Сахалинская
Неоген	Плиоцен	Верхний	
		Средний	Татарская
		Нижний	
	Миоцен	Верхний	Алеутская
		Средний	
		Нижний	Курильская
Палеоген	Олигоцен		
	Эоцен		
	Палеоцен		Камчатская
Верхний мел			

характер фауны и литологии прослеживается и к северу по морскому берегу в районе р. Этолоны (Л. В. Криштофович, 1958 г.). Плиоценовые отложения других районов Камчатки недостаточно изучены, чтобы по ним судить о наличии татарской фазы складчатости.

Охотская фаза складчатости выделяется по дислоцированности местами морских постплиоценовых отложений.

Возможно, что охотская и татарская фазы по существу представляют лишь участками проявившиеся слабые движения.

Имеются данные, свидетельствующие о проявлении местных тектонических движений в палеогене на границе палеоцена и эоцена. Вызванные ими несогласия наблюдались в районе мыса Омгон и особенно резко в низовьях рек Хайрюзовой и Морошечной. Угловое несогласие между палеоценом и эоценом достигает здесь 70—80° (Е. П. Кленов, 1958 г.). Вероятно, проявлением этих же движений объясняется и несовпадение структур внутри палеогеновых отложений на Воямпольской антиклинали и в бассейне р. Квачины.

Схема основных фаз складчатости на Камчатке приведена в табл. 3.

Основные структурные элементы Камчатки являются непосредственным продолжением аналогичного типа структур Корякского нагорья. Поэтому, прежде чем описывать особенности геологического строения полуострова, рассмотрим геологическую структуру Корякско-Камчатской складчатой области

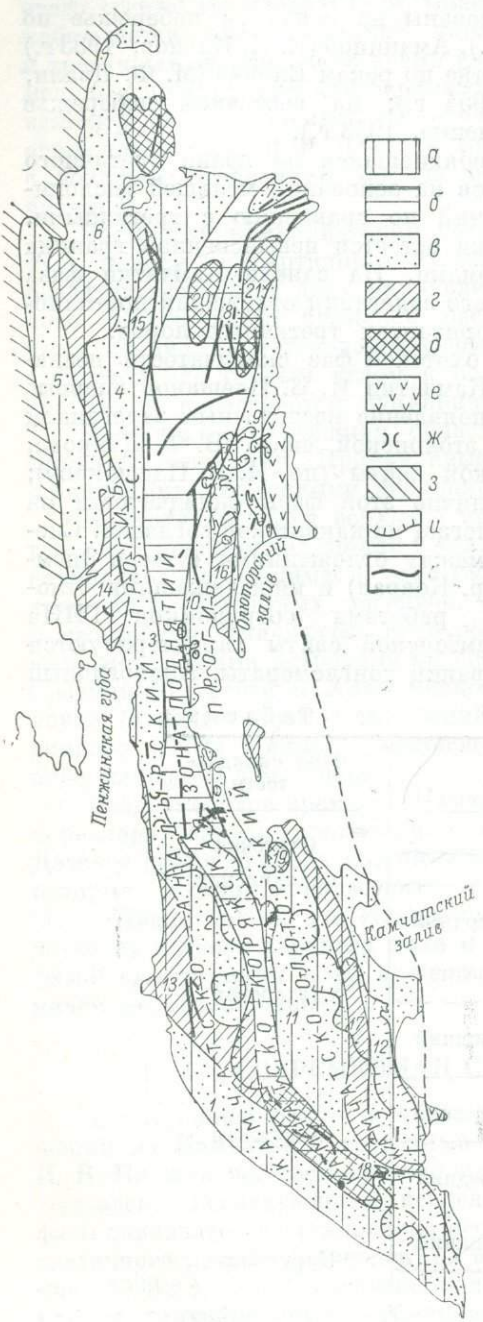


Рис. 32. Схема тектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области. (Составил коллектив авторов Камчатского РайГРУ под ред. В. Г. Васильева.)

Структуры первого порядка: *а* — прогибы; *б* — зона поднятий. Структуры второго порядка: *в* — впадины: *1* — Большерецкая, *2* — Паланская, *3* — Парапольская, *4* — Ваегинская, *5* — Пенжинская, *6* — Анадырская, *7* — Бухты Угольной, *8* — Верхне-Хатырская, *9* — Олюторско-Хатырская, *10* — Ильпинская, *11* — Центрально-Камчатская, *12* — Восточно-Камчатская; *г* — поднятия: *13* — Тигильское, *14* — Таловско-Майнская зона, *15* — Рарыткинское, *16* — Пылгинское, *17* — Валагинская зона; *д* — срединные массивы: *18* — Камчатский, *19* — Халывинский, *20* — Варапилинский, *21* — Средне-Хатырский, *22* — Золотого хребта; *е* — Щипунско-Олюторская зона поднятий; *ж* — седловины, разделяющие впадины; *з* — обрамление Корякско-Камчатской складчатой области, *и* — контуры площадей распространения мощных четвертичных вулканических пород; *к* — тектонические нарушения.

в целом. В строении ее принимают участие отложения меловой и третичной систем. Наиболее характерной чертой тектонического строения Корякско-Камчатской складчатой области является полосовое расположение основных структурных элементов, развитых в ее пределах. Простирание этих структур северо-восточное. Здесь в качестве структурных элементов первого порядка выделяются две крупные зоны прогибания, разделенные зоной поднятий, которую можно назвать Камчатско-Корякской (рис. 32).

Западный прогиб, именуемый Камчатско-Анадырским, охватывает западное побережье Камчатки, побережье Пенжинской губы и Анадырской впадины. В строении этого прогиба участвуют два структурных этажа — складчатый фундамент и осадочный чехол. Складчатый фундамент по возрасту неодинаков. Одновозрастные его зоны имеют полосовое распределение северо-восточного простирания. Фундамент, участвующий в строении зоны, расположенной к западу от устья р. Пенжины по направлению к устью р. Анадырь, имеет нижнемеловой возраст консолидации. Фундамент этого возраста в районе Камчатки, видимо, развит под водами Охотского моря непосредственно к западу от ее побережья. С востока к ней примыкает зона верхнемеловой консолидации, территориально отвечающая западному побережью Камчатки и Анадырской впадине. В районах развития нижнемелового складчатого фундамента верхний структурный этаж представлен отложениями верхнего мела и третичной системы и в районах развития фундамента верхнемеловой консолидации — отложениями третичной системы. В первом случае перспективы нефтегазоносности связываются с верхним мелом и кайнозоем, а во втором — только с кайнозоем. Для Камчатско-Анадырского прогиба характерно развитие типичной глыбовой тектоники. В пределах этого прогиба в качестве структурных элементов второго порядка, начиная с юга, выделяются Большерецкая, Паланская, Парапольская, Ваегинская, Пенжинская и Анадырская впадины и Тигильское, Таловско-Майнское и Рарыткинское поднятия. Часть Камчатско-Анадырского прогиба, расположенная в пределах Камчатского полуострова, называется Западно-Камчатским прогибом.

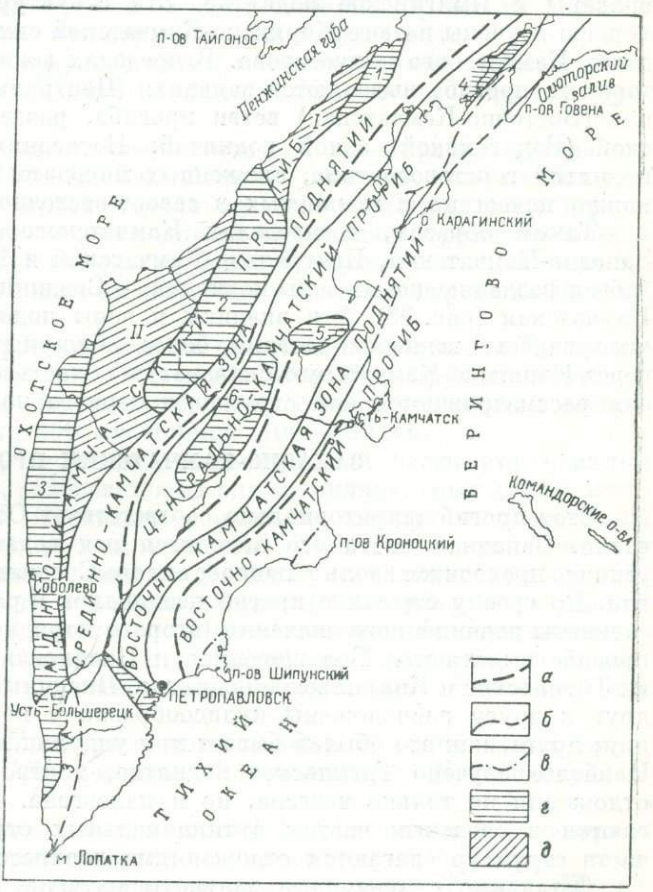


Рис. 33. Схема тектонического районирования Камчатки. (Составил коллектив авторов Камчатского РайГРУ под ред. В. Г. Васильева.)

а — предполагаемые глубинные разломы; *б* — границы между структурными элементами; *в* — условная северо-западная граница зоны восточных поднятий; *г* — впадины: *1* — Парапольская, *2* — Паланская, *3* — Большерецкая, *4* — Олюторская, *5* — Озерновская, *6* — Козыревская, *7* — Начикинский грабен; *д* — поднятия: *I* — Кинкильское, *II* — Тигильское.

На юге в пределы Камчатки входят Срединный Камчатский массив, представленный древними образованиями, возможно нижнего палеозоя, и другие поднятия, объединяемые в Срединно-Камчатскую зону под-

нятий; севернее ее развиты срединные массивы (Варапилинский и Средне-Хатырский), сложенные отложениями меловой системы.

Восточнее этой зоны поднятий располагается крупный Камчатско-Олюторский прогиб геосинклинального типа, развившийся в третичное время и замкнувшийся в его конце в отличие от западного побережья, где геосинклинальный этап развития закончился в верхнем мелу. В северной части этого прогиба выделяются Олюторско-Хатырская и Ильпинская впадины и Пылгинское поднятие. Эти структурные элементы наиболее хорошо изучены на юге Корякско-Камчатской складчатой области — в пределах Камчатского полуострова. В пределах южной части Камчатско-Олюторского прогиба выделяются западная (Центрально-Камчатская) и восточная (Восточно-Камчатская) ветви прогиба, разделенные Восточно-Камчатской (Валагинской) зоной поднятий. Последняя представлена цепочкой поднятий горстового типа, сложенных породами меловой системы и возможно палеогена и вытянутых в северо-восточном направлении.

Таким образом, в пределах Камчатского полуострова выделяются Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский прогибы и разделяющие их зоны поднятий — Срединно-Камчатская и Восточно-Камчатская (рис. 33). Эти впадины и зоны поднятий являются, как уже указывалось, южными частями более обширных структур, проходящих через Корякско-Камчатскую складчатую область. В дальнейшем изложении они рассматриваются как структуры первого порядка.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

Этот прогиб территориально соответствует Охотскому побережью Камчатки. Западная часть его находится под водами моря, а восточная — условно проводится вдоль западного склона Срединно-Камчатской зоны поднятий. По своему строению прогиб неодинаков и распадается на структурные элементы подчиненного значения (второго порядка). В Западно-Камчатском прогибе выделяются Большерецкая и Паланская впадины и разделяющие их Тигильское и Кинкильское поднятия. Впадины и поднятия по отношению друг к другу расположены кулисообразно и не являются продолжением друг друга, как это обычно бывает при ундуляции одного общего шарнира. Наиболее изучено Тигильское поднятие, в строении которого участвуют отложения не только неогена, но и палеогена. Последние обычно вскрываются в сводовых частях антиклинальных структур. Иногда сводовые части структур слагаются отложениями верхнего мела.

Остальные структурные элементы изучены очень слабо.

Ниже приводится краткое описание структурных элементов Западно-Камчатского прогиба с севера на юг.

Парапольская впадина расположена в самой северной части прогиба. Она выделяется по четко выраженному синклинальному залеганию различных горизонтов неогена. Северная часть впадины покрыта мощным чехлом четвертичных образований. Длина этой впадины 180 *км*, максимальная ширина достигает 60 *км*.

Кинкильское поднятие разделяет Паланскую и Парапольскую впадины; первая расположена к юго-западу, а вторая к северо-востоку от него. Эти структурные элементы расположены кулисообразно. Кинкильское поднятие обусловлено приподнятым положением верхнемелового фундамента, который на значительной территории выведен на дневную поверхность. В пределах поднятия в сводах крупных антиклинальных структур, сложенных третичными породами, обычно развиты отложения палеогена. В тектонике этого региона имеют значение дизъюнктивные нарушения. Здесь выявлено несколько интрузий и экструзий липаритов и дацитов. Длина поднятия 200 *км*, ширина 40—60 *км*; общее простирание северо-восточное.

Паланская впадина расположена к северо-востоку от Тигильского поднятия и по отношению к последнему занимает кулисообразное положение.

Южные части обеих структур вытянуты с юго-запада на северо-восток, а в северной половине — в субмеридиональном направлении.

Северная часть впадины обрезана водами Охотского моря. Северо-восточное и юго-западное обрамления впадины скрыты под молодым лавовым покровом. Юго-западная граница проводится условно по северо-восточному склону Тигильского поднятия. Длина впадины 200 *км*, ширина 60—80 *км*. Впадина выполнена наиболее молодыми отложениями третичной системы. В ее северной части (район селения Паланы) в форме горстов на дневную поверхность выведены отложения верхнего мела и палеогена.

Иногда сводовые части структур слагаются отложениями верхнего мела.

Описание структурных элементов Западно-Камчатского прогиба приводится с севера на юг.

Тигильское поднятие имеет северо-восточное простирание. Длина его около 300 *км*, ширина 100—120 *км*. Следует отметить, что наибольшее число выявленных и изученных локальных положительных структур на Камчатке приходится на Тигильское поднятие и в меньшей мере на Кроноцкий нефтегазоносный район. В остальных районах Камчатки выявлены единичные структуры. На рис. 34 показаны известные в настоящее время на Камчатке локальные поднятия.

Тигильское поднятие расположено на северном продолжении Центрального Камчатского антиклинория. Сочленение этих двух крупных структур до настоящего времени не изучено. Общее простирание поднятия северо-восточное, длина его около 300 *км*, ширина 100—200 *км*.

Тигильское поднятие, сложенное в центральной части отложениями верхнего мела и палеогена, разбивается на ряд антиклинальных линий, которые были выделены Б. Ф. Дьяковым — одним из первых исследователей этого района. Дальнейшие работы геологов Камчатского геологического управления уточнили направление отдельных антиклинальных линий, дали обширный материал по строению отдельных структур и разрывной тектонике района. Следует отметить, что наибольшее число выявленных положительных структур на Камчатке приходится на Тигильское поднятие. На 1 января 1960 г. здесь установлено 49 локальных антиклинальных структур и перегибов.

Тигильское поднятие можно расчленить на пять антиклинальных линий или зон: Воямпольскую, Хромовскую, Хайрюзовскую, Ковачинскую и Амбонскую.

Воямпольская антиклинальная линия (рис. 35) начинается севернее мыса Кахтанинского и протягивается на юго-запад через нижнее течение Воямполки, верховье р. Аманиной и среднее течение Тигиля. Южнее она сливается с Хромовской антиклинальной линией. В пределах Воямпольской антиклинальной линии известно 17 структур и перегибов.

Хромовская антиклинальная зона (рис. 36) начинается в междуречье Аманиной и Воямполки, где она срезается береговой линией Охотского моря и протягивается на юг-юго-запад параллельно Воямпольской антиклинальной линии и далее проходит в районе нижнего течения Тигиля, среднего течения Напаны и в верховье последней примыкает к Хайрюзовской антиклинальной линии.

В состав Хромовской антиклинальной линии входят (с севера на юг) Точилинская, Хромовская, Западно-Аманинская и Гаванская структуры и несколько антиклинальных перегибов по р. Кипина.

В среднем течении Тигиля, южнее одноименного села, располагается крупный меловой выступ, к которому примыкают с востока и запада Хромовская и Воямпольская антиклинальные линии, сливаясь южнее в группу палеогеновых и меловых структур, расположенных в основном в бассейне р. Напаны.

Хайрюзовская антиклинальная линия, представленная группой преимущественно верхнемеловых и палеогеновых складок, горстов и грабенов, является наиболее приподнятой осевой частью Тигильского поднятия.

Расположена она в центральной части западного побережья; начало берет на севере в верховье Утхолок и через район верхнего течения Кавран и рек Тихой и Быстрой уходит на юг к верховьям Белоголовой и Морошечной, постепенно изменяя север-северо-восточное простирание на меридиональное.

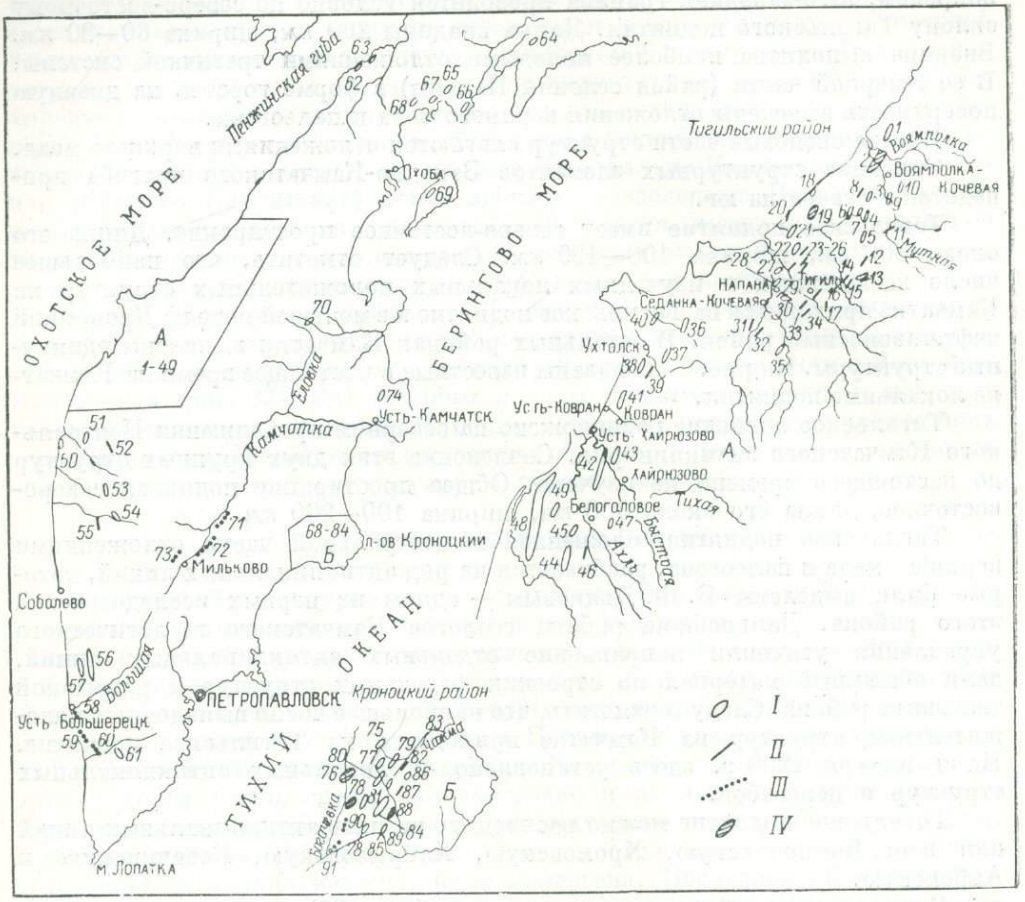


Рис. 34. Обзорная карта локальных поднятий.

I — антиклинальные структуры: *1* — Какертская, *2* — Воямпольская, *3* — Эталонская, *4* — Верхне-Россошинская, *5* — Пограничная, *6* — Россошинская, *7* — Северная, *9* и *10* — Ичатунские, *13* — Луковая, *18* — Точилинская, *19* — Хромовская, *21* — Западно-Аманинская, *22* — Гаванская, *27* — Чекановская, *28* — Напанская, *30* — Конгломератовая *35* — ручья Второго, *36* — Улевенейская, *37* — Пухлинская, *38* — Мысмонт, *40* — Утхолокская, *41* — Кавранская, *42* — Хайрюзовская, *43* — Лухлинская, *44* — Белоголовая, *45* — Кьюлаваямская, *47* — Ахлинская, *48* — Амбонская, *49* — Калаваямская, *50* — Кисунская, *51* — Сопочная, *53* — Тыркачинская, *54* — Облуковинская, *56* — Кихчикская, *57* — Уткинская, *61* — Саванская, *62* и *63* — Пенжинские, *64* — Тылговаямские, *65* — Альховаямская, *67* — Игнаваямская, *68* — Валоваямская, *69* — Карагинские, *70* — Озерновская, *74* — п-ова Камчатского мыса, *75* — Мало-Чажминская, *76* — Богачевская, *77* — Тюшевско-Ивановская, *78* — Двухлагерная, *79* — Александровская, *80* — Крутая, *81* — Ольгинская, *84* — Конусная, *85* — Татьянинская, *86* — ручья Ключ Тасин, *88* — Волчинская, *89* — Усть-Ольгинская.

II — антиклинальные перегибы: *8* — Кангорский, *11* — Ялын, *12* — Ткера, *14* — Большой Кешимский, *15* — Малый Кешимский, *16* — Дальний, *17* — Шадринский, *20* — Прибрежный, *23—26* — Кипинская группа, *29* — Опаленский, *31* — Ланоч, *32* — ручья Прямого, *33* и *34* — Латаевские, *39* — Северо-Мысмонтский, *46* — Юнкетоваямский, *52* — Ушхинский, *55* — Верхне-Крутогоровский, *82* — ручья Осыпь, *83* — р. Таловой, *87* — р. Оленьей.

III — гравитационные максимумы, предположительно связанные с антиклинальными поднятиями: *58* — Большерецкий, *59* — Тундряный, *60* — Мало-Ипельский, *71* — Долиновский, *72* — Кирганикский, *73* — Мильковский, *90* — горы Круглой, *91* — Приморский.

IV — площади буровых работ.

Можно предполагать, что Хайрюзовская антиклинальная линия при приближении к Центральному Камчатскому антиклинорию погружается. Эта зона по сравнению с другими зонами Тигильского поднятия менее изучена.

Наиболее приподнятая часть Ковачинской антиклинальной линии начинается на севере от мыса Омгон и прослеживается в юг-юго-западном напра-

влении через среднее течение рек Сыстола, Квачины, Утхолока, Каврана, Хайрюзовой, Белоголовой и Морошечной. Эта антиклинальная линия, постепенно погружаясь, переходит в восточное крыло Большерецкой впадины.

В пределах Ковачинской зоны известно более 10 структур; некоторые из них еще не изучены. В северной части зоны (мыс Омгон, р. Спаток и др.) структуры сложены верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Этими же отложениями представлены Улевенейская и Кавранская структуры, а также и другие безымянные структуры рек Квачины и Утхолок. Южнее

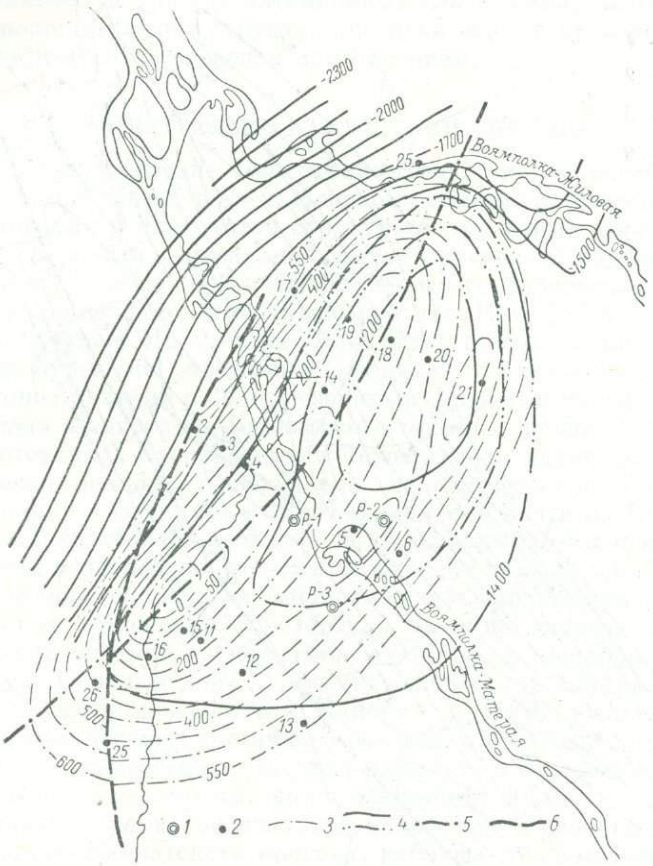


Рис. 35. Структурная карта сводовой части Воямпольской антиклинали по материалам В. В. Вороновой и Е. В. Паниной.

1 — роторные скважины; *2* — структурно-картировочные колонковые скважины; *3* — изогипсы подошвы первого опорного горизонта (наблюдаемые и предполагаемые); *4* — изонормали условного сейсмического горизонта; *5* — ось антиклинали по данным бурения; *6* — линия сброса.

р. Кавран структуры сложены нижне-среднемиоценовыми породами (Хайрюзовская, Лухлинская, Белоголовская и др.).

Эти антиклинальные линии разделяются глубокими синклиналями, в ядрах которых залегают плиоценовые отложения. Северные ветви Воямпольской и Хромовской зон разделяет Этолонско-Кипинская синклиналь; Хромовская и Хайрюзовская линии разделены синклиналью р. Черной; Хайрюзовская и Ковачинская зоны разделяются крупным разломом, вдоль которого располагаются более мелкие синклинали, сложенные в ядрах среднемиоценовыми или кавранскими отложениями (Альчинская синклиналь). От описанных выше структур наиболее резко отличается Амбонская антиклинальная линия, которая как бы врезается с севера в центральную часть Большерецкой впадины. От остальных линий Тигильского поднятия она

отделяется сквозной Калаваянской синклинальной зоной, сложенной в ядре плиоценовыми отложениями.

В строении Тигильского поднятия можно отметить следующие особенности.

1. Максимальное развитие палеогеновых отложений всей Западной Камчатки, где они характеризуются наибольшей мощностью и наиболее глубоководным составом осадков.

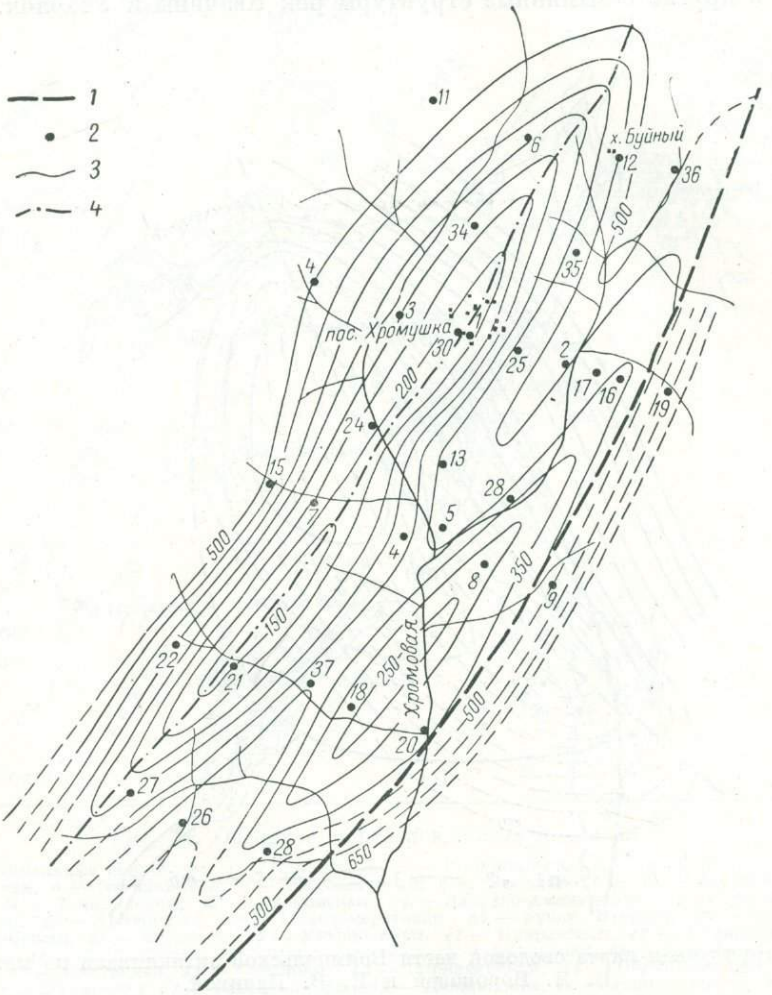


Рис. 36. Структурная карта Хромовской площади по кровле тигильской серии. (Составил С. Г. Панков.)

1 — дизъюнктивные нарушения; *2* — пробуренные колонковые скважины; *3* — изогипсы структурной карты; *4* — ось антиклинали.

2. Присутствие палеонтологически доказанных палеоцен-верхнемеловых (датских) отложений, наблюдаемая неполная мощность которых превышает 1500 *м*.

3. Несогласие в пределах Тигильского поднятия (Амбонская антиклинальная линия) между палеоцен-датскими и эоцен-олигоценовыми отложениями с проявлением на их границе фазы складчатости и вулканизма.

4. Наибольшие тектонические напряжения третичных складчатых фаз (Хайрюзовский и Утхолокский районы).

5. Изменение направления структуры региональных разломов Тигильского поднятия на широте р. Кавран с север-северо-восточного в северной части на меридиональное в южной.

6. Отклонение осей отдельных структур относительно осей простирания антиклинальных линий к северо-востоку на 10—15°, способствующее возникновению кулисообразных чередований.

Большерецкая впадина занимает самую южную часть Западно-Камчатского прогиба и ограничивается на севере юго-западным склоном Тигильского поднятия. Большая часть прогиба перекрыта мощным покровом четвертичных отложений. На севере и западе коренные отложения третичной системы занимают примерно 1/3 впадины. Общее простирание ее близко к меридиональному. Впадина изучается геофизическими методами разведки. Уже выявлено восемь поднятий и три гравитационных максимума, интерпретируемых в качестве положительных структур, но пока еще не проверенных другими методами геофизической разведки или бурением.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

Тектоническое строение Центрально-Камчатского прогиба можно рассматривать лишь в общих чертах. Непосредственные наблюдения за характером напластования и складчатой структурой третичных пород проводились только для северной и центральной частей прогиба. О глубинном строении южной части прогиба можно судить по данным геофизических исследований, которые проводились здесь в небольшом объеме. Цель работ — поиски нефтегазоносных структур. Ни одна из выявленных геофизических аномалий еще не проверена буровыми работами и о природе их можно судить только на основании сопоставлений с более северными районами прогиба.

В пределах Центрально-Камчатского прогиба, начиная с севера, выделяются Олюторская, Озерновская и Козыревская впадины.

Олюторская впадина расположена непосредственно к северо-востоку от залива Анапки и вытянута в этом направлении почти на 100 *км*. Ширина ее около 40 *км*. Наиболее прогнутая часть выполнена отложениями неогена, из-под которых в периферийных частях выходят палеогеновые образования. Вдоль бортов она осложнена крупными дизъюнктивными нарушениями. В геологическом отношении Олюторская впадина изучена крайне слабо.

Озерновская впадина расположена в бассейне р. Озерной, севернее вулкана Шевелуч. Она выделяется по синклинальному залеганию различных напластований третичной системы. Наиболее прогнутая часть ее слагается самыми молодыми частями третичного разреза, а бортовые ее части сложены низами неогена и палеогеном. Впадина вытянута в северо-восточном направлении. Длина ее более 100 *км*, ширина достигает 60 *км*.

В пределах Озерновской впадины, занимающей небольшую срединную часть Центрально-Камчатского прогиба, наблюдаются умеренно складчатые третичные отложения. Простирание складок северо-восточное, близкое к меридиональному. Размеры и форма отдельных структур почти не изучены. В разрезах по рекам Маимля, Кельмень и другим зафиксирован ряд перегибов антиклинального типа; наклон пластов на крыльях этих структур обычно не превышает 10—20° и резко возрастает (до 50—60°) вблизи разрывных нарушений. Размеры отдельных антиклинальных перегибов по короткой оси (в субширотном направлении) достигают 5—6 *км*.

Общим для всего Центрально-Камчатского прогиба является, по-видимому, резко несогласное залегание верхнемиоцен-плиоценовых отложений (кавранская серия) на более древних, что отчетливо наблюдается в Озерновской впадине. Это несогласие прослеживается здесь как в центральной части впадины (В. Н. Винюков, 1949 г.), так и на периферии ее в предгорьях Срединного Камчатского хребта (Ю. В. Жегалов, 1955 г.). Региональное проявление указанного несогласия на всей территории Камчатки позволяет достаточно уверенно говорить о проявлении его на всей территории Центрально-Камчатского прогиба.

Более северная часть Центрально-Камчатского прогиба почти целиком скрыта водами Берингова моря и пролива Литке. Выходы третичных пород

на побережье пролива Литке имеют умеренно складчатое сложение, практически не отличающееся от структуры Озерновской впадины.

Козыревская впадина условно выделяется в южной части Западно-Камчатского прогиба, между широтой вулкана Шевелуч на севере и селом Долиновка в верховье р. Камчатки. Эта впадина выполнена четвертичными отложениями. В гравитационном поле ей соответствует резко выраженный минимум силы тяжести. Весьма характерно, что предполагаемой наиболее прогнутой части впадины отвечает зона магнитного минимума. Это позволяет предполагать, что на значительной ее части в разрезе отложений, участвующих в ее строении, вулканогенные образования основного ряда отсутствуют или принимают незначительное участие. Бортовые части впадины осложнены крупными разломами, поэтому здесь и отмечается широкое развитие вулканизма. Особенно четко крупное дизъюнктивное нарушение прослеживается вдоль юго-восточного борта Козыревской впадины. Вполне возможно, что в дальнейшем здесь будут обнаружены поперечные нарушения северо-западного простирания. Такого типа нарушения фиксируются, в частности, в группе ключевских вулканов. Козыревская впадина в длину вытянута больше чем на 200 *км* и в ширину 80—100 *км*. Простирание впадины северо-восточное.

В пределах Центрально-Камчатского прогиба выявлено несколько антиклинальных складок и положительных гравитационных аномалий, описание которых приведено в разделе «Локальные поднятия».

Следует отметить, что зона Центрально-Камчатского прогиба по тектоническому строению выгодно отличается от Восточно-Камчатского. Если в последней пликативные дислокации третичных пород характеризуются изоклинальными и опрокинутыми складками с массой разрывных нарушений, то для третичных образований Центрально-Камчатского прогиба характерна более спокойная складчатость брахиантиклинального типа; разрывная тектоника проявилась здесь значительно слабее. Поэтому Центрально-Камчатский прогиб более интересен в отношении нефтеносности, чем Восточно-Камчатский.

ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКИЙ ПРОГИБ

Этот прогиб выделяется вдоль Тихоокеанского побережья Камчатки. На северо-западе он ограничен Восточно-Камчатской зоной поднятий, а на юго-востоке в значительной своей части погружен под воды Тихого океана. В состав этого прогиба входит большая часть территорий, примыкающих с запада к Шипунскому и Камчатскому и Кроноцкому полуостровам. К этому же прогибу относится восточная часть о. Карагинского, к северо-востоку от которого этот прогиб опускается под воды Берингова моря и Олюторского залива. Дальнейшее продолжение этого прогиба фиксируется к северо-востоку от побережья Олюторского залива далее в сторону Корякского нагорья уже за пределами Камчатского полуострова. Крайние восточные части Шипунского и Камчатского полуостровов относятся к предполагаемой единой зоне поднятий, которая в нашем представлении ограничивала Восточно-Камчатский прогиб с юго-востока. Эта зона поднятий в антропогене возможно опустилась ниже уровня вод Тихого океана. Упомянутые выше поднятия Шипунского и Камчатского полуостровов в данном случае рассматриваются в качестве останцев некогда единой зоны поднятий отрогов Алеутской дуги, в строении которой, видимо, основную роль играли отложения палеогена и меловой системы.

Основные работы в этом прогибе были сосредоточены в Кроноцком районе в связи с проведением поисково-разведочных работ на нефть на площади выхода нефти в верховье р. Богачевки.

Тектоническое строение третичных отложений Кроноцкого нефтегазоносного района окончательно не выяснено.

Первая общая схема тектоники восточного побережья Камчатки принадлежит Л. А. Гречишкину (1933 г.). По его представлениям основным

элементом тектоники является большой разрыв типа надвига — шарьяж, протягивающийся почти на 200 *км* от села Нижне-Камчатск к югу до р. Тюшевки. Этим надвигом обусловлен почти повсеместный тектонический контакт между отложениями богачевской свиты (по стратиграфической схеме Л. А. Гречишкина) и более молодыми образованиями.

Для разновозрастных отложений Л. А. Гречишкин устанавливает различные формы складчатости.

Наиболее интенсивно дислоцированной является богачевская свита, для которой характерны повсеместно проявляемые раздробленность и перемятость пород, наличие многочисленных плоскостей скольжения и брекчий трения. В целом богачевской свите присуще развитие небольших крутых складок северо-восточного и юго-западного направлений, имеющих тенденцию к запрокидыванию на юго-восток, реже (Богачевская складка) на северо-запад и осложненных разрывами и надвигами.

Залегающая выше кроноцкая свита в связи с наличием мощных базальтовых покровов, придающих ей жесткость, обладает большей сопротивляемостью тектоническим усилиям. Здесь образованы пологие и плавные складки северо-восточного — юго-западного и северо-западного — юго-восточного простираний с углами падения на крыльях 5—12°. Широко развиты дизъюнктивные нарушения в виде сбросов север-северо-западного и запад-северо-западного направлений.

Относительно слабо (по сравнению с богачевской) дислоцированы отложения тюшевской свиты. Для последней характерны пологие и широкие антиклинали северо-восточного и меридионального простираний, имеющие углы падения на крыльях 5—15°, редко достигающие 40—50°. Складки осложнены мелкими нарушениями в виде гофрировки слоев вторичной складчатости и сбросов. Напряженность складчатости тюшевских отложений возрастает по мере движения в глубь полуострова, где богачевская и тюшевская свиты дислоцированы одинаково.

М. Ф. Двали (1937—1938 гг.), основываясь на свои стратиграфические представлениях, иначе характеризует тектоническое строение района. Он выделяет две зоны — северо-западную, относительно менее приподнятую, где преимущественно распространены отложения богачевской свиты, и юго-восточную, где развиты отложения тюшевской свиты.

В пределах северо-западной зоны устанавливаются брахискладки с относительно пологими крыльями. Наблюдающиеся крутые углы падения пород М. Ф. Двали связывает с мелкой вторичной складчатостью и гофрировкой слоев.

Юго-восточную зону он расчленяет на две части — северную и южную, которые разделены крупным сбросом северо-восточного простирания. Для северной части зоны характерна интенсивная складчатость; складки сжатые, вытянутые, углы наклона крыльев крутые до вертикальных. Складки обнаруживают тенденцию к запрокидыванию на юго-восток. Широко развиты здесь разрывы, причем простирание наиболее крупных разрывов совпадает с направлением складчатости.

В южной части зоны наблюдаются сравнительно крупные пологие антиклинали и синклинали с углами падения на крыльях менее 40°. По мере приближения к области распространения кроноцкой свиты и, повидимому, в пределах этой области углы падения сокращаются до 4—6°.

Для площади Кроноцкого района характерно развитие разломов и подвижек по ним. Наиболее значительный из разломов, имеющий северо-западное — северо-восточное простирание, отделяет северо-западную зону от юго-восточной. К северо-западу от него проходит другой крупный разлом. По этим двум разломам опустилась заключенная между ними мульда, сложенная породами богачевской свиты.

Л. П. Грязнов (1954 г.) рассматривает тектоническое строение Кроноцкого района как юго-восточное крыло крупного антиклинория, сложенного отложениями богачевской свиты. Осевая линия антиклинория вероятно

проходит вблизи современных вулканов — Кроноцкий, Шмидта и Гамчен, где в ядрах антиклиналей на поверхность выходят наиболее древние отложения богачевской свиты. Образования тюшевской свиты, приуроченные к области Кроноцкого перешейка, выполняют здесь узкий прогиб в отложениях богачевской свиты. Все третичные отложения смяты в складки общего северо-восточного направления, причем интенсивность дислоцированности заметно сокращается при переходе от древних отложений к молодым (тюшевская свита).

И. Б. Плешаков и Д. С. Несвит (1957 г.) несколько иначе характеризуют тектонику Кроноцкого района. По их представлениям формирование третичных отложений района происходило в условиях интрагеосинклинального бассейна. Зона максимального прогибания интрагеосинклинали совпадает с областью Кроноцкого перешейка, где третичные отложения имеют максимальную мощность. По обе стороны от этой полосы (Богачевская зона на северо-западе и Кроноцкий полуостров на юго-востоке) третичные отложения лишены флишевого строения, обогащены крупнообломочными, более прибрежными, возможно континентальными породами и несут на себе черты перехода от интрагеосинклинальных условий к геоантиклинальным (Восточно-Камчатский геоантиклинорий — хребты Валагинский и Кумроч, и какой-то прибрежный геоантиклинорий, «представляющийся пока проблематичным образованием, несмотря на свою реальность»).

Третичные отложения района смяты в линейные складки северо-восточного простирания, образующие в совокупности так называемый Тюшевский синклинорий. Наиболее прогнутая зона Тюшевского синклинория совпадает с областью Кроноцкого перешейка (Ракитинская синклиналь). Тюшевский синклинорий имеет асимметричное строение. Его северо-западное крыло является более крутым и интенсивно складчатым, а юго-восточное пологое и слабодислоцированное.

Интенсивно-складчатое северо-западное крыло осложнено региональным крутопадающим на северо-запад надвигом (надвиг Гречишкина), имеющим большую протяженность и амплитуду. По этому надвигу складчатое северо-западное крыло Тюшевского синклинория разделено на две различные тектонические зоны — Богачевскую и Ольгинскую. Богачевская, тектонически более приподнятая зона характеризуется интенсивной складчатостью и развитием разрывных дислокаций типа надвигов и сбросов. В пределах Ольгинской зоны складки имеют сравнительно простое строение, лишь местами усложненное запрокидыванием слоев и разрывами.

Богачевская зона рассматривается как часть какого-то антиклинория (возможно, Восточно-Камчатского), надвинутого (по надвигу Гречишкина) на северо-западное крыло Тюшевского синклинория (Ольгинская тектоническая зона).

Близкую по содержанию схему тектоники района приводит Г. М. Власов (1959 г.). Рассматривая территорию Камчатки как звено в системе островных дуг Тихого океана, он выделяет территорию Восточной Камчатки в качестве внешней складчатой дуги и расчленяет ее с запада на восток на четыре тектонические подзоны: Центрально-Камчатский прогиб, Восточно-Камчатский антиклинорий, Восточно-Камчатский прогиб и Вулканическую зону п-вов Шипунского, Кроноцкого, Камчатского и др.

Кроноцкий район попадает при этом в пределы Восточно-Камчатского прогиба. Возраст Восточно-Камчатского прогиба по Г. М. Власову определяется как палеоген — нижнемиоценовый. Основным элементом тектоники Восточно-Камчатского прогиба Г. М. Власов считает более молодой (средне- и нижнемиоценовый) Тюшевский прогиб, территориально совпадающий с Тюшевским синклинорием по И. Б. Плешакову и Д. С. Несвит.

За последнее время появились данные, позволяющие уточнить представления о тектоническом строении Кроноцкого района и предложить для него несколько переработанную тектоническую схему. Так, в 1959 г. при осмотре обнажений вдоль Кроноцкого полуострова в крайнем восточ-

ном пункте его (мыс Кроноцкий) был обнаружен слой конгломератов и крупнозернистых песчаников. Отдельные валуны в конгломератах хорошо окатаны и достигают 50—60 *см* в поперечнике. Эти конгломераты по своим внешним признакам можно рассматривать как базальные слои третичного разреза. Источник сноса в третичное время вероятно существовал в области современной прибрежной части Тихого океана. Об этом же говорят большие мощности третичных отложений в районе Командорских островов, где в составе разреза значительное участие принимают эффузивные образования. Указанные материалы подтверждают предположение И. Б. Плешакова о существовании в третичное время зоны поднятий, располагавшейся к востоку от Кроноцкого района.

Материалы гравиметрической съемки позволяют несколько уточнить представления о тектоническом строении Кроноцкого района. Как показали исследования, плотность пород богачевской серии значительно превышает плотность более молодых отложений. При этом условии в зоне развития отложений богачевской серии гравитационное поле должно бы быть более высоким по сравнению с районом развития отложений ольгинской и тюшевской серий, причем минимальные значения гравитационного поля должны были бы фиксироваться в районе Тюшевского синклинория (по И. Б. Плешакову). Фактически в гравитационном поле Кроноцкого района наблюдаются обратные соотношения. Зоне развития отложений богачевской серии соответствует относительный минимум гравитационного поля, а зоне развития отложений ольгинской и тюшевской серий — повышенные значения гравитационного поля. В прибрежной зоне Тихого океана, примыкающей к восточному побережью Камчатки, прослеживается полоса относительного гравитационного минимума. Следовательно, объяснить повышение значений гравитационного поля при прослеживании его от центральных частей Кроноцкого района к береговой линии за счет влияния океанического максимума нельзя. Поэтому можно предположить, что в Кроноцком районе с северо-запада на юго-восток происходят приближение к дневной поверхности тяжелых масс (фундамента) и выклинивание или постепенное сокращение мощности разреза третичных отложений. Поэтому Тюшевский прогиб видимо имеет характер молодого наложенного прогиба.

Таким образом, тектоническое строение Кроноцкого района определяется положением его в пределах Восточно-Камчатского прогиба, ограниченного на западе горстовыми поднятиями Восточно-Камчатской зоны поднятий, а с востока побережьем Тихого океана.

Третичные отложения, принимающие участие в строении прогиба, сложены в складки общего северо-восточного простирания. Степень интенсивности тектонических напряжений (а следовательно, и сложность строения складок) сокращается здесь по мере удаления от горстовых поднятий.

В связи с этим в пределах Кроноцкого района можно выделить ряд участков, т. е. зон, характеризующихся различным тектоническим строением. Намечаются следующие тектонические зоны: Северо-западная (Богачевская), территориально совпадающая с областью преимущественного распространения пород богачевской серии, Центральная (Ольгинская), где на дневную поверхность выведены более молодые отложения, и Восточная (Кроноцкая).

Северо-западная зона соответствует Богачевской тектонической зоне И. Б. Плешакова, а Центральная — Ольгинской (рис. 37). Граница между этими зонами проходит по крупному региональному тектоническому разлому (возможно, типа надвига).

В Восточную (или Кроноцкую) тектоническую зону выделен Кроноцкий полуостров, характеризующийся своеобразием тектонического строения, обусловленным присутствием в разрезе мощных эффузивных толщ.

Следует отметить, что упомянутые тектонические зоны в той или иной форме выделяются всеми исследователями Кроноцкого района. Более деталь-

ная характеристика их приведена ранее при описании тектонических схем различных авторов.

К настоящему времени в Кроноцком районе выявлено около 20 локальных антиклинальных поднятий и гравитационных максимумов.



Рис. 37. Схематическая тектоническая карта Восточной зоны. (Составлена по материалам Л. П. Грязнова, В. В. Ковалева, Д. С. Несвит, Б. И. Плешакова и данным буровых работ, 1959 г.).

1 — тектонические нарушения; *2* — региональные разломы; *3* — гравиметрические ступени; *4* — ось антиклинальных структур; *5* — гравиметрические максимумы. Тектонические зоны: *6* — Богачевская, *7* — Ольгинская, *8* — Кроноцкая.

СРЕДИННО-КАМЧАТСКАЯ И ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКАЯ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ

В тектоническом отношении эти зоны поднятий изучены крайне недостаточно. Срединно-Камчатская зона поднятий в ее южной части представлена Камчатским Срединным массивом древних образований, характер которых рассмотрен в разделе «Стратиграфия».

Внутренняя структура этого массива весьма сложна и мало изучена. Породы, участвующие в ее строении, интенсивно метаморфизованы. В составе Срединного массива, помимо осадочных образований, большую роль играют гранитоиды различного возраста. Весь массив интенсивно разбит дизъюнктивными нарушениями. Срединный Камчатский массив вытянут в меридиональном направлении на 240 *км* при ширине до 50 *км*. Южное и северное окончания массива скрыты под покровом осадочных отложений. На тектонической схеме Камчатки Срединный массив включен в состав Срединно-Камчатской зоны поднятий. Вполне возможно, что Срединный

массив от северного окончания прослеживается дальше в меридиональном направлении и фактически образует древний фундамент Тигильского поднятия или его наиболее приподнятую сводовую часть. Этот район пока слабо изучен; как указывалось выше, этот массив включен в единую зону поднятий, которая протягивается с севера на северо-восток через всю Камчатку. Эта зона фиксируется в ряде пунктов выходами палеогена, а в крайней северо-восточной части выходами верхнего мела. Большая часть зоны перекрыта молодыми лавовыми покровами. Структура ее изучена крайне слабо. Вдоль юго-восточного борта Срединно-Камчатской зоны поднятий прослеживается крупный разлом глубинного типа, с которым тесно связано образование позднетретичной — раннечетвертичной и возможно раннетретичной — верхнемиоценовой цепи вулканов. Наличие этого разлома является косвенным доказательством существования рассматриваемой зоны поднятий, поскольку такого типа дизъюнктивные нарушения часто развиваются вдоль их крыльев. В представлении В. Г. Васильева рассматриваемая зона поднятий возможно окажется уступообразно приподнятым краем Западно-Камчатского прогиба, с юго-востока оборванного упомянутым выше разломом; заложение этого разлома нужно относить, по-видимому, к третичному времени. К юго-востоку от разлома развивался крупный прогиб, отвечающий современным Центрально-Камчатскому и Восточно-Камчатскому прогибам. В наиболее прогнутой части этого прогиба произошло выжимание частей фундамента в виде горстовых поднятий верхнего мела и, по-видимому, палеогена, образующих цепь поднятий северо-восточного простирания (Восточно-Камчатская зона поднятий). На горстовый характер этих поднятий впервые указал М. Ф. Двали. Возникновение зоны поднятий в процессе формирования прогиба привело к разобщению последнего на две ветви, именуемых в настоящее время Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский прогибы. Восточно-Камчатская зона поднятий с северо-запада и юго-востока возможно ограничивается зонами разлома, с которыми связано образование современных вулканических поясов. Внутренняя структура рассматриваемой зоны поднятий изучена слабо. В связи с интенсивной дислоцированностью пород установлено, что эта зона осложнена большим количеством дизъюнктивов.

ЛОКАЛЬНЫЕ ПОДНЯТИЯ

Наиболее изученной территорией Камчатского полуострова являются Тигильский и Кроноцкий районы. Поэтому наибольшее число локальных поднятий, с которыми могут быть связаны нефтяные месторождения, приходятся на эти районы.

На остальной площади развития осадочных третичных отложений известны пока что единичные структуры и отдельные прямые признаки нефтеносности, установленные в основном маршрутными или мелкомасштабными исследованиями.

На обзорную карту расположения локальных поднятий (рис. 34) нанесены все антиклинальные структуры, сложенные третичными осадочными породами, а также антиклинальные перегибы, в районе которых могут быть установлены структуры, перспективные для поисков нефти и газа. Кроме того, для районов развития мощных толщ четвертичных осадков на карту нанесены гравитационные максимумы, предположительно связанные с локальными поднятиями в третичных отложениях.

Ниже приведено описание основных структурных регионов, перспективных на нефть. Нумерация на карте соответствует нумерации в тексте.

Западно-Камчатский прогиб

1. Какертская структура расположена по р. Какерток, впадающей в Охотское море, в 15 *км* к северо-востоку от Усть-Воямполки. Впервые она была установлена Б. Ф. Дьяковым в 1932 г. при маршрутных геологических исследованиях.

В 1934 г. Н. М. Маркиным была проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000. По данным этой съемки свод структуры сложен породами жиловой свиты ковачинской серии, крылья — отложениями воямпольской и низов кавранской серий. Угол падения северо-западного крыла 35—40°, юго-восточного крыла 15—20°. Размеры структуры по отложениям жиловой свиты 12 × 3 *км*.

В 1957 г. Н. М. Маркин отнес жиловую свиту к неогену и показал в своде структуры отложения воямпольской серии.

2. Воямпольская структура находится в нижнем течении Воямполки, в 13 *км* от ее устья. Выявлена она Б. Ф. Дьяковым в 1932 г. при маршрутных геологических исследованиях. На этой площади в 1933—1934 гг. были проведены электроразведочные работы А. М. Шайдеровым, геологическая съемка Б. Ф. Дьяковым, структурно-картировочное бурение (1953—1955 гг.), глубокое разведочное бурение (1952—1956 гг.) и сейсморазведка (1956—1957 гг.).

Воямпольская структура представляет собой крупную асимметричную брахиантиклиналь север-северо-восточного простирания. Размеры структуры 25 *км* на 15 *км*. Угол падения северо-западного крыла 20—30°, юго-восточного крыла 5—8°.

По данным Б. Ф. Дьякова сводовая часть структуры сложена породами корновской свиты ковачинской серии. Разведочная скв. Р-2 (глубина 2070 *м*) вскрыла отложения тигильской серии на отметке 1287 *м* под 10-метровым прослоем плагиоклазового порфирита; подошва серии не была вскрыта. Скв. Р-3 (глубина 2310 *м*) в интервале 1375—1710 *м* вскрыла эффузивные породы (плагиоклазовые порфириты), ниже — отложения тигильской серии и на глубине 2280 *м* — отложения верхнего мела.

Н. М. Маркин и К. А. Миронов (1957 г.) считают, что свод Воямпольской структуры сложен породами воямпольской серии (верхнекорновская свита, нижний миоцен); границу между воямпольской и ковачинской сериями они проводят по подошве пачки песчаников и алевролитов, использованной при структурном колонковом бурении в качестве первого опорного горизонта; граница между ковачинской и тигильской сериями проводится по кровле эффузивов, вскрытых скважинами.

Е. П. Кленов (1959 г.) соглашается с тем, что свод Воямпольской структуры сложен отложениями низов миоцена (воямпольская серия), и предполагает, что мощность их весьма значительная и по скважинам они прослеживаются до кровли эффузивов (1300—1400 *м*). Ниже эффузивного комплекса залегают палеогеновые отложения (без дальнейшего уточнения, поскольку руководящей фауны в них не обнаружено).

Сейсморазведкой установлено резкое несоответствие структурных планов по верхним и глубоким горизонтам. При этом в третичных отложениях зафиксировано три условных сейсмических горизонта. По данным Е. В. Паниной первый условный горизонт относится к верхней части ковачинской серии, второй — примерно к кровле тигильской серии, третий находится в тигильской серии. Структура по первому горизонту в общих чертах совпадает с данными геологического картирования и структурно-колонкового бурения. По второму условному сейсмическому горизонту сводовая часть структуры смещается на северо-восток примерно на 6 *км*. Такое значительное смещение свода не может быть объяснено только за счет асимметричного строения структуры и позволяет предполагать наличие углового несогласия между ковачинской и тигильской сериями. По Е. П. Кленову это несогласие приурочено к границе палеогена и неогена.

3. Эталонская структура расположена в верховьях р. Эталоны. Выявлена она Е. П. Кленовым в 1954 г. при проведении геологической съемки. Южная периклиналь структуры дополнительно изучена им.

Структура сложена породами воямпольской серии. Представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания. Угол падения восточ-

ного крыла 15—20°, западное крыло более крутое (15—30°) и осложнено рядом нарушений северо-восточного простирания. Размеры структуры не установлены.

4. Верхне-Россошинская структура расположена в верхнем течении Россошины, правого притока Аманиной. Выявлена в 1954 г. при проведении геологической съемки Е. П. Кленовым. В 1954 г. южная периклиналь структуры была покрыта геологической съемкой.

Структура сложена породами воямпольской серии. Ось складки в южной части имеет юго-восточное — северо-западное направление, в северной части почти меридиональное. Размеры структуры по кровле нижнеаргиллитового горизонта 2,7 × 1,5 *км*. Углы наклона восточного крыла пологие; западное крыло более крутое (35—40°) и осложнено незначительным нарушением.

5. Пограничная структура расположена в верховье р. Пограничной (левый приток Россошины). Впервые установлена в 1954 Е. П. Кленовым при проведении геологической съемки.

В 1954 г. Е. П. Кленовым на площади этой структуры была проведена геологическая съемка.

По своему строению — это брахиантиклиналь с размерами по своду 1,5 × 2 *км*. В ядре выходят породы нижнеаргиллитового горизонта воямпольской серии; залегают они в виде двух ступеней с крутыми (30—35°) северо-восточными крыльями и пологими (15—25°) юго-западными. Складка осложнена дизъюнктивными нарушениями.

6. Россошинская структура находится в среднем течении р. Россошины. Впервые была установлена в 1953 г. В. П. Вдовенко и Н. Я. Будниковым. В 1954 г. Е. П. Кленовым была проведена геологическая съемка. Структура представляет брахиантиклиналь, сложенную в ядре породами нижнеаргиллитового горизонта воямпольской серии. Площадь структуры по этому горизонту 5,5 × 2 *км*. Общее простирание складки меридиональное. Углы падения западного крыла 15—20°, восточного крыла в своде 10—15°, далее на восток увеличиваются до 60—70°. Свод пологий и осложнен синклинальными прогибами.

7. Северная структура находится в бассейне р. Северной, в 1,5 *км* к северо-востоку от Россошинской структуры.

На ее площади в 1953 г. В. П. Вдовенко и Н. Я. Будниковым, а в 1954 г. Е. П. Кленовым проведены геологические съемки.

Северная структура отделена от Россошинской узкой синклиналью, имеет узкий свод и вытянутую форму с крутыми (до подвернутых) крыльями. Угол падения западного крыла 25—30°, восточного крыла 60—80°. Сложена она отложениями воямпольской серии.

8. Кангорский антиклинальный перегиб расположен в верховьях правого безымянного притока р. Кангора, в 4 *км* западнее Этолонской структуры. Выявлен маршрутными исследованиями К. М. Севостьянова в 1954 г. Антиклинальный перегиб зафиксирован в отложениях воямпольской серии.

9—10. Ичатунские структуры расположены в бассейнах рек Воямполки и Матерой к юго-востоку от села Воямполка-Кочевая. Одна структура находится в нижнем течении Атьавай, вторая — на юг-юго-западе по р. Воямполке. Установлены структуры в 1954 г. К. М. Севостьяновым.

Структуры представляют небольшие антиклинальные перегибы в пределах Ичитунской моноклинали. В строении структур принимают участие отложения кавранской серии. В ядрах выходят конгломераты, песчаники и ракушняки, залегающие в низах серии (нижнекакертская свита по К. М. Севостьянову). Углы падения пород на восточных крыльях составляют 40°, на западных крыльях достигают 10—20°. Простирание структур север-северо-восточное. Размеры сводовой части по длинной оси 4—5 *км*, по короткой 2—3 *км*.

11. Антиклинальный перегиб Яалын находится севернее г. Яалын, в верхнем течении Воямполки и Матерой. Установлен в 1953 г. В. П. Вдовенко и Н. Я. Будниковым.

Антиклинальный перегиб фиксируется в отложениях кавранской серии и имеет северо-восточное простирание. Угол падения крыльев колеблется в пределах 10—20°. К северо-западу от антиклинального перегиба установлен гравитационный максимум.

12. Антиклинальный перегиб Ткера расположен в верхнем течении Левой Ткеры (приток р. Воямполки), в 1 *км* к северо-западу от высоты 294 *м*. Выявлен он в 1954 г. К. М. Севостьяновым. Этот перегиб установлен в породах воямпольской серии. Угол падения юго-восточного крыла колеблется от 8 до 25°.

13. Луковая структура находится в верховье р. Аманиной, северней левого притока р. Луковой. Выявлена в 1954 г. К. М. Севостьяновым. В ядре выходят отложения тигильской серии, на крыльях — ковачинской и воямпольской серий. Размеры свода структуры 5 × 1,5 *км*. Северная периклиналь осложнена нарушениями. Угол падения восточного крыла 30—45°, западного крыла 15—20°. В периклинальных частях имеется несколько мелких интрузий.

14. Большой Кешимский антиклинальный перегиб находится в верховье р. Аманиной (правый приток Большого Кешима). Выявлен в 1954 г. К. М. Севостьяновым.

Антиклинальный перегиб зафиксирован в отложениях ковачинской серии. Представляет собой складку северо-восточного простирания, по-видимому, диапировую, с интрузивным телом основного состава в ее ядре.

15. Малый Кешимский антиклинальный перегиб находится в 2 *км* юго-восточнее Большого Кешимского перегиба. Выявлен он К. М. Севостьяновым в 1954 г. Сложен породами воямпольской серии. Угол падения пород на крыльях около 15°. По-видимому, это небольшое осложнение на юго-восточном крыле Большой Кешимской структуры.

16. Антиклинальный перегиб Дальний находится в низовье ручья Дальнего, в 3 *км* восточнее села Тигиль. Выявлен в 1953 г. Е. П. Кленовым, установлен в отложениях ковачинской серии.

17. Шадринский антиклинальный перегиб находится по р. Шадриной (правый приток Тигиля), в 9 *км* к востоку от села Тигиль. Выявлен в 1953 г. Е. П. Кленовым. Антиклинальный перегиб зафиксирован в отложениях напанской свиты тигильской серии, обнажающихся на площади 4—5 $км^2$; к югу от этой площади развиты отложения ковачинской серии.

18. Точилинская структура расположена на побережье Охотского моря, на 35—40 *км* севернее устья р. Тигиль, в северной части Хромовской антиклинальной зоны. Выявлена в 1932 г. Б. Ф. Дьяковым маршрутно-геологическими исследованиями. В 1934 г. М. Ф. Двали на этой площади провел геологическую съемку.

Северная часть структуры находится под уровнем вод Охотского моря. В своде выходят отложения снатольской свиты тигильской серии, на крыльях — ковачинской серии. Размеры сохранившейся части структуры 6 × 1,5 *км*. Свод структуры имеет форму, близкую к коробчатому типу; угол падения сжатых крыльев достигает 60°, западное крыло более крутое. Структура осложнена многочисленными нарушениями.

19. Хромовская структура находится в верховье р. Хромовой в 12 *км* от берега моря. Выявлена и закартирована в 1934 г. М. Ф. Двали. В 1952—1956 гг. на этой площади проведено структурное бурение.

Структура представляет брахиантиклиналь север-северо-восточного — юг-юго-западного простирания и сложена породами ковачинской серии (см. рис. 36). Размеры структуры 6 × 2 *км*. Угол падения восточного крыла колеблется от 12 до 30°, западного крыла 5—6° в северной части и до 35—45° в южной. На восточном крыле намечаются сброс и вторичная

брахиантиклинальная складка. По данным С. Г. Панкова кровля тигильской серии вскрыта частью буровых скважин на глубинах от 250 до 530 *м*.

20. Прибрежный антиклинальный перегиб находится в 7 *км* к западу от Хромовской антиклинали. Установлен маршрутно-геологическими исследованиями в породах воямпольской серии.

21. Западно-Аманинская структура расположена в нижнем течении Аманины, в районе ручья Крутого, к юго-западу от Хромовской антиклинали. На ее площади в 1953 г. Е. П. Кленовым и в 1955 г. К. М. Севостьяновым проведены геологические съемки. Сложена структура породами ковачинской серии. Эта очень узкая брахиоантиклиналь с размерами по длинной оси около 5 *км* и по короткой — около 1 *км*. Углы падения крыльев 50—55°.

22. Гаванская структура расположена в 15 *км* юго-западнее Хромовской антиклинали, в междуречье Тигиль — Аманина. Выявлена в 1934 г. М. Ф. Двали маршрутно-геологическими исследованиями.

В 1937—1938 гг. были проведены электроразведочные работы методом ВЭЗ (А. А. Коржев). В 1955 г. К. М. Севостьяновым проведена геологическая съемка.

В своде структура сложена отложениями снатольской свиты тигильской серии, на крыльях — ковачинской серии. В разрезе присутствуют эффузивы, замещающиеся к юго-западу туфами и туфогенными песчаниками. Размеры структуры 6×2 *км*. Угол падения юго-восточного крыла 40—50°, северо-западного крыла 20—30°. На периклиналях структура имеет ряд вторичных небольших антиклинальных перегибов. Электроразведочными работами на площади структуры установлена крупная аномалия, в центральной части которой зафиксированы повышенные сопротивления, достигающие 80 *ом м*.

23—26. Кипинская группа антиклинальных перегибов расположена юго-восточнее Гаванской структуры, на правобережье Кипины (правый приток р. Тигиля), в нижнем ее течении. Установлена в 1953 г. Е. П. Кленовым.

Антиклинальные перегибы зафиксированы в отложениях тигильской, ковачинской и воямпольской серий.

27. Чекановская структура находится в междуречье Напана и Тигиль, в 8 *км* южнее села Гаванка. Выявлена Б. Ф. Дьяковым в 1939 г. при маршрутных геологических исследованиях.

На этой площади в 1952 г. К. М. Севостьяновым была проведена геологическая съемка.

В ядре структура сложена мезозойскими породами (омгонская толща), на крыльях — отложениями палеогена. Угол падения северо-западного крыла 40°, юго-восточного крыла 20°.

28. Напанская структура расположена в среднем течении Напаны, в 3 *км* севернее села Напана. Установлена Б. Ф. Дьяковым в 1939 г. при маршрутно-геологических исследованиях. В 1952 г. закартирована К. М. Севостьяновым.

Сложена в ядре породами ковачинской серии, на крыльях — воямпольской серии. Размеры структуры 4×2 *км*.

29. Опаленский антиклинальный перегиб находится по р. Опален, в 1 *км* восточнее села Напана. Установлен К. М. Севостьяновым в 1952 г. Перегиб зафиксирован в породах ковачинской серии.

30. Конгломератовая структура находится в среднем течении Половинки (левый приток р. Тигиль). Установлена К. М. Севостьяновым в 1952 г. Представляет собой брахиантиклиналь, в ядре которой выходят породы тигильской серии (хулгунская свита по К. М. Севостьянову). Угол падения крыльев около 25°.

31. Антиклинальный перегиб Ланоч расположен в среднем течении Ланоч (левый приток Напаны), в 6—7 *км* к юго-западу от села Седанка Кочевая. Выявлен К. М. Севостьяновым в 1952 г. Этот перегиб установлен в породах снатольской свиты тигильской серии. Угол падения западного крыла 15°, восточного крыла достигает 30°.

32. Антиклинальный перегиб ручья Прямого находится в 4 *км* восточнее перегиба р. Ланоч и выявлен К. М. Севостьяновым в 1952 г. Представляет собой структурный нос, примыкающий к Напанско-Тигильскому выступу меловых пород. Антиклинальный перегиб сложен отложениями напанской свиты тигильской серии. Наиболее крутое (до 70°) западное крыло структурного носа осложнено, вероятно, нарушениями.

33—34. Латаевские антиклинальные перегибы расположены в междуречье Тигиля и Латаевой, в 3—6 *км* к юго-востоку от села Тигиль. Выявлены они К. М. Севостьяновым в 1952 г. Антиклинальные перегибы северо-восточного простирания установлены в отложениях ковачинской серии.

35. Структура ручья Второго находится в верхнем течении Россошины Напанской и выявлена К. М. Севостьяновым в 1952 г. В своде ее на небольшом участке выходят песчаники тигильской серии; в целом же она сложена породами ковачинской серии. Судя по карте, это брахиантиклиналь с размерами по своду примерно 4 × 6 *км*. В юго-восточной части свода имеется небольшое поле интрузивных образований.

36. Структура Улевенейская находится в районе хребта Улевеней, в среднем течении Квачины. Выявлена Е. П. Кленовым в 1956 г. Представляет собой антиклинальное поднятие северо-восточного простирания. В своде выходят конгломераты хулгунской свиты палеоценового возраста. Размеры структуры 10 × 3 *км*. Угол падения северо-западного крыла 25—45°. Юго-восточное крыло по своду срезано крупным разрывом, по которому отложения низов хулгунской свиты контактируют с верхами снатольской свиты тигильской серии.

37. Пухлинская структура находится в пределах хребта Пухль, между верховьем рек Пухль и Утхолок. Выявлена Г. А. Фисенко в 1956 г. при геологической съемке.

В своде антиклинали выходят породы напанской свиты тигильской серии. Длина складки до 10 *км*. Западное крыло сложено породами снатольской свиты. Углы падения достигают 25—30°. Восточное крыло срезано разрывом с амплитудой смещения более 2000 *м*. Свод структуры и северная периклиналь осложнены многочисленными нарушениями с амплитудой смещения 200 *м* и более.

На северо-восточном продолжении структуры по р. Квачине и ручью Оленьему в отложениях ковачинской серии наблюдается антиклинальный перегиб; углы падения крыльев составляют 20—25°. Является ли этот перегиб продолжением Пухлинской структуры на погружении оси или обособленным антиклинальным поднятием, не установлено. Расстояние от центральной части Пухлинской структуры до ручья Оленьего 20 *км*.

38. Структура Мысмонт расположена в среднем течении Утхолок, в 5 *км* южнее села Утхолок, в пределах хребта Мысмонт. Выявлена Г. А. Фисенко в 1956 г. Это крупная брахиантиклиналь северо-восточного простирания в своде сложена породами напанской свиты тигильской серии, северо-западное крыло ее падает под углом 35—40° и осложнено нарушением северо-восточного простирания. Угол падения восточного крыла 25—30°. Свод структуры осложнен многочисленными нарушениями с амплитудой смещения до 200—300 *м*.

39. Северо-Мысмонтский антиклинальный перегиб находится по р. Утхолок, к северо-востоку от горы Мысмонт, в 6 *км* к юго-востоку от структуры Мысмонт. Выявлен перегиб Г. А. Фисенко в 1956 г.

Породы снатольской свиты (тигильская серия), развитые в районе хребта Мысмонт, на 2 *км* выше устья р. Кувшэс, слагают антиклинальный перегиб северо-восточного простирания, образуя как бы «структурный нос» среди отложений вышележащей ковачинской серии.

40. Утхолокская структура расположена в 12 *км* севернее села Утхолок. Выявлена Е. П. Кленовым в 1956 г. Это брахиантиклинальная складка северо-восточного простирания, размеры ее (по кровле кулувенской свиты воямпольской серии) составляют 9 × 5 *км*. Северо-западное крыло

имеет угол падения до 50—70°. С юго-востока структура ограничена узкой синклиналью и надвигом. В своде структуры выходят породы нижней части утхолокской свиты воямпольской серии.

41. Кавранская структура находится в бассейне рек Рекковая и Мамковаям (притоки р. Кавран), в 5—6 *км* северо-западнее села Кавран. Выявлена Б. Ф. Дьяковым в 1931—1932 гг. Г. А. Фисенко в 1957 г. провел в районе геологическую съемку. В 1959 г. Н. Ф. Данилеско закартировал структуру. Кавранская структура представляет брахиантиклиналь северо-восточного простирания; в ядре она сложена отложениями верхов ковачинской серии, на крыльях — воямпольской серии. Размеры структуры по длинной оси 10—12 *км*, по короткой 3—3,5 *км* (по отложениям ковачинской серии). Западное крыло в южной части осложнено рядом тектонических нарушений; углы падения пород на этом крыле колеблются от 15 до 18°. В зоне нарушения крылья иногда подвернуты. На юго-восточном крыле породы падают под углом 20—30°. Южная переклиналь осложнена дополнительными мелкими складками северо-восточного простирания.

42. Хайрюзовская структура расположена в нижнем течении Хайрюзовой, в 10—12 *км* выше устья. Выявлена она Е. П. Кленовым в 1957 г. В 1959 г. Н. Ф. Данилеско закартировал ее. Представляет собой линейно-вытянутую асимметричную структуру с размерами 23 × 4,5 *км*. В своде сложена нижнемиоценовыми отложениями гакхинской свиты воямпольской серии. Угол падения юго-восточного крыла 25—30°, северо-западного не более 10°. Залегание пород на северо-западном крыле волнистое. Северо-восточная периклиналь переходит в серию надвиговых антиклиналей незначительных размеров. Детальным картированием установлена ундуляция оси структуры.

43. Лухлинская структура расположена в верховье р. Лухли (правый приток р. Хайрюзовой). Выявлена Е. П. Кленовым в 1957 г. Это структура почти меридионального простирания с крутым западным (до 50°) и подвернутым (в опрокинутом залегании до 80°) восточным крыльями. В своде ее обнаружены глауконитовые песчаники подошвы нижнемиоценовой россошинской подсерии воямпольской серии. Размеры структуры 12,5 × 2 *км*.

44. Белоголовская структура расположена в междуречье Белоголовой и Морошечной, несколько восточнее горы Кфиш. Прослеживается она от низовья р. Анавы на север-северо-восток к верховью р. Киппишен. Выявлена она П. А. Коваль в 1959 г.

В своде антиклинали обнажаются отложения утхолокской свиты воямпольской серии, на крыльях — вывентекской свиты. Строение структуры асимметричное: западное крыло имеет общее погружение под углом 20°, восточное — более крутое и осложнено мелкой вторичной складчатостью. Вследствие ундуляции оси антиклиналь имеет как бы два свода. На северном периклинальном погружении структуры наблюдается ряд кулисообразно расположенных поднятий незначительных размеров.

45. Кьюлаваямская структура расположена к западу от истока р. Кьюлаваям (левый приток р. Белоголовой). Установлена П. А. Коваль в 1959 г. Структура сложена отложениями воямпольской серии. Простирание оси структуры северо-восточное. Углы падения крыльев вблизи свода не превышают 20°. Северная периклиналь выражена отчетливее южной; на южном продолжении ось структуры фиксируется небольшим антиклинальным перегибом, осложняющим западное крыло Белоголовской структуры.

46. Юнкетваямский антиклинальный перегиб расположен в истоке р. Юнкетваям (левый приток р. Белоголовой). Выявлен он П. А. Коваль в 1959 г. Антиклинальный перегиб зафиксирован в отложениях вивентекской свиты воямпольской серии. Углы падения крыльев колеблются от 25 до 45°.

47. Ахлинская структура расположена в нижнем течении р. Ахль (правый приток Белоголовой), на 14 *км* выше устья. Выявлена она П. А. Коваль в 1959 г. В ядре структуры выходят палеоценовые отложения хулгунской свиты (улевенейская серия по Е. П. Кленову), по периферии —

эоцен-олигоценовые отложения тигильской и ковачинской серий. Между отложениями палеоцена и эоцен-олигоцена зафиксировано угловое несогласие. Размеры сводовой части структуры по отложениям хулгунской свиты 2 × 1 *км*. Углы падения пород в своде достигают 60°. Западное крыло падает под углом 40°, восточное крыло — 20°.

48. Амбонская антиклинальная зона протягивается от мыса Хайрюзова в юг — юго-западном направлении, занимая водораздел нижнего течения Морошечной и Белоголовой. Выявлена она Е. П. Кленовым и др. в 1958 г.

Центральная часть антиклинальной зоны сложена породами палеоцена (хулгунская свита). С востока наиболее приподнятая часть зоны ограничена меридиональными разломами.

Западное крыло Амбонской антиклинали сложено нерасчлененными отложениями эоцен-олигоцена и россошинской подсерии воямпольской серии (нижний миоцен); падение пород 20—40°. Строение восточного крыла более сложное; здесь породы палеогена и воямпольской серии смяты в крутые мелкие антиклинальные складки север-северо-восточного простирания, приуроченные к меридиональным разрывам.

На западном крыле антиклинальной зоны в среднем течении Кунун (правый приток р. Морошечной) фиксируется антиклинальная структура, сложенная породами воямпольской серии. В сводовой части выходят отложения аманинской свиты, прорванные куполами дацитов и дацитовых порфиритов.

49. Калаваямская структура расположена в среднем течении Верхней Калаваям (левый приток р. Белоголовой). Выявлена она Е. П. Кленовым в 1958 г. В своде структуры обнажаются породы нижней туфогенно-алевролитовой пачки какертской свиты (кавранская серия); крылья сложены верхней песчано-туфогенной частью этой свиты. Размеры структуры по длинной оси около 12 *км*, по короткой 1,5—2 *км*. Простирание структуры север-северо-восточное. Углы погружения крыльев не превышают 10—15°.

50. Кисунская структура расположена в нижнем течении р. Кисун, в 25 *км* севернее устья р. Ичи. Выявлена она в 1955—1956 гг. Н. Е. Соловьевым и другими. В сводовой части структуры обнажаются отложения среднего и верхнего миоцена, перекрытые на крыльях трансгрессивно залегающими плиоценовыми осадками. Простирание структуры север-северо-западное.

51. Сопочная структура расположена в нижнем течении р. Рассошины-Сопочной. Выявлена она в 1931 г. Н. М. Маркиным. В 1955—1956 гг. Н. Е. Соловьевым в районе произведено геологическое картирование. Структура сложена в ядре отложениями палеогена, на периферии — породами среднего и верхнего миоцена. Простирание ее почти меридиональное. Угол падения восточного крыла в южной части складки достигает 25°; западное крыло не обнаружено. Размеры структуры не установлены.

52. Ушхинский антиклинальный перегиб расположен в районе рек Ушх (правый приток Морошечной) и Правой Рассошины (приток Сопочной). Выявлен он в 1955—1956 гг. Н. Е. Соловьевым. По элементам залегания в отложениях нижнего — среднего миоцена намечается структура северо-западного простирания. Угол падения северо-восточного крыла 5°, юго-западного крыла 30°. Ширина складки более 12 *км*, длина не установлена.

53. Тыркачинская структура расположена по р. Иче, в устье правого притока р. Тыркачин. Выявлена структура в 1955—1956 г. Н. Е. Соловьевым. В ядре структуры обнажаются песчаники нижнего олигоцена; крылья складки сложены отложениями нижнего — среднего миоцена. В своде структура нарушена сбросом, по которому опущена ее южная часть. Максимальная ширина складки по аэрофотоснимкам определяется в 6 *км*.

54. Облуковинская структура находится в верхнем течении р. Облуковины, южнее истоков р. Правой Озерной. Выявлена в 1955—1956 гг. Н. Е. Соловьевым. Ось складки ориентирована в север-северо-западном направлении. Ширина ее 5 *км*, длина не установлена. Сложена структура

породами нижнего — среднего миоцена. Углы падения пород на крыльях 10—15°.

55. Верхне-Крутогоровский антиклинальный перегиб находится в нижнем течении Платоныча (левый приток Крутогоровой) и выявлен А. Ф. Марченко в 1952 г. Перегиб или небольшая антиклинальная складка зафиксирована в районе борта Большерецкой депрессии. В ядре обнажаются туффиты ичинской свиты (нижний миоцен?).

56. Кихчикская структура расположена в среднем течении рек Кихчик и Хомутины. Выявлена Л. П. Грязновым в 1958 г.

Структура образована отложениями среднего и верхнего миоцена (соответственно хомутинская и кавранская свиты по Л. П. Грязнову) и прослеживается от р. Кихчик на юг до поселка Карымай. Длина структуры превышает 30 *км*. Простирание ее меридиональное. Западное крыло падает под углом от 6 до 15°, редко до 20°, падение восточного крыла 8—10°.

В бассейне р. Кихчик структура прорвана эффузивными образованиями и разбита многочисленными нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений. В южной части дизъюнктивные нарушения наблюдаются реже.

Кихчинская антиклинальная структура примерно совпадает с положением гравиметрического максимума, установленного здесь в 1957—1958 гг.

57. Уткинская структура расположена по р. Утке, в районе одноименного поселка. Выявлена Л. П. Грязновым в 1958 г. Сложена она плиоценовыми отложениями. В связи со слабой обнаженностью строение ее вырисовывается весьма схематично. Осевая линия структуры проходит, по-видимому, от поселка Утка на север-северо-запад (340—350°) до р. Мухиной. Угол падения крыльев составляет 10—16°. Западное крыло, видимо, более крутое.

58. Большерецкий гравиметрический максимум находится в Большерецком районе в нижнем течении Быстрой. Представляет собой локальный максимум север-северо-восточного направления; имеет размеры примерно 25 *км* в длину и 12 *км* в ширину.

59. Тундряный гравиметрический максимум находится в Большерецком районе, в среднем течении Тундряной. Локальный максимум имеет северо-западное простирание и размеры 13 × 7 *км*.

60. Мало-Ипельский гравиметрический максимум находится в Большерецком районе, близ горы Малая Ипелька. Представляет собой локальный максимум с размерами 7 *км* в длину и 5 *км* в ширину.

61. Саванская структура расположена в Усть-Большерецком районе, в среднем течении Савана (левый приток Опалы). Выявлена структура Л. П. Грязновым в 1956 г. В отложениях кавранской серии закартирована антиклинальная складка северо-западного простирания. В ядре структуры залегают алевролиты и глины с прослоями песчаников, на крыльях — конгломераты и песчаники эрмановской свиты. Периклинальные окончания скрыты под эффузивными образованиями четвертичного возраста. Падение пород на крыльях близ свода 5—10°; на юго-западном крыле по мере удаления от свода падение увеличивается до 30—35°. Породы кавранской серии с угловым несогласием залегают на осадочно-вулканогенных образованиях среднего миоцена.

62—63. Пенжинские структуры находятся в Пенжинском районе, на восточном побережье Пенжинской губы, в районе мыса Геткилнин и бухты Чемурнаут. Структуры выявлены в 1951 г. А. Г. Погожевым.

В пределах северного окончания Кинкильского антиклинального поднятия установлены две положительные структуры Беломысская и Чемурнаутская. Первая простирается от верховья р. Ткаправаям (левый приток р. Пустой), до мыса Каягытьканан, вторая от бухты Чемурнаут на юго-запад через среднее течение Эвраваям к истокам ручья Игривого.

Сложены структуры породами палеоцен-эоценового возраста, выделенными А. Г. Погожевым в тигильский комплекс. Структуры прослеживаются

на расстоянии не менее 20—30 *км*. Однако на значительной площади они перекрыты вулканогенными образованиями нижнего миоцена, мощность которых достигает 500 *м* или отложениями кавранского комплекса (верхний миоцен — средний плиоцен), мощностью до 400 *м*. К юго-западу от Беломысекой антиклинали в направлении бухт Подкагерной палеогеновые отложения также имеют складчатую структуру, но строение отдельных структур еще не изучено.

Центрально-Камчатский прогиб

64. Тылговаямские структуры расположены в Олюторском районе, в бассейне верхнего течения Тылговаям (левый приток Вывенки). Структуры выявлены И. Ф. Морозом в 1957 г. при геологической съемке масштаба 1 : 500000. На фоне крупного синклинала северо-восточного простирания установлены три брахиантиклинальные складки, сложенные отложениями ильпинской свиты (аналог богачевской серии): Хатапваямская, расположенная в среднем течении речки Хатапваям; Инибутваямская — по ручью Горбатому, правому притоку речки Инибутваям и Хакитваямская — в истоках одноименного ручья. Хатапваямская структура прослежена по простиранию на 8—9 *км*; северо-западное крыло падает под углом 35—60°, углы падения юго-восточного крыла 10—25°. Размеры Инибутваямской структуры по длинной оси 6 *км* и по короткой 2 *км*; углы падения пород на юго-восточном крыле 20°, на северо-западном 48°. Хакитваямская структура также имеет пологое юго-восточное крыло (15°) и крутое северо-западное (60°). Размеры складки не установлены.

65. Альховаямская структура расположена в Олюторском районе, в верхнем течении Альховаям, на побережье залива Анапка. Выявлена она А. М. Садреевым в 1958 г.

Представляет крупную сундукообразную антиклиналь, сложенную отложениями корфовской свиты (аналог кавранской серии). Углы падения крыльев колеблются в пределах 15—30°. Ядро структуры размыто.

66. Ильпинская структура находится на Ильпинском полуострове в Олюторском районе. Выявлена Г. М. Власовым в 1941 г. Представляет собой крупную брахиантиклиналь с углами падения на крыльях 20—30°, осложненную небольшими перегибами. Структура сложена отложениями ильпинской свиты.

67. Игнаваямская структура расположена в Олюторском районе, на северном побережье залива Анапка. Выявлена она А. М. Садреевым.

В междуречье Игунваям и Игнаваям выявлена антиклинальная складка, сложенная отложениями корфовской свиты. Строение структуры не изучено.

68. Валоваямская структура находится в Олюторском районе, в бассейне р. Валоваям. Выявлена А. М. Садреевым в 1958 г. в процессе геологической съемки. В горах Анапкетын и Гульвитахепын намечается крупная антиклинальная структура северо-восточного простирания. Сложена она породами корфовской свиты, представленных вулканогенно-осадочным комплексом. К юго-западу отложения корфовской свиты по тектоническому нарушению контактируют с породами верхнего мела.

69. Карагинские структуры расположены на западном побережье о. Карагинского. Выявлены структуры А. И. Юдиным в 1952 г. в процессе геолого-геоморфологической съемки. Западная часть острова сложена отложениями неогена. На фоне общего моноклинального залегания слоев с падением на запад и северо-запад здесь развита складчатость второго порядка в виде брахиантиклинальных и брахисинклинальных структур. Д. С. Харкевич отмечает проявление в неогене нескольких фаз складчатости, обусловивших угловое несогласие между верхним и средним миоценом, а также между плиоценом и миоценом.

70. Еловско-Озерновские структуры находятся в Усть-Камчатском районе, в верховьях рек Еловка и Озерная. Выявлены они В. Н. Винюковым в 1947 г. при маршрутно-геологических исследованиях.

По р. Озерной в отложениях еловской толщи (аналог богачевской серии) намечаются две антиклинальные структуры одна близ ручья Перевального, на 28 *км* выше селения Верхняя Озерная и на 14 *км* ниже по реке. Первая структура пологая, углы падения пород на крыльях колеблются от 5 до 15°. Во второй структуре падение западного крыла 40°, восточного крыла колеблется от 12 до 18°. Простирание структур не установлено; по ряду обнажений фиксируются как меридиональные, так и северо-восточные простирания. По М. Ф. Двали и В. Н. Винюкову складчатое залегание пород наблюдается также по р. Матерой Еловке, однако отдельные структуры здесь не описаны.

71. Долиновский гравиметрический максимум находится в Мильковском районе на 14 *км* восточнее села Долиновка. Локальный максимум силы тяжести имеет северо-восточное простирание; размеры его 15 × 9 *км*.

72. Кирганикский гравиметрический максимум находится в Мильковском районе, на 12 *км* север-северо-восточнее села Кирганик. Локальный максимум силы тяжести имеет северо-восточное простирание. Размеры его достигают 30 *км* по длинной оси и 15—20 *км* по короткой.

73. Мильковский гравиметрический максимум находится в Мильковском районе, западнее села Мильково на 10 *км*. Гравитационная аномалия имеет округлую форму с размерами осей около 14 *км*.

Восточно-Камчатский прогиб

74. Структуры полуострова Камчатского мыса находятся в Усть-Камчатском районе, на территории полуострова Камчатского мыса. Выявлены структуры М. Ф. Двали в 1930 г. при маршрутно-геологических исследованиях и О. С. Вяловым в 1939 г. при геологической съемке. В отложениях третичного возраста здесь отмечен ряд антиклинальных структур и перегибов. Восточнее оз. Култучного на 3—4 *км* антиклинальная складка меридионального простирания установлена в отложениях столбовской свиты; падение пород на крыльях 40—50°. В этих же отложениях антиклинальные перегибы отмечены по морскому побережью от бухты Солдатской к мысу Столбовому, по р. Перевалочной, впадающей в оз. Столбовое, и в верхнем течении р. Широкой, а также по р. Ольхово-Култучной, впадающей в оз. Култучное с севера, в 2—3 *км* выше устья М. Ф. Двали указывает, что по рекам Перевальной и Ольховой структуры имеют широтное простирание.

По р. Белой, впадающей в оз. Нерпичье, на 12 *км* выше устья зафиксирована антиклинальная складка в отложениях верхнего неогена (вероятно, аналог кавранской серии); простирание складки северо-восточное; угол падения пород на крыльях около 10°. Антиклинальные перегибы в отложениях верхнего неогена установлены по ручью Керганскому, в 3 *км* от устья, и по побережью залива Озерного, в 5—9 *км* севернее устья р. Алтын.

75. Мало-Чажминская структура расположена в верховье Малой Чажмы. Выявлена она Б. А. Алферовым в 1930 г. при маршрутно-геологических исследованиях. В 1954 г. Л.П. Грязновым здесь была проведена геологическая съемка.

В верховье Малой Чажмы вырисовывается, по-видимому, сводовая часть антиклинальной структуры, сложенная породами богачевской серии. Углы падения пород на крыльях до 60°. Периклинальные части структуры закрыты древнечетвертичными образованиями вулканогенной и песчано-конгломератный свит.

76. Богачевская структура находится в верховье Богачевки, близ устья р. Трухинки. В 1921 г. в этом районе охотниками Трухиным, Скурихиным и Вороновым открыт выход нефти. Геологические исследования начаты в 1923 г. На этой площади неоднократно проводились геологические съемки. Пробурено пять роторных скважин глубиной 1400—2500 *м* и 88 структурно-картировочных скважин глубиной до 500 *м*.

Простирание структуры северо-восточное. В ядре ее залегают отложения

песчано-конгломератового горизонта богачевской серии. Ширина свода по этим отложениям определяется в 1000—1100 *м*. По длинной оси размеры структуры не установлены, так как к северо-востоку от р. Богачевки она перекрывается мощным (до 700 *м*) покровом лавово-туфовых образований

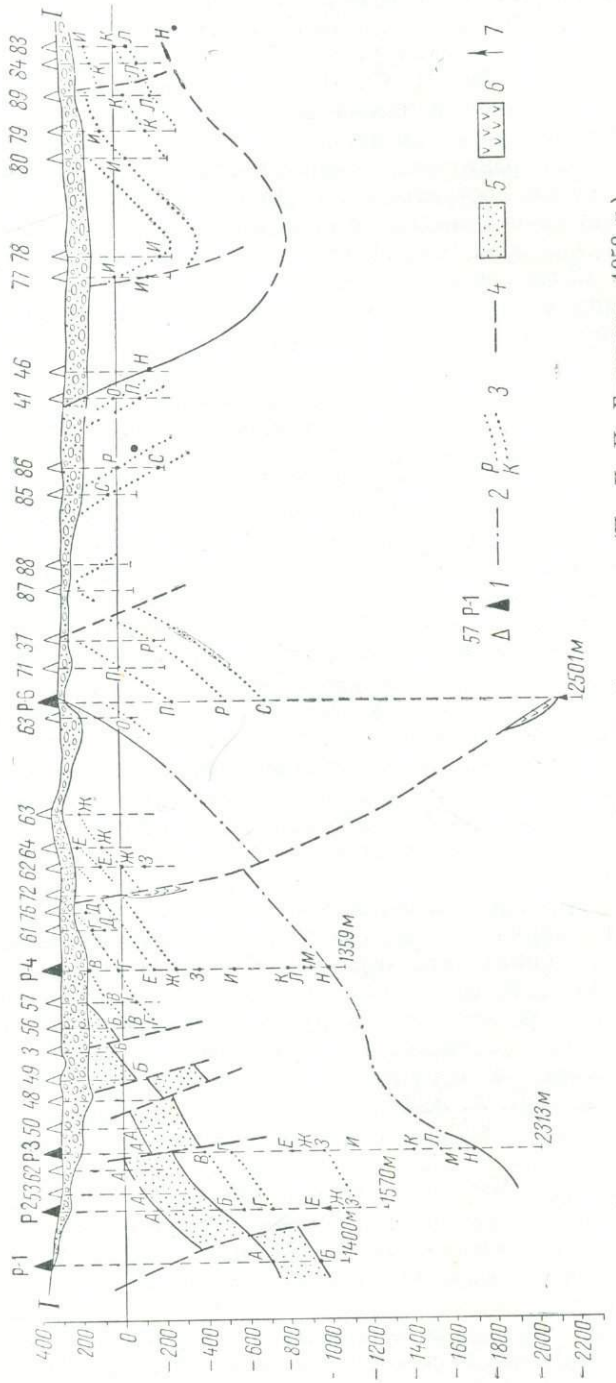


Рис. 38. Геологический разрез Богачевской площади. (По Л. П. Грязнову, 1958 г.).

1 — скважины колонковые и роторные; 2 — условный опорный горизонт для построения структурной карты; 3 — условные электрорезисты; 4 — линия разломов; 5 — песчаный горизонт; 6 — дайки эффузивов; 7 — интервалы притока нефти при испытании скважин.

четвертичного возраста. В пределах изученной части длина оси 2 *км*. Угол падения пород на северо-западном крыле 40—45°, на юго-восточном крыле 60—65°. Северо-западное крыло разбито многочисленными сбросами с амплитудами смещения от 50 до 250 *м* (рис. 38). Сводовая часть и юго-восточное

крыло менее нарушены. При испытании разведочных скважин получены непостоянные и непромышленные притоки нефти и газа. В скв. Р-6, заложенной в сводовой части структуры, с глубины 2367—2387 *м* получен приток хлоркальциевых вод с устойчивым дебитом около 13 $м^3$/*сутки*.

77. Тюшевско-Ивановская структура находится в верховьях рек Тюшевки и Ивановой. Выявлена она М. Ф. Двали в 1937—1938 гг. при маршрутно-геологических исследованиях. В ряде структуры залегают аргиллиты богачевской серии, крылья сложены отложениями надбогачевской свиты ольгинской серии. Приблизительные размеры структуры по длинной оси 15—18 *км* и по короткой 5—6 *км*. Угол падения крыльев 45—60°. На водоразделах структура перекрыта языками лавовых потоков четвертичного возраста.

78. Двухлагерная структура расположена на 20—22 *км* южнее поселка Богачевка, в среднем течении Богачевки. Выявлена она Д. С. Несвит в 1956 г. при маршрутных исследованиях. В 1957—1959 гг. здесь проводилось структурно-картировочное бурение. На р. Богачевке, выше устья ручья Двухлагерного, и в верховье р. Татьяны структура слабо вырисовывается по нескольким естественным обнажениям. На большей части площади она перекрыта четвертичными образованиями. По данным структурно-картировочного бурения и электропрофилирования, проведенного в 1949—1950 гг., в строении структуры участвуют отложения богачевской и, вероятно, ольгинской серий; сводовая часть ее осложнена, по-видимому, крупным дизъюнктивным нарушением, по которому контактируют отложения обеих серий. Строение структуры пока не установлено.

79. Александровская структура находится в районе р. Александровки (правый приток р. Ивановой при впадении последней в р. Малая Чажма). Структура выявлена Л. П. Грязновым в 1954 г. Структура имеет северо-восточное простирание и неправильно вытянутую форму. Сложена отложениями богачевской серии. Юго-восточное крыло осложнено дизъюнктивными нарушениями. Ориентировочные размеры структуры по отложениям богачевской серии по длинной оси составляют около 15 *км* и по короткой 3 *км*. По р. Ивановой в 1 *км* от устья и по ручью Бубнова (Ночлежный) установлен антиклинальный перегиб в отложениях тюшевской серии; падение пород на крыльях превышает 60°.

80. Структура Крутая находится в бассейне среднего течения Тюшевки, по рекам Крутой и Ольховой. Выявлена она М. Ф. Двали в 1938 г. при маршрутно-геологических исследованиях. Структура образована отложениями богачевской и ольгинской серий. В ядре залегают аргиллиты с прослоями песчаников богачевской серии. Местами породы осложнены мелкой складчатостью и дизъюнктивными нарушениями северо-восточного простирания. Размеры структуры по отложениям богачевской серии 12 *км* на 5 *км*. Простирание структуры северо-восточное. Падение пород на крыльях изменяется от 40 до 70°. Северо-западное крыло сложено массивными туфогенными песчаниками и гравелитами надбогачевской свиты ольгинской серии. Юго-восточное крыло осложнено нарушениями, по которому отложения надбогачевской свиты надвинуты на более молодые отложения ивановой свиты.

81. Ольгинская структура находится в среднем течении р. Ольги. Выявлена в 1952 г. Л. П. Грязновым при маршрутных геологических исследованиях. В 1953 г. на этой площади В. Н. Красновой была проведена геологическая съемка. Структура имеет северо-восточное простирание. Ядро сложено отложениями богачевской серии, крылья и периклинали — отложениями надбогачевской свиты ольгинской серии. Размеры структуры 10 × 3 *км*. Угол падения северо-западного крыла 40—60°. Юго-восточное крыло близ свода поставлено вертикально, местами запрокинуто и нарушено сбросами; по мере погружения выполаживается (до 45—50°). Крупное дизъюнктивное нарушение фиксируется и на северо-западном крыле. По

нарушениям на обоих крыльях контактируют отложения богачевской и ольгинской серий.

82. Антиклинальный перегиб ручья Осыпь расположен в верховье ручья Осыпь. Выявлен он Л. П. Грязновым в 1954 г. Антиклинальный перегиб установлен в отложениях тюшевской серии. Углы падения пород на крыльях составляют 50—60°.

83. Структура Таловая находится в среднем течении р. Таловой (левый приток Тюшевки). Выявлена она М. Ф. Двали в 1937—1938 гг. при маршрутно-геологических исследованиях. В устье ручья Широкого установлена антиклинальная складка, сложенная в ядре отложениями ивановой свиты ольгинской серии. Углы падения пород на крыльях в этих отложениях составляют 40—68°, некоторые слои поставлены вертикально.

84. Конусная структура выявлена в верховье р. Волчьей (правый приток Тюшевки) В. И. Зайцевым в 1949 г. при маршрутных геологических исследованиях. В 1951 г. закартирована К. М. Севостьяновым. Структура представляет крупную брахиантиклиналь северо-восточного простирания, сложенную отложениями тюшевской серии. Размеры структуры 15 × × 6 *км*. Угол падения северо-западного крыла 10—18°, юго-восточного крыла колеблется от 22 до 70°. Резкая смена магнитного поля вдоль юго-восточного крыла складки свидетельствует, по-видимому, о нарушении северо-восточного простирания. Периклинальные окончания структуры установлены по ручью Медвежьему, где углы падения пород колеблются от 0 до 5° и по р. Ольге, где они составляют 5—10°.

85. Структура Татьянинская находится на водоразделе р. Татьяны и ручья Сероводородного, на северном побережье Кроноцкого залива и выявлена В. И. Зайцевым в 1949 г. при маршрутных геологических исследованиях. В 1950 г. по морскому побережью на юго-западном продолжении оси структуры пробурены три колонковые скважины глубиной 300—450 *м*. По данным геологической съемки, проведенной Л. П. Грязновым в 1954 г., от устья ручья Сероводородного в северо-восточном направлении вырисовывается антиклинальная структура в отложениях тюшевской серии. Угол падения юго-восточного крыла 15—20°, северо-западного крыла 12°. Ширина структуры по данным бурения составляет 5—6 *км*, длина не установлена, но, по-видимому, превышает 7 *км*.

86. Структура Ключ Тасин находится в верховье ручья Тасин (правый приток Левой Тюшевки). Установлена Л. П. Грязновым в 1954 г. Структура схематически намечается в отложениях тюшевской серии. Углы падения крыльев 12—18°.

87. Антиклинальный перегиб р. Оленьей находится в среднем течении Оленьей (левый приток Тюшевки). Установлен М. Ф. Двали в 1937—1938 гг. при маршрутно-геологических исследованиях. Сложен перегиб отложениями тюшевской серии. Углы падения пород на юго-восточном крыле 17—20°, на северо-западном — около 60°.

88. Структура Волчинская находится в 6—7 *км* к северо-западу от устья Волчьей (правый приток Тюшевки). Выявлена Л. П. Грязновым в 1954 г. Структура сложена породами тюшевской серии; простирание ее северо-восточное. Углы падения пород на юго-восточном крыле изменяются от 20 до 46°, на северо-западном — от 4 до 25°. Длина структуры 7—8 *км* (от р. Волчьей до низовья р. Оленьей). Возможно, что на юго-западе эта структура простирается до нижнего течения рек Ольги и Татьяны, до структуры Усть-Ольгинской; в этом случае длина ее около 18 *км*, а ширина еще не установлена.

89. Структура Усть-Ольгинская находится в низовьях рек Ольги и Татьяны и выявлена Л. П. Грязновым в 1954 г. Структура прослеживается от устья р. Татьяны и нижнего течения р. Ольги в северо-восточном направлении к верховью ручья Россомашьего. Сложена она отложениями тюшевской серии. Углы падения пород на юго-восточном крыле колеблются от 5 до 50°, на северо-западном крыле 2—8°. Размеры ее не установлены.

90. Гравитационный максимум горы Круглой находится в Кроноцком районе, в 10 *км* северо-восточнее устья р. Богачевки, и имеет северо-восточное простирание. На продолжении оси к северо-востоку расположены антиклинальные структуры, выявленные геологической съемкой в отложениях богачевской серии.

91. Приморский гравитационный максимум находится в Кроноцком районе, вблизи устьев рек Кроноцкой и Богачевки и на морском побережье. Установлен в 1952 г. В. И. Павловским. Локальный максимум силы тяжести зафиксирован на юго-западном продолжении оси структур, где расположен гравитационный максимум горы Круглой.

О СХЕМЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

Континентальную часть Дальнего Востока и Северо-Востока СССР омывают воды Охотского, Берингова и Японского морей. Впадина Охотского моря на западе и севере ограничена побережьем материка. а на востоке — Курильской островной дугой и п-вом Камчатка. Курильская островная дуга состоит из двух горных хребтов, разделенных продольным желобом. Внутренний хребет выступает над уровнем моря в виде цепочки гористых островов, а внешний скрыт под водами Тихого океана, за исключением нескольких островов, образующих малую Курильскую дугу. С внешней стороны Курильская островная дуга окаймляется глубоководной Курило-Камчатской впадиной, которая является как бы естественным разделом между структурами Охотского бассейна и Тихого океана (рис. 39). По данным Г. Б. Удинцева эта впадина протягивается от о. Хоккайдо на север вдоль внешнего края Курильской дуги и восточного побережья п-ова Камчатки вплоть до Камчатского пролива. Здесь она выклинивается, отделяясь небольшой зоной поднятий от Алеутской глубоководной впадины. На юге Курило-Камчатская впадина смыкается с Японской глубоководной впадиной под углом 135°. Длина Курило-Камчатской впадины по изобате 6000 *м* достигает 2000 *км*, ширина 20—60 *км*. Наибольшая глубина этой впадины (10 382 *м*) наблюдается в 180 *км* к юго-востоку от пролива Фриза. Аналогичные впадины отмечены и в других районах Тихого океана; перечень и глубины их по Г. Б. Удинцеву приведены в табл. 4.

Таблица 4

Важнейшие глубоководные впадины

Впадины	Максимальная глубина, *м*	Океан	Впадины	Максимальная глубина, *м*	Океан
Марианская	10863	Тихий	Западно-Каролинская	8137	Тихий
Курило-Камчатская	10382	»	Алеутская	7678	»
Японская	10374	»	Атакамская	7634	»
Филиппинская	10265	»	Ново-Гебридская	7569	»
Кермадек	9430	»	Яванская	7450	Индийский
Пуэрто-Рико	9218	Атлантический	Романш	7370	Атлантический
Тонга	9184	Тихий	Рюкю	7327	Тихий
Бугенвиль	9140	»	Банда	7260	»
Бонинская	8649	»	Гватемальская	6488	»
Южно-Садвичева	8264	Атлантический			

В пределах акватории Охотского моря по данным Г. Б. Удинцева выделяются три впадины: южная — Глубоководная, северо-западная — Дерюгина и северо-восточная — впадина ТИНРО (рис. 40). Южная Глубоководная впадина отделена от впадины Дерюгина возвышенностями Океанологии. Возвышенность Океанологии прорезана двумя узкими жело-

бами Макарова и Петра Шмидта. Впадина ТИНРО отделена от описанных выше широкой полосой мелководья. В северо-восточном направлении от нее отходит желоб залива Шелехова, а в южном — желоб Лебедя.

Северо-восточные районы Азии с их своеобразными островными дугами привлекают внимание многочисленных советских и зарубежных исследователей. Представления о геологической структуре этого обширного региона приведены в сводной работе М. Ф. Двали (1955 г.).

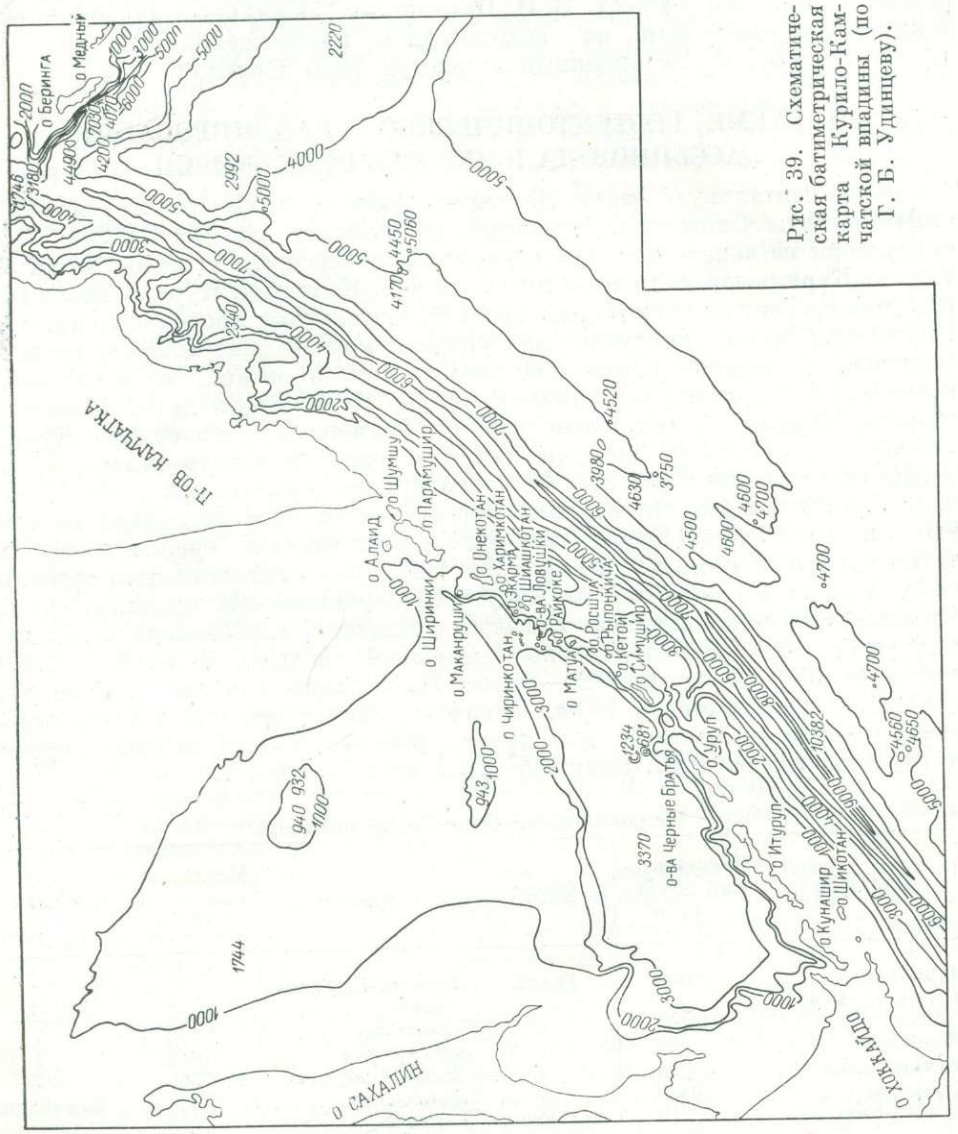


Рис. 39. Схематическая батиметрическая карта Курило-Камчатской впадины (по Г. Б. Удинцеву).

В 1955 г. Г. Б. Удинцевым опубликована тектоническая схема Охотского моря, составленная под руководством П. Л. Безрукова (рис. 41). Основной особенностью этой схемы является выделение геосинклинальной области вдоль Курильской островной дуги и крупной третичной платформы, в основных очертаниях отвечающей акватории Охотского моря. Авторы свои представления на структуру Охотского моря сформулировали так.

С развитием современной четвертичной геосинклинальной области связано происхождение рельефа дна южной части моря и Курильской островной дуги, а также прилегающей к ней океанической Курило-Камчатской впадины. Здесь наблюдаются следующие признаки современного геосинкли-

нального режима: широкое развитие современного вулканизма, высокая сейсмическая активность, наличие резко выраженного рельефа с колоссальными амплитудами высот (около 11 *км*), горными массивами и впадинами, линейно ориентированными вдоль Курильской островной дуги, и, наконец, чередование зон интенсивного накопления осадков и размыва. В пределах Курильской дуги можно видеть геоантиклинали, которые на поверхности выражены двумя горными хребтами — Большая и Малая Курильские гряды. Геосинклинали этой области получили выражение в рельефе в виде южной впадины Охотского моря, продольного желоба, разделяющего хребты Курильской дуги, и глубоководной океанической Курило-Камчатской впадины, глубины которой превышают 10 *км*. К югу от этой впадины расположена предполагаемая платформа Тихого океана. Система тектонических разломов нарушает целостность горных хребтов Курильской дуги; с зонами этих разломов связаны проявления вулканизма. Предполагаемые зоны разломов приурочены, с одной стороны, к склонам впадин и хребтов, с другой—они поперечно секут хребты островной дуги и к ним приурочены основные проливы.

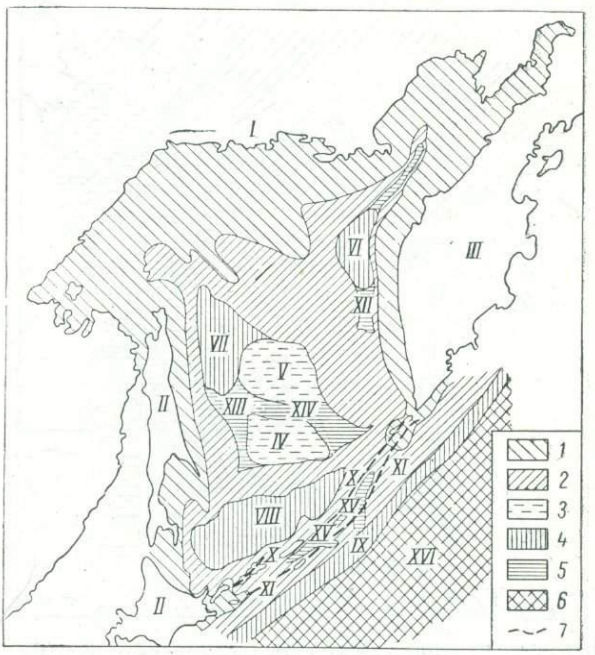


Рис. 40. Схема макрорельефа дна Охотского моря (по Г. Б. Удинцеву).

1 — прибрежные отмели (материковая и островная); *2*—уступы материкового склона; *3* — подводные возвышенности; *4* — впадины; *5* — желоба; *6* — ложе океана; *7* — оси подводных хребтов.

I — поднятие материкового побережья; *II* — поднятие островов Сахалина и Хоккайдо; *III* — поднятие п-ова Камчатки; *IV* — возвышенность Академии Наук; *V* — возвышенность Института океанологии; *VI* — впадина Тинро; *VII* — впадина Дерюгина; *VIII* — южная глубоководная впадина Охотского моря; *IX* — Курило-Камчатская океаническая впадина; *X* — внутренний хребет Курильской островной дуги; *XI* — внешний хребет Курильской островной дуги; *XII* — желоб Лебедя; *XIII* — желоб Петра Шмидта; *XIV* — желоб Макарова; *XV* — продольный желоб Курильской островной дуги; *XVI* — ложе Тихого океана.

Заложение современной геосинклинальной зоны Охотского моря относится, видимо, еще к третичному или даже более раннему времени. Современная сейсмическая активность свидетельствует о продолжающемся развитии этой области. В процессе развития, по-видимому, увеличиваются глубина и линейное протяжение Курильской океанической впадины, северная оконечность которой продвигается к Берингову морю. Для понимания происхождения макрорельефа дна Охотского моря существенное значение имеет тот факт, что современная геосинклинальная зона Курило-Камчатской дуги сопряжена с развитием зоны глубинного надвига материковой глыбы Восточной Азии на ложе Тихого океана (Заварицкий, 1946 г.; Шатский, 1946 г.; Гутенберг и Рихтер, 1948 г.). Вместе с тем макрорельеф дна Охотского моря в целом является как бы поверхностным выражением структурных особенностей всей переходной зоны, отмечающей этот глубинный надвиг в поверхностных слоях земной коры. Весьма интересен тот факт, что современная вулканическая зона Курило-Камчатской дуги приурочена к месту, где глубина поверхности надвига составляет около 600—650 *км*, тогда как

океаническая Курило-Камчатская впадина соответствует выходу этого надвига на поверхность морского дна.

Если учесть, что в прошлом проявления вулканизма в области Охотского моря смещались в сторону Тихого океана (от северного побережья Охотского моря, где располагалась зона вулканизма мелового и палеогенового времени, сначала на Сахалин, где отмечается зона вулканизма третичного времени, и, наконец, на Курильские острова, где проходит линия современного вулканизма), то можно высказать предположение о связи этого перемещения с развитием глубинного надвига, которые, очевидно, происходило в результате надвигания материковых масс на платформу Тихого океана, причем окраинные моря последовательно захватывали области океанического дна.

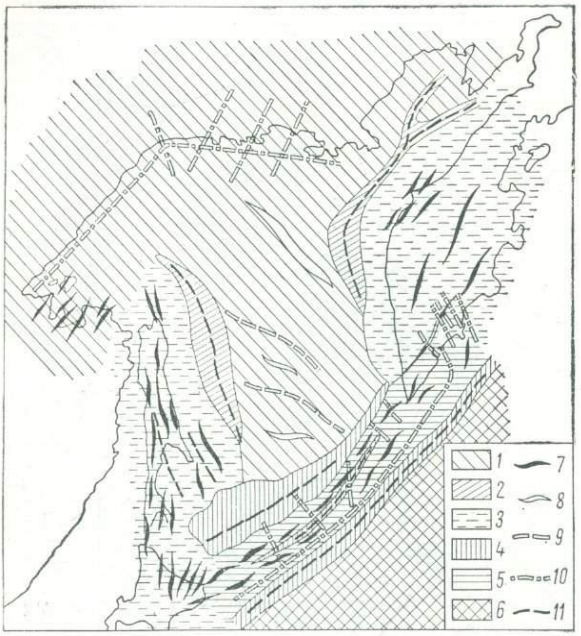


Рис. 41. Тектоническая схема Охотского моря (по П. Л. Безрукову и Г. Б. Удинцеву).

1 — третичная платформа; *2* — предгорные прогибы на третичной платформе; *3* — области третичной складчатости; *4* — синклинали четвертичной геосинклинальной области; *5* — антиклинали четвертичной геосинклинальной области; *6* — предполагаемая платформа Тихого океана; *7* — оси антиклиналей; *8* — оси антеклиз; *9* — оси сипеклиз; *10* — линии предполагаемых разломов; *11* — оси синклиналей и предгорных прогибов.

В 1958 г. Г. М. Власов опубликовал геотектоническую схему Приохотских складчатых областей (рис. 42). К числу главнейших особенностей этих областей молодой складчатости автор относит следующие: расположение их у окраины материка, дугообразную форму и отчетливую зональность тектонических (и орографических) элементов, современные тектонические движения, выражающиеся сейчас сейсмическими явлениями и молодым вулканизмом, продолжающимся и в настоящее время. К особенности этих областей относится также сопряженность их с современными геосинклиналями (что и позволяет предполагать о незаконченности этапа их геосинклинального развития).

На территории СССР и прилегающих к ней площадях молодые складчатые области, морфологически выраженные складчатыми дугами, образуют две четко очерченные ветви — корякско-курило-камчатскую и хоккайдо-сахалинскую.

На юго-востоке корякско-курило-камчатская ветвь молодой складчатой области ограничивается узкой и очень глубокой Курило-Камчатской океанической впадиной, представляющей развивающийся краевой (геосинклинальный) прогиб. Последний непосредственно примыкает к симатическому ложу Тихого океана, которое можно рассматривать как платформенный массив особого рода. Возможно, на месте Японского и Охотского морей, а также в южной части Берингова моря существовали платформенные участки в позднемеловое и третичное время. Эти платформы определяли очертания геосинклинальных прогибов и питали их осадками.

Ниже рассмотрим особенности геологической структуры Курило-Камчатской глубоководной впадины и бассейна Охотского моря с учетом последних геофизических данных, накопленных по этому региону.

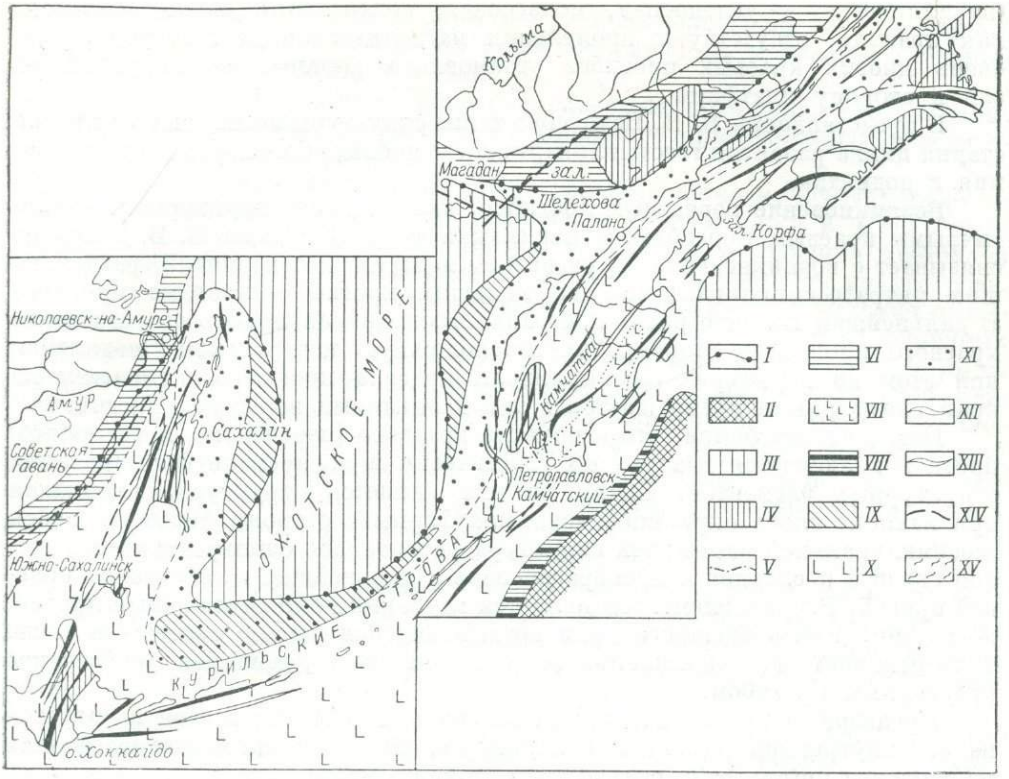


Рис. 42. Схематическая тектоническая карта Приохотских складчатых областей (по Г. М. Власову, 1957 г.).

I — граница «альпийской» платформы; *II* — платформа Тихого океана; *III* — внутренние альпийские платформы (*1* — Беринги, *2* — Охотия); *IV* — срединные массивы (остатки древних складчатых сооружений) в Приохотских складчатых областях; *V* — подземные выступы срединных массивов; *VI* — меловой (палеогеновый) окраинный вулканический пояс (у границы мезозойских и Приохотской складчатых областей); *VII* — современный (четвертичный) окраинный вулканический пояс (у границы альпийской складчатой области и четвертичной геосинклинали); *VIII* — современные геосинклинальные передовые прогибы (океанические впадины); *IX* — современные внутренние впадины (краевые прогибы у альпийских складчатых областей); *X* — внешняя вулканическая зона Приохотских складчатых областей; *XI* — внутренняя осадочная зона Приохотских складчатых областей; *XII* — антиклинории; *XIII* — синклинории; *XIV* — разломы, проявляющиеся в очертаниях береговой линии; *XV* — внутренние поднятия мезозойских складчатых образований в зоне краевых прогибов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

Происхождение Курило-Камчатской глубоководной впадины обычно связывается с надвиганием континентальной массы Дальнего Востока на область Тихого океана. Внешний выход этого надвига в представлении большинства исследователей проходит по глубоководной впадине. В геологически изученных районах впадины, обрамляющие горные сооружения, ранее назывались «предгорными прогибами». В настоящее время Н. С. Шатский и другие исследователи называют их краевыми прогибами, а В. В. Белоусов и другие передовыми прогибами.

По представлению авторов тектонической карты СССР, вышедшей в 1957 г., краевые прогибы возникают на погруженных участках платформы, граничащих с геосинклинальной системой. «Они накладываются чаще всего на внешний край платформы, но иногда также на окраинную часть геосинклинальной системы, в связи с чем внутри них можно наблюдать структуры различного типа: в одних случаях — купола и глыбовые нарушения а в других — линейные складки».

Краевые прогибы всегда асимметричны, в плане нередко разбиваются на систему четковидных впадин и заполнены специфическими формациями

(параллическая — угленосная, молассовая, соленосная). В их пределах, как правило, отсутствуют проявления магматической деятельности. Для очень многих краевых прогибов установлена постепенная миграция их оси в сторону платформы.

В представлении В. В. Белоусова такие структуры возникают на второй стадии цикла развития геосинклинали, когда наблюдается переход от опускания к поднятию.

Возникновение передовых прогибов, являющихся структурами, аналогичными краевым прогибам, в понимании Н. С. Шатского В. В. Белоусов связывает с возникновением и развитием центральных поднятий, разделяющих интрагеосинклиналь на два меньших прогиба — краевые прогибы. В дальнейшем по мере роста центрального поднятия происходит смещение краевого прогиба в сторону, противоположную центральному поднятию; при этом по периферии геосинклинали краевой прогиб накатывается на край платформы и превращается в так называемый передовой прогиб.

Нам представляется, что в понятие краевого (передового, предгорного) прогиба включаются два разных генетически и по времени формирования структурных элементов. Одним из них является структура, возникшая при наклоне слоев окраинной зоны платформы в сторону формирующейся геосинклинальной ванны; эта структура развивалась одновременно и в тесной связи с последней и преобразовалась в дальнейшем в собственно краевой прогиб. Вторым элементом является глубокий компенсационный прогиб, возникший вдоль внешнего края воздымающейся горной системы в связи с замыканием геосинклинального бассейна и являющийся собственно предгорным прогибом.

Предгорный прогиб накладывается на краевой; вначале он образуется на его внутреннем (геосинклинальном) склоне и постепенно накатывается на внешнее крыло, т. е. смещается в сторону платформы.

Для краевого прогиба характерно увеличение мощности осадков в сторону геосинклинальной ванны, где они достигают наибольшей величины. Седиментация осадков во время формирования этой структуры происходит обычно ниже уровня моря и лишь в отдельные моменты в условиях выхода из-под его уровня. Таким образом, для краевых прогибов характерно преобладание морских осадков, переслоенных континентальными. В тектоническом отношении наблюдается постепенный переход от типично платформенных структурных форм к складкам геосинклинального типа.

По контакту платформы с системой складчатых сооружений часто наблюдаются надвиги последних в сторону платформы. Поэтому граница между ними достаточно резко очерчивается по дизъюнктивным нарушениям.

Возникновение компенсационных прогибов обусловлено процессами, происходящими в глубинных слоях земной коры и подкоровом субстрате. Указанные компенсационные прогибы возникают на контакте края платформы и поднимающегося горного сооружения. Это, по-видимому, происходит за счет перемещения подкорового вещества, движение которого в этой зоне получает наибольшее ускорение по сравнению с более удаленными зонами платформы. Вследствие этого здесь создается дефект масс, приводящий к прогибанию земной коры. Следует отметить, что компенсационные прогибы возникают не только при замыкании геосинклинали и превращении ее в горное сооружение, но и при других случаях крупных вертикальных перемещений отдельных блоков земной коры. Для примера укажем, что при воздымании Восточных Саян и Центрального Казахстана в примыкающей краевой части платформы возникли компенсирующие их прогибы, развивающиеся с юрского и по настоящее время. Вдоль Восточных Саян формировались структуры Иркутской (Черемховской) и Канской впадин (угольные бассейны).

Осадки предгорных прогибов моложе осадков геосинклинальных бассейнов и в складчатости геосинклинального типа участия не принимают. Мощность этих осадков (в направлении от складчатого сооружения к плат-

форме) меняется от нуля до максимума, расположенного вблизи складчатого сооружения. Затем мощность их снова сокращается и осадки переходят в типичный платформенный чехол.

Сравнивая две категории прогибов, развитых вдоль складчатой системы, можно сделать вывод, что они имеют различное происхождение и исторически развиваются по-разному.

Курило-Камчатская впадина по возрасту является молодым четвертичным образованием, причем формирование ее продолжается и в настоящее время. Эта впадина начала формироваться после завершения третичной складчатости в Курильской островной дуге и на Камчатском полуострове. Морфология впадины и время ее формирования вполне соответствуют вышеприведенному пониманию предгорных прогибов. В отличие от типичных предгорных прогибов, развивающихся на платформах и находящихся выше уровня моря, рассматриваемая впадина находится на значительной глубине под уровнем моря. Кроме того, вдоль внутреннего крыла Курило-Камчатского прогиба развит крупный разлом, по которому излилась значительная масса магмы основного и среднего состава, чего не наблюдается в типичных предгорных прогибах. Это, по-видимому, объясняется различной степенью погружения сравниваемых прогибов.

Воздымание Курильского горст-антиклинала сопровождалось наращением мощности земной коры при одновременном ее уменьшении под впадиной, а также возникновением на ее бортах зон растяжения и формированием глубинных разломов. Это подтверждается наличием линейной зоны магнитного максимума вдоль западного борта характеризуемой впадины.

К этому же типу структур мы относим Предкамчатский и Предсахалинский предгорные прогибы. Современную морскую Дерюгинско-Южно-Охотскую глубоководную впадину мы рассматриваем как краевую впадину, сходную с Прикаспийской впадиной Русской платформы.

Нам представляется, что предположение о надвигании континента на океаническое ложе не имеет веских фактических материалов. Это подтверждается следующими данными.

1. При надвигании континентальной массы на океаническое ложе должно происходить постепенное выклинивание мощности земной коры по направлению к фронту надвига, т. е. от Охотского моря в сторону Тихого океана. Ссылаясь на предварительные данные Института физики земли, в районе Курильской островной дуги происходит локальное увеличение мощности земной коры до 30 *км* и более, тогда как в районе Южно-Охотской глубоководной впадины она равна 20 *км*.

2. При надвигании континента на океан должны существовать условия сжатия земной коры. В этом случае необъяснимо возникновение глубокого прогибания, какое наблюдается в Курило-Камчатской впадине, и разломов типа сбросовых на его бортах, ибо предпосылкой для их образования должно быть растяжение земной коры.

3. Магнитный линейный максимум вытянут вдоль восточного борта Курильской островной дуги и не распространяется на ее внутреннюю зону. Западная граница этого максимума выражена резко. При наличии надвига магнитное поле в зоне его развития должно изменяться постепенно; иными словами, вблизи фронта надвига положительное поле должно как бы просвечивать через надвинутую сиалическую оболочку.

4. Кривая силы тяжести также имеет аномальную зону минимума над внешней и внутренней Курильскими дугами, повышаясь над Охотским морем и Курило-Камчатской глубоководной впадиной и далее в восточном направлении над океаном.

5. Если исходить из гипотезы надвига, то совершенно непонятно и не объяснимо появление глубоководной впадины перед его фронтом; согласно этой гипотезе плоскость разрыва наклонена под островную дугу, следовательно, разрыв не может быть причиной формирования глубоководного

прогиба, так как для этого под впадиной должно произойти опускание полосы пород, близкое к вертикальному.

6. Глубокофокусные землетрясения, зафиксированные к западу от Курило-Камчатской дуги, локализуются в районах Южно-Охотской глубоководной впадины и впадины ТИНРО, а не равномерно вдоль всего этого сооружения, как следовало бы ожидать в том случае, если бы имело место надвигание континента на океан.

7. Судя по большой сейсмической активности Курило-Камчатской впадины и отсутствию в ее пределах значительных по мощности толщ осадков, она является молодым антропогеновым образованием. Если образование глубоководной впадины связывать с формированием надвига, то в этом случае нужно и возраст надвига принять молодым — антропогеновым. По имеющимся данным формирование впадины Охотского моря относится также к этому времени. Надвигание континента на океаническое ложе при одновременном формировании впадины Охотского моря явление мало объяснимое.

8. По полученным данным мощность земной коры в районе Охотского моря является минимальной по сравнению с Курильской островной дугой и о. Сахалином. Если принять гипотезу надвигания континента на океаническое ложе, то мы должны согласиться с тем, что процесс движения происходит по весьма пологой сложно изогнутой поверхности, но близкой к горизонтальному положению. Надвигание же по крутой поверхности, наклоненной под углом около 60° с погружением плоскости надвига на глубину до 600 *км*, свидетельствует не о надвигании континента, т. е. массы над поверхностью Мохоровичича на ложе океана, а о иных процессах, значительно уходящих в глубь земной коры.

Нам представляется, что зональность в распределении эпицентров землетрясений можно объяснить формированием впадин и островной дуги без гипотезы надвигания.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

В объяснительной записке к тектонической карте СССР (1957 г.) Н. С. Шатский и А. А. Богданов пишут, что возраст складчатости определяется временем последних интенсивных движений геосинклинального типа. Далее авторы записки отмечают, что возрастом складчатости следует считать время превращения складчатой геосинклинальной области в платформенную. Таким образом, при составлении тектонической карты СССР было принято, что платформа образуется непосредственно вслед за замыканием геосинклинальной области.

Принимая в качестве критерия для выделения платформенных участков их консолидированность, в одну группу объединяются столь непохожие по своему строению крупные участки земной коры, как, например, районы Забайкалья, Дальнего Востока, с одной стороны, и Русская, Восточно-Сибирская и Западно-Сибирская платформы, с другой.

Известно, что замыкание геосинклинали приводит к воздыманию всей области, охваченной складчатым процессом, в результате которого возникают горные сооружения. Горообразование в геосинклинальной области является как бы заключительным аккордом складчатости и сопровождается увеличением мощности сиалической оболочки, т. е. резким прогибанием поверхности Мохоровичича. Сложно построенные положительные структуры, морфологически выраженные горными хребтами, часто состоят из разновозрастных структурных элементов. Для них характерно резкое снижение значений гравитационного поля. Такого типа структуры следует называть геоантиклиналями. К ним можно отнести Монгольский Алтай, Хангай и др. В таком понимании к геоантиклиналям могут быть отнесены только хребты, характеризующиеся резко выраженной отрицательной характеристикой гравитационного поля. Между этими крупными структурами земной коры располагаются области прогибания, которые в зави-

симости от стадии их развития могут быть как очень крупными, так и незначительными. Эти области прогибания принято называть межгорными впадинами (наиболее крупные — депрессиями), что не совсем удачно, поскольку этот термин отражает прежде всего морфологию рельефа, а не геологическое строение. Такого рода прогибы нередко возникают и при отсутствии высоких гор. Для межгорных впадин характерно повышение гравитационных уровней, что, видимо, связано с уменьшением мощности земной коры и заметным поднятием поверхности Мохоровичича.

В процессе формирования межгорных депрессий происходит выпирание клиньев фундамента, т. е. поднятие более плотных масс в виде горстов, что ведет к формированию относительно положительных аномалий силы тяжести. Тектоническая жизнь на этом этапе весьма активная, размах вертикальных движений достаточно велик, но меньше, чем в геосинклинальной области.

Таким образом, крупный структурный элемент земной коры, возникающий после замыкания геосинклинальной системы, имеет свои особенности, отличающие его как от геосинклинальных областей, так и от платформ. Структурные элементы, охватывающие крупные сегменты земной коры, мы предлагаем называть полуплатформами, а этап их развития — межгорно-впадинным.

При рассмотрении особенностей платформ видно, что они связаны с прогибами, захватывающими крупные сегменты земной коры, развивающиеся в течение очень длительных этапов геологической истории и характеризующиеся небольшой мощностью земной коры, не превышающей 30—45 *км*. Поверхность Мохоровичича слабо и неравномерно выпукла. Размах вертикальных движений и градиенты движений незначительны. Вулканическая деятельность на первых этапах жизни платформы практически отсутствует, а на последующих этапах проявляется интрузивной и эффузивной деятельностью с внедрением магмы основного состава.

Обычно в состав платформы включаются плиты, т. е. прогибы, в которых складчатое основание покрыто чехлом неметаморфизованных осадков, и щиты, т. е. крупные участки фундамента, не покрытые осадками. Такое понимание относится к древним платформам, развившимся на докембрийском основании. Для молодых платформ щиты обычно не выделяются, хотя структурные элементы, аналогичные им, известны. Примером могут служить герциниды Северного Казахстана, которые являются щитом по отношению к плите Западно-Сибирской платформы.

Из истории развития щитов и плит видно, что они развиваются сопряженно и в противоположных направлениях. Если первые являются положительными, то вторые — отрицательными структурами длительного развития. Противоположная направленность вертикальных движений этих структур приводит к резкому различию геологической истории их развития. Щиты по сравнению с примыкающими к ним плитами характеризуются резко выраженной гравитационной депрессией, отражающей нарастание мощности земной коры. Щиты — это геоантиклинальные структуры, формирующиеся сопряженно с плитами как крупными региональными прогибами. Как антиклиналь и синклиналь нельзя объединить в одну структуру, хотя их развитие и сопряженно, так и щиты с плитами нельзя объединить в одну структуру, т. е. платформу, так как развитие этих структур совершенно различное и морфологически они также резко отличаются друг от друга.

Наименование платформ следует сохранить лишь для структур, соответствующих только плитам в понимании классической геологии, а щиты выделить в самостоятельные структурные элементы, именуемые нами геоантиклиналями.

В понимании А. Д. Архангельского и других плиты характеризуются двухъярусным строением и представлены сильно дислоцированным и метаморфизованным фундаментом (нижний структурный этаж) и плащом покрывающих его осадков, отличающимся слабой метаморфизацией и дислоцированностью (верхний структурный этаж). Изучение Русской и Западно-

Сибирской платформ показывает, что в составе платформы, кроме этих двух структурных этажей, необходимо выделить еще средний или промежуточный, которому соответствуют осадки, выполняющие прогибы в нижнем структурном этаже. Для Русской платформы к среднему структурному этажу должны быть отнесены осадки от верхнего протерозоя (редкинские слои) до нижнего девона включительно, выполняющие Рязано-Саратовскую впадину, каньоны Западной Башкирии (бавлинские отложения), глубокие впадины Саратовской области, Прибалтийскую и другие впадины. Средний, или промежуточный, структурный этаж является прерывистым; для него характерно наличие эффузивной деятельности, связанной с внедрением основной магмы. В среднем девоне вся обширная территория Русской платформы стала прогибаться, покрываясь сплошным осадочным чехлом; формирование этого прогиба закончилось в юре, когда обширная область герцинид, развитая к югу от линии Астрахань — северная окраина Донбасса, была также вовлечена в прогиб и покрывалась плащом мезозойских осадков. Таким образом, Русская платформа в ее современных границах как единая структура закончила формирование в мезозое. Большое количество скважин, пробуренных на Русской платформе до фундамента, вскрыло глубоко метаморфизованные осадки древних толщ, свидетельствующие о глубоких срезах некогда существовавших здесь горных сооружений. Территории впадин так называемого среднего или промежуточного яруса значительно меньше территории поднятий, которые их разделяют. Это также свидетельствует об очень глубоком срезе.

Из сопоставления существующих полуплатформ и погребенных под плащом осадков платформ можно представить следующую историю формирования платформ.

В полуплатформе, возникающей вслед за замыканием геосинклинали и испытывающей тенденцию к поднятию, эрозией постепенно срезаются положительные формы, размеры которых по площади возрастают за счет одновременного уменьшения площадей впадин. Прогибание всего этого сегмента ведет к образованию платформенного чехла. Поэтому можно сделать вывод, что при формировании платформенного прогиба на базе полуплатформенного прогиба происходит съедание «корней гор», уменьшение мощности земной коры. Без такого предположения нельзя объяснить современное распределение мощностей земной коры на платформах и в окружающих горных сооружениях. Весьма интересно, что даже в такой молодой платформе, как Западно-Сибирская, мощность земной коры не превышает 35 *км*. Перемещение сиалевого материала из-под прогибов в смежные области (поднятия), по-видимому, и является закономерностью, выражающейся в сопряженности прогибов и поднятий крупных сегментов земной коры.

Наиболее интенсивно дислоцированы отложения нижнего структурного этажа. Отложения среднего, или промежуточного, структурного этажа нередко характеризуются тектоникой, сходной с тектоникой межгорных впадин. Тектоника верхнего структурного этажа, часто унаследованная от промежуточного структурного яруса, наиболее спокойна.

Из сказанного следует, что за возраст платформы следует принимать возраст плаща осадков первых эпиконтинентальных бассейнов, развивающихся на полуплатформенной структуре, а не возраст фундамента и не возраст первых осадочных толщ, развивающихся на последнем, как это обычно принимается в настоящее время. Таким образом, время формирования Русской платформы определяется от среднего девона до нижней юры, Западно-Сибирской — от нижней юры до мела, а возраст Восточно-Сибирской платформы от верхнего протерозоя до нижнего кембрия включительно.

Платформы в процессе дальнейшего своего развития начинают в отдельных своих частях перерождаться и переходить в другие структурные формы, что особенно хорошо видно на примере наиболее древней Восточно-Сибирской платформы. Весьма интересна связь тектонического режима платформы

с их возрастом. Если Западно-Сибирская платформа, как самая молодая представлена слабодислоцированными, часто почти горизонтально лежащими осадками верхнего структурного этажа, то на Русской платформе осадочный чехол платформы везде дислоцирован и местами довольно интенсивно. Значительно смяты осадки верхнего структурного этажа Восточно-Сибирской платформы. Структурные формы осадочного чехла этой платформы во многих районах так резко выражены, что они местами приобретают черты, не свойственные структурам платформенного типа, а приближаются к типу межгорных впадин. В пределах Сибирской платформы развита интенсивная вулканическая деятельность (Тунгусская впадина), неизвестная в упомянутых выше платформах. Тунгусская впадина по характеру тектоники и проявлению вулканизма более близка к межгорным впадинам, чем к синеклизам Западно-Сибирской низменности и Русской платформы. Тунгусская впадина не является типично платформенной, а должна рассматриваться как структурный элемент, характеризующий перерождение структуры Сибирской платформы. Часть Восточных Саян и часть Прибайкалья, входившие ранее в состав Сибирской платформы, в настоящее время оказались вовлеченными в поднятие и вошли в состав геоантиклиналов, окаймляющих Сибирскую платформу с юга и юго-востока. Таким образом, перерождение отдельных частей платформы происходит как через глубокие прогибы, так и через крупные поднятия окраинных частей платформы. Тенденция к перерождению намечается и в Русской платформе в пределах очень своеобразной структурной формы — Прикаспийской впадины, но здесь она выражена не так ярко, как в Сибирской платформе.

На территории Западно-Сибирской платформы признаки перерождения совершенно не выражены. Такое сравнение позволяет сделать заключение о том, что платформенные структуры, так же как и другие крупные структурные элементы, возникают и исчезают на определенных этапах развития земной коры.

По-видимому, анализ структурного плана платформы следует проводить, с одной стороны, путем выявления основных тектонических тенденций, заложенных в полуплатформенной структуре в среднем (промежуточном) структурном этаже, с другой — путем выявления тектонических закономерностей, приведших к созданию платформенного чехла. Иными словами, тектоника платформенного чехла зависит от закономерностей развития тектонического плана среднего структурного этажа, продолжающего развиваться под платформенным чехлом и влияющего на него, а также от закономерности развития платформы как единой геологической структуры.

Переходя к оценке геологической структуры Охотского моря, следует указать, что глубокое сейсмическое зондирование, проведенное Институтом физики земли АН СССР, показало резкое изменение мощности земной коры вдоль профиля от о. Сахалина к Курильской островной гряде. По данным Е. И. Гальперина под Курильской грядой отмечается резкое увеличение мощности земной коры почти до 40 *км*. Меньшее увеличение мощности земной коры отмечено под о. Сахалин. В районе Охотского моря мощность земной коры заметно уменьшается и не превышает 20 *км*. В районе восточного борта Курило-Камчатской впадины (в 170 *км* восточнее Курильской гряды) мощность ее сокращается до величины, близкой к нулевым значениям.

Таким образом, полученные данные показывают, что мощность земной коры до континента к океану уменьшается не постепенно, а весьма сложно, с резким увеличением ее под островными дугами и с уменьшением в районе морского бассейна, разделяющего их.

Гравиметрические работы, проведенные вдоль сейсмических маршрутов, также подтверждают эту закономерность. Заметное уменьшение значений силы тяжести фиксируется в районе Курильской гряды и о. Сахалина. Охотское море характеризуется некоторыми средними значениями, бассейн Тихого океана — резким повышением силы тяжести.

При исследовании магнитного поля в указанном районе вдоль восточных погружений Курильской гряды и о. Сахалина выявлены резко выраженные положительные аномалии линейного типа. Эти аномальные зоны, видимо, нужно связывать с крупными разломами глубинного типа, образующимися в зоне растяжения между поднимающимися геоантиклиналами и опускающимися впадинами, ограничивающими их.

На основании исследований, проведенных в рассматриваемом регионе, можно выделить следующие основные структурные единицы: океаническую впадину, Охотский геосинклинальный бассейн и Дальневосточную полуплатформу, вернее ее крайнюю восточную окраину — Сихотэ-Алиньский геоантиклинал.

Для Тихого океана характерны высокие значения силы тяжести и глубина более 4000 *м*. По данным сейсмических исследований земная кора имеет небольшую мощность.

Геосинклинальная область характеризуется значительной дифференциацией гравитационного поля. Мощность земной коры на этой территории изменяется от 12 до 40 *км*. В целом бассейн Охотского моря с его внутренними впадинами и поднятиями, с островами Курильской гряды и Сахалином вполне отвечает понятию геосинклинального бассейна. Активная вулканическая и тектоническая деятельность на Курильской гряде и на по-ове Камчатка также подтверждает эту точку зрения.

На востоке охотская геосинклинальная область отделена от океанической впадины резкими уступами, протягивающимися от восточных берегов Камчатки на юго-запад вдоль Курильских островов. Эта зона характеризуется большими градиентами силы тяжести. К этой же зоне приурочено значительное число землетрясений, в том числе и глубокофокусных. С геологической точки зрения эту зону следует интерпретировать как флексурный перегиб. Таким образом, переход одной геотектонической области в другую происходит не плавно, а скачкообразно, через резко выраженный флексурный перегиб и глубинные разломы земной коры.

Вдоль флексурного перегиба прослеживается ров глубиной до 10 *км*, который можно назвать предгорным прогибом Курильского геоантиклинала. Он является аналогом предгорных прогибов горных систем. Нам представляется, что этот прогиб является ярким примером, подтверждающим образование предгорных компенсационных прогибов, в формировании которых участвуют глубокие подкоровые процессы.

Палеозойский и мезозойский комплексы отложений Сихотэ-Алиня в юго-западном и юго-восточном направлениях погружаются в Японское море и в северо-восточном — в Охотское. Наличие палеозоя и мезозоя (мела) на Сахалине и Камчатке позволяет предполагать, что мезозойская геосинклиналь продолжалась на восток вплоть до дуги Курильских островов. В третичное время геологические истории Дальнего Востока и бассейна Охотского моря стали различными. Территория к западу от Сихотэ-Алиня начала консолидироваться и преобразовываться в платформу; к востоку от него сохранился геосинклинальный режим. Островные дуги Курильских островов и Камчатки, Сахалин и Японские острова в основных своих частях поднялись выше уровня моря только в позднетретичное и частично в раннечетвертичное время.

Для области Охотского моря характерно следующее.

1. Уменьшение мощности земной коры по отношению к типичным современным платформам типа Русской или Западно-Сибирской.

2. Дифференциация мощности земной коры — уменьшение ее в пределах впадин (например, Южно-Охотской) и увеличение в области разделяющих поднятий. С этим увязываются и данные гравитационного поля всего региона, для которого характерны повышение его уровня над впадинами и снижение над приподнятыми частями.

3. Наличие сплошного осадочного покрова, характерного для платформ.

4. Дифференцирование рельефа дна впадинами и разделяющими их поднятиями, а также наличие узких прогибов типа желобов.

5. Средняя глубина более 1000 *м*, в то время как глубины седиментационных бассейнов древних платформ меньше.

Современная геологическая структура Охотского моря имеет сходство с платформами на первой стадии их развития, т. е. когда их территории находились ниже уровня моря. Площадь бассейна также позволяет делать такую аналогию. С геологических позиций бассейн Охотского моря имеет наибольшее сходство с Западно-Сибирской платформой. Оба эти региона являются областями прогибания внутри зон завершенной складчатости. Различие их состоит в следующем. Охотское море цепью Курильских островов отделено от Тихого океана, а бассейн Западно-Сибирской платформы горной цепью Урала был отделен от мелководных бассейнов Русской платформы.

Резкая дифференциация рельефа дна Охотского моря, окружение его активной вулканической зоной и интенсивная тектоническая жизнь за сравнительно короткий промежуток четвертичного времени позволяют современное платформенное состояние Охотского моря считать неустойчивым, с тенденцией превращения его в дифференцированный геосинклинальный бассейн. Аналогом такого бассейна, по-видимому, было среднедевонское море Урала, когда оно перекрывало осадки ранее существовавшей Каледонской геосинклинали. По нашим представлениям режим развития, сходный с платформенным, весьма характерен для развития крупных геосинклинальных бассейнов. Последующая история развития таких неустойчивых бассейнов седиментации в значительной мере определяется также ходом геологического развития окружающих регионов, взаимосвязанных с ними.

Оценивая структуры Сихотэ-Алиня, Камчатки, Курильских островов и Сахалина в целом, рассмотрим материалы по районам сходным в геофизическом отношении, но значительно лучше изученных.

В районе Вилюйской синеклизы недавно разбурено Сунтарское поднятие, имеющее положительную среднюю аномалию Буге, сходную с Камчатской. Для понимания природы Сунтарского поднятия следует рассмотреть гравиметрические характеристики таких широко известных структур как Анабарский массив и Северо-Сосьвинский свод. Последний расположен в северо-западной части Западно-Сибирской низменности. На Сунтарском поднятии, в сводовой части которого фундамент залегает на глубинах 350—400 *м*, гравитационное поле характеризуется резко выраженной положительной аномалией. На Анабарском кристаллическом массиве, где аналогичные породы архейского возраста выведены на дневную поверхность, гравитационное поле характеризуется слабо отрицательной аномалией Буге. Наиболее приподнятая часть Северо-Сосьвинского свода в Западно-Сибирской низменности, где палеозойский фундамент залегает на глубинах 600—1100 *м*, характеризуется относительным минимумом силы тяжести. Таким образом, в трех случаях отмечено поднятие фундамента, однако в одном (на Сунтарском поднятии) это приводит к резко выраженному положительному значению на Анабарском массиве и Северо-Сосьвинском своде — к отрицательному значению гравитационного поля в редукции Буге. В нашем представлении Сунтарское поднятие является типом горстового поднятия (выпирание блока), возникшего при глубоком погружении фундамента Вилюйской синеклизы.

Образование горста означает приближение тяжелых масс фундамента к дневной поверхности без изменений в нижних частях земной коры и подкоровой массе.

Формирование поднятий фундамента типа Анабарского, Северо-Сосьвинского и других связано с разрастанием мощности земной коры за счет сравнительно легкой сиалической и симатической масс.

Полуостров Камчатка, Курильская дуга и о. Сахалин имеют средние аномалии Буге положительные. а горное сооружение Сихотэ-Алинь — отри-

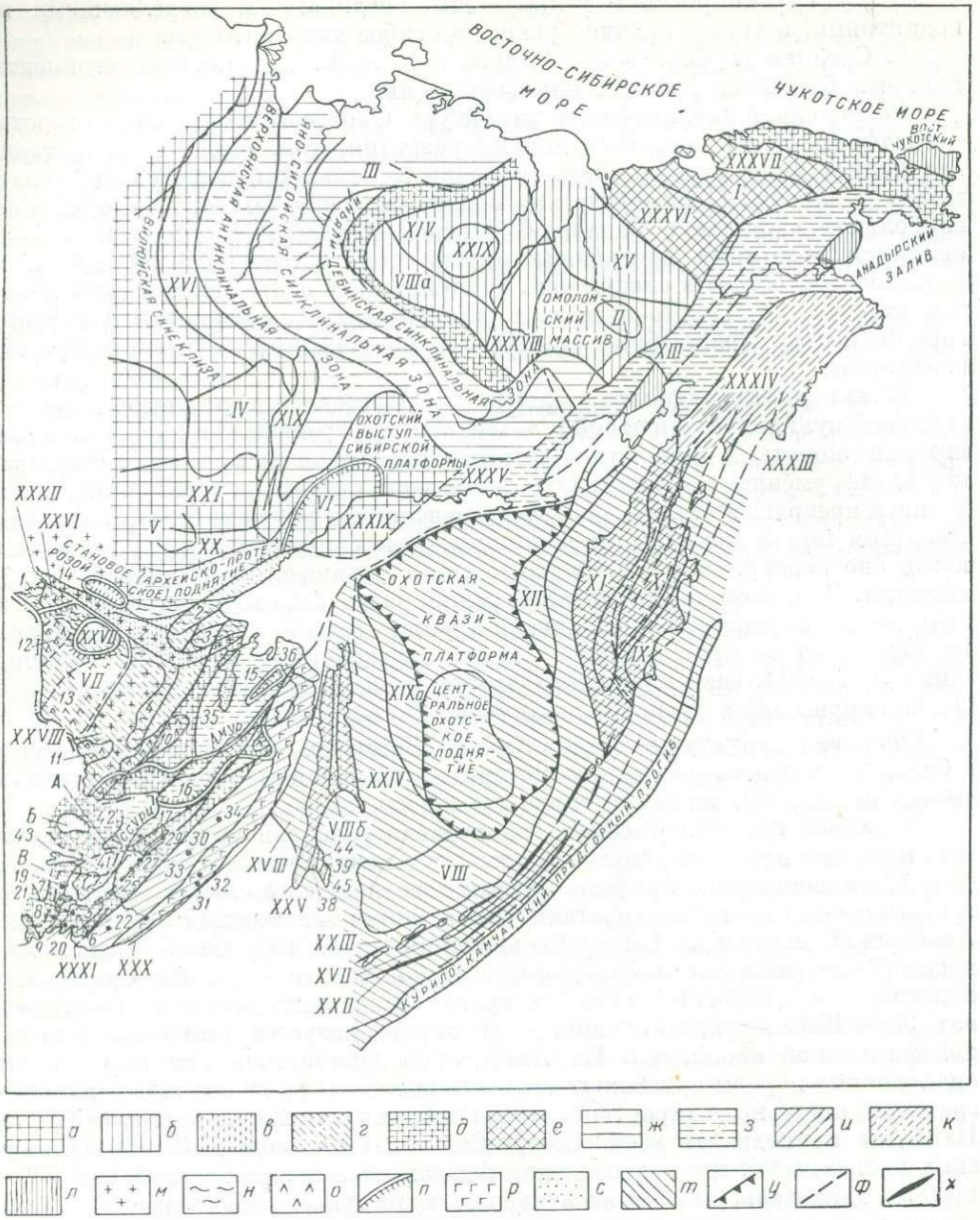


Рис. 43. Тектоническая схема Дальнего Востока, Северо-Востока СССР и Охотского моря. (Составили: Н. С. Алексейчик, Н. П. Аникеев, В. Г. Васильев, А. П. Васьковский, Г. М. Власов, В. С. Волохин, И. Е. Галаган, М. Л. Гельман, Е. К. Дацко, И. Е. Драбкин, Б. Б. Евангулов, М. Б. Золотов, В. А. Иванов, В. В. Кирилюк, Б. В. Корнев, В. В. Крылов, В. В. Кучук, Н. И. Ларин, Э. Н. Лишневский, Н. М. Маркин, А. Ф. Михайлов, В. В. Онихимовский, Е. С. Павлов, Г. Г. Попов, К. М. Севостьянов, В. А. Титов, Н. И. Шехт, В. А. Ярмолюк, Ред. В. Г. Васильев).

а — Сибирская платформа; *б* — Колымская платформа; *в* — зона нижнепалеозойской складчатости, в том числе срединные массивы: *А* — Уссури-Ханкайский; *Б* — Фэньшуйлинский; *В* — Кэнтэйский; *Г* — зона среднепалеозойской складчатости; *Д* — зона верхнепалеозойской складчатости; *Е* — зона Чукотской мезозойской (точнее неопределенной) складчатости; *Ж* — зона преднижнемеловой Яно-Колымской складчатости; *З* — зона предверхнемеловой складчатости; *И* — зона верхнемеловой складчатости; *К* — зона третичной складчатости; *Л* — срединные массивы Северо-Востока СССР; *М* — геоантиклинальные поднятия в домезозойских складчатых областях; *Н* — мезозойские субгеосинклинальные прогибы: *1* — Верхне-Амурский, *2* — Удский, *3* — Тыльско-Торомский, *4* — Буреинский; *О* — мезозойские прогибы и впадины: *5* — Даубихинский прогиб (триас — юра), *6* — Дадань-Шанский прогиб (баррем — сенон), *7* — Суйфунская впадина (баррем — альб), *8* — Западеоровская впадина (баррем—альб), *9* — Суражевско-Подгороднецкая впадина (баррем — альб), *10* — Бира — Урмийский прогиб (юра — мел), *11* — Предхинганская впадина (юра — мел), *12* — Ушумунский прогиб (погребенный), *13* — Зейско-Селемджинский прогиб (погребенный); *П* — мезокайнозойские прогибы и впа-

цательное. По нашим представлениям Сихотэ-Алинь является типичным геоантиклиналом, т. е. сегментом земной коры, переживающим утолщение земной коры за счет сиалических масс и по своей природе сходным с Северо-Сосьвинским, Анабарским, Саянским и другими сводовыми поднятиями. П-ов Камчатка, о. Сахалин и Курильские острова сходны с Сунтарским поднятием, т. е. являются сегментами земной коры, механически выжатыми в процессе крупного регионального прогибания Тихого океана, Охотского и Японского морей. Однако в настоящее время на Камчатке, Сахалине и Курильских островах имеются данные о появлении гравитационных депрессий над горными хребтами, свидетельствующие о том, что эти структуры уже встали на путь геоантиклинального развития. Поэтому нам представляется, что эти структуры целесообразно назвать горст-геоантиклиналами.

Следует подчеркнуть, что при ограничении геоантиклиналов морскими впадинами резко положительные гравитационные поля последних в виде полосы шириной до 30—40 *км* как бы внедряются в зону отрицательного гравитационного поля геоантиклинала, создавая узкую зону с промежуточными значениями силы тяжести. С гравитационной точки зрения крупные прогибы этих регионов можно подразделить на два типа. К первому относятся прогибы, развитые между геоантиклиналами и имеющие относительно положительную гравитационную характеристику; ко второму — прогибы, развитые между горстами и имеющие отрицательные значения силы тяжести, причем, чем больше прогибание и, следовательно, чем толще осадочный чехол, тем ниже уровень гравитационного поля. В первом случае поверхность Мохоровичича поднимается, а во втором — опускается с одновременным наращиванием земной коры сверху за счет осадков.

На рис. 43 представлена тектоническая схема Дальнего Востока, Северо-Востока СССР и Охотского моря. Геологическая структура бассейна Охотского моря дана по представлению В. Г. Васильева.

На схеме восстановлено понятие «Колымская платформа», изменена юго-восточная граница Восточно-Сибирской платформы, при этом южная ветвь Верхоянской складчатой системы рассматривается как образование внутри платформы, сходное по своей природе с системой складчатого Донбасса.

Весьма характерным для этой территории является миграция складчатости во времени в восточном направлении. Иными словами, область консолидации расширялась на восток за счет причленения все более и более молодых складчатых систем.

При составлении рассматриваемой схемы в основном были выделены два структурных этажа: нижний, консолидация которого закончилась в результате замыкания геосинклинальных систем, и верхний — наложенный, представленный прогибами.

дины: *14* — Верхне-Зейская впадина (верхний мел — кайнозой), Амуро-Зейская впадина (верхний мел — кайнозой), *15* — Усть-Амгуньский прогиб (верхний мел — кайнозой), *16* — Амуро-Сунгарийский прогиб (верхний мел — кайнозой), *17* — Имано-Бикинская впадина (мезокайнозой); *P* — мезокайнозойский Восточно-Сихотэалиньский вулканический пояс; *C* — кайнозойские впадины. Третичные впадины: *18* — Хуньчунско-Краскинская, *19* — Гродековская, *20* — Шкотовская, *21* — Супутинская, *22* — Янмутьхоузская, *23* — Дауьихинская, *24* — Тадушинская, *25* — Верхнететухинская, *26* — Ореховская, *27* — Новопокровская, *28* — Бейчухинская, *29* — Олонская, *30* — Верхнебикинская, *31* — Амгинская, *32* — Кхуцинская, *33* — Бикинская, *34* — Верхнесамаргинская. Третично-четвертичные впадины; *35* — Эворон-Чукчагирская, *36* — Уля-Орельская, *37* — Удырская, *38* — Сусунайская, *39* — Муравьевская, *40* — Усть-Суйфунская, *41* — Ханкайская, *42* — Сунгари-Амурская, *43* — Мулинская. Поднятия п-ова Тонино-Анивского (о. Сахалин): *44* — Сусунайский горст, *45* — Тонино-Анивский горст, *T* — область третично-четвертичной геосинклинали: *V* — граница Охотской квазиплатформы; *Ф* — крупные дизъюнктивные нарушения; *X* — оси кульских горстов. Впадины: *I* — Чаунская, *II* — Уляганская, *III* — Омчикандинская, *IV* — Нижне-Алданская, *V* — Алгаминская, *VI* — Западно-Охотская, *VII* — Амуро-Зейская, *VIII* — Южно-Охотская краевая впадина, *VIIIа* — Мамско-Зырянская, *VIIIб* — Тымь-Паранайская. Прогибы: *IX* — Восточно-Камчатский, *X* — Центрально-Камчатский, *XI* — Западно-Камчатский, *XII* — Предкамчатский предгорный прогиб, *XIII* — Тайсонский, *XIV* — Колымско-Индигирский, *XV* — Олойский, *XVI* — Приверхоянский, *XVII* — Курильский межгорный, *XVIII* — Межгорный прогиб Татарского пролива, *XIX* — Сетта-Дабанский нижнепалеозойский, *XIXа* — Предсахалинский предгорный прогиб. Щиты: *XX* — Алданский, *XXI* — Северный склон Алданского щита. Горсты: *XXII* — Малый Курильский, *XXIII* — Большой Курильский, *XXIV* — Восточно-Сахалинский, *XXV* — Западно-Сахалинский. Поднятия: *XXVI* — Гожанское, *XXVII* — Мамынское, *XXVIII* — Туранское, *XXIX* — Алазейское. Структурные швы: *XXX* — Восточный Сихотэ-Алиньский, *XXXI* — Центральный Сихотэ-Алиньский, *XXXII* — Южно-Джалдинский. Зоны поднятий: *XXXIII* — Восточно-Камчатская, *XXXIV* — Срединно-Камчатская, *XXXV* — Армано-Гижигинская синклиналь. Антиклинальные зоны: *XXXVI* — Анюйская, *XXXVII* — Ичуваемская, *XXXVIII* — Юкагирское поднятие (Каледониды), *XXXIX* — Охотский выступ Сибирской платформы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНОГО БУРЕНИЯ

На территории Камчатки поисково-разведочное бурение проводилось на Богачевской (восточное побережье) и Воямпольской (западное побережье) структурах (площадях).

Объем разведочного бурения, проведенного в 1948—1956 гг., представлен в табл. 5.

Таблица 5

№ скв.	Годы									Всего
	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	
Богачевская разведка										
Р-1	400	225	616	159	—	—	—	—	—	1400
Р-2	—	—	214	182	1106	69	—	—	—	1571
Р-3	—	—	—	—	1271	1042	—	—	—	2313
Р-4	—	—	—	—	—	908	451	—	—	1359
Р-6	—	—	—	—	—	—	—	1478	1023	2501
Итого . . .	400	225	830	341	2377	2019	451	1478	1023	9144
Воямпольская разведка										
Р-1	—	—	—	678	732	—	—	—	—	1410
Р-2	—	—	—	—	288	900	884	—	—	2072
Р-3	—	—	—	—	—	—	1365	945	—	2310
Итого . . .	—	—	—	678	1020	900	2249	945	—	5792
Всего по Камчатке . .	400	225	830	1019	3397	2919	2700	2423	1023	14936

Сводные данные о причинах ликвидации скважин приведены в табл. 6.

Следует отметить, что стоимость разведочного бурения в этих районах очень высокая; так, стоимость 1 *м* бурения по Богачевской площади в среднем составила 6974 руб. и по Воямпольской — 7742 руб. Большая стоимость 1 *м* проходки обусловлена не только трудностями, связанными с тяжелыми природными условиями, но и с неудовлетворительной организацией этих работ.

Геологическая изученность как Кроноцкого, так и Тигильского районов к началу глубокого разведочного бурения была очень низкой. Здесь были

проведены главным образом маршрутные геологические исследования. Площадные геологические съемки проводились только на небольших участках, а геофизические исследования (гравиметрия, магнитометрия) вообще не проводились.

Таблица 6

Площадь	Количество глубоких скважин	Из них			
		ликвидировано по достижении проектной глубины и выполнении разведочных задач	ликвидировано по техническим причинам	ликвидировано без испытания	опробовано
Богачевская	5	2	3	2	3
Воямпольская . .	3	1	2	2	1
Итого	8	3	5	4	4

Детальными геологическими съемками изучены только четыре структуры Тигильского и одна структура (Богачевская) Кроноцкого районов.

Колонковое бурение проведено в незначительном объеме: в Тигильском районе пробурены три колонковые скважины (на Воямпольской, Хромовской и Точилинской структурах) и в Кроноцком районе (Богачевская площадь) 19. Однако эти скважины необходимой ясности в геологическое строение Богачевской площади не внесли, так как невозможно провести надежную корреляцию их разрезов.

Другие работы, связанные с геологической подготовкой структур к глубокой разведке, не проводились. Таким образом, полноценные данные для обоснования выбора структур под разведку отсутствовали.

БОГАЧЕВСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Разведочное бурение на этой площади начато в конце 1948 г. До начала разведки здесь были проведены площадные геологические исследования Б. М. Штемпелем (1927—1929 гг.), М. Ф. Двали (1937—1938 гг.), В. Г. Макаровым (1941 г.) и пробурено 19 колонковых скважин со средней глубиной до 350 *м*, общим объемом около 7000 *м*. Вследствие сложного геологического строения района и большой мощности четвертичных образований проводимые здесь работы не дали положительных результатов по геологии площади.

О тектонике и стратиграфии района существовали различные мнения. Так, по представлениям Б. М. Штемпеля, развитые в верховье р. Богачевки третичные отложения относятся к свите зеленых сланцев и туфогенных песчаников (богачевская свита), сложенной в нижней части преимущественно кремнисто-сланцевыми, а в верхней — преимущественно песчаными породами. Третичные отложения смяты здесь в одну большую антиклинальную складку северо-восточного простирания с более крутыми углами (почти до вертикального или даже запрокинутого) северо-западного крыла и менее крутыми углами (60—70°) юго-восточного крыла. Ось складки проходит в 1 *км* западнее выхода нефти. Складка нарушена сбросами, причем долина р. Богачевки совпадает с грабеном, имеющим амплитуду до 100 *м*.

Принципиально иных позиций придерживался М. Ф. Двали. В третичных отложениях на Богачевской площади М. Ф. Двали выделяет две свиты — богачевскую и тюшевскую. К богачевской свите он относит все туфогенные песчаники, туффиты и туфы, а к тюшевской (ивановская подсвита) — весь сланцевый разрез. По его данным тюшевская свита более древняя по возрасту, чем богачевская. По мнению М. Ф. Двали, тектонике Богачевской площади присуща мелкая складчатость меридионального простирания. По правому борту долины р. Богачевки он выделяет две антиклинальные складки и по левому — одну. Всем структурам придается самостоятельное значение. В качестве основного объекта изучения им была предложена антиклинальная складка в районе выхода нефти. Ложе долины р. Богачевки на профиле через выход нефти совпадает с синклинальным прогибом. Выход нефти он связывает с нарушением меридионального простирания.

В. Г. Макаров третичные отложения Богачевской площади относил к богачевской свите, которую по литологическим признакам расчленил на три горизонта. Верхний горизонт мощностью около 500 *м* представлен туфогенными песчаниками зеленовато-серого цвета; средний горизонт мощностью около 500 *м* сложен песчаниками и глинистыми сланцами. Песчаники переполнены угловатой галечкой черного цвета. Нижний горизонт образован крепкими глинистыми и песчано-глинистыми сланцами. Видимая мощность его 800—1000 *м*.

В. Г. Макаров установил, что в районе Богачевской площади имеется большая антиклинальная зона в виде брахиантиклинальной складки северо-восточного простирания. Ширина зоны по выходам пород среднего горизонта составляет 5—5,5 *км*. Угол падения северо-западного крыла 60—65° и юго-восточного крыла 50—60°. В пределах этой зоны он выделил несколько мелких складок северо-восточного простирания. Выход нефти В. Г. Макаров связывал с нарушением северо-западного направления.

Разведочное бурение начато в соответствии со структурными построениями В. Г. Макарова, произведенными на основании обработки кернового материала по пробуренным к тому времени колонковым скважинам.

Согласно этим построениям основным тектоническим элементом Богачевской площади считалась антиклинальная складка, на юго-восточном крыле которой имеется естественный источник нефти (Центральная антиклиналь).

При описании кернового материала В. Г. Макаров в общем однородном разрезе выделил довольно мощный (до 60 *м* по нормали) горизонт песчаников с фауной, встреченный по ряду скважин. Приняв горизонт песчаников с фауной за опорный, В. Г. Макаров построил по нему схематическую структурную карту Центральной антиклинали. Изогипсы, проведенные по кровле горизонта, показали северо-восточное простирание структуры с осью, проходящей через устье Сернистого оврага. По его данным северо-западное крыло складки падает под углом 45°. Угол падения юго-восточного крыла увеличивается по мере удаления от оси (в районе колонковой скв. 4 он составляет 50°, а в районе скв. 2 и 16 возрастает до 65—70°). Вдоль восточного крыла складки через скв. 15 и 11 проходит крупное нарушение, по которому центральная часть ее приподнята, так как в разрезе скв. 15, имеющей глубину 400 *м*, горизонт песчаников с фауной отсутствует и весь комплекс вскрытых пород по своему облику отличается от пород, вскрытых в скв. 4. От этого основного нарушения в южном направлении через выход нефти отходит второе нарушение, по которому нефть и выходит на поверхность, причем залежи нефти возможно вскрываются основным нарушением. Большая часть структуры (северо-восточное и юго-западное продолжения) оставалась тогда неизученной.

До 1951 г. Центральная складка была основным объектом колонкового и глубокого разведочного бурения. С этой целью здесь были заложены скв. Р-1, Р-2 и Р-3. Скважины бурились по профилю юго-восточного простирания, проходящему вкрест предполагаемому простиранию структуры; расстояние между скв. Р-1 и Р-2 составляет 250 *м* и между скв. Р-2 и Р-3 —

280 *м*. Скважины вводились в бурение последовательно, с перерывами от полутора до двух лет.

Одновременно с глубоким разведочным бурением продолжалось колонковое. Кроме того, в 1951 г. А. П. Грязновым была проведена геологическая съемка.

На основании материалов съемки в комплексе с данными колонкового бурения взгляды на геологическое строение площади изменились. Было установлено, что основным тектоническим элементом Богачевской площади является большая сложнопостроенная антиклинальная складка северо-восточного простирания с осью, проходящей юго-восточнее выхода нефти. Оказалось также, что ранее разведываемая Центральная структура не имеет самостоятельного значения, являясь небольшим осложнением на северо-западном крыле основной структуры. Изучение Богачевской (или Восточной) антиклинали началось с 1951 г.

В результате проведенных работ более или менее четко наметилось строение только части северо-западного крыла складки. Положение свода складки и строение юго-восточного крыла не определились. Ось складки условно проводилась между колонковыми скв. 29 и 5. На основании этих данных по указанию Главнефтеразведки были заложены разведочные скв. Р-4 и Р-5; скв. Р-4 была задана в предполагаемой присводовой части Богачевской антиклинали, скв. Р-5 — на ее юго-восточном крыле. Помимо изучения строения и нефтеносности разреза, предполагалось выяснить глубинное строение Богачевской антиклинали. В связи с этим скважины были заложены по профилю, ориентированному вкрест простирания структуры и проходящему через роторные скв. Р-1, Р-2 и Р-3; скв. Р-4 была заложена в 900 *м* к юго-востоку от скв. Р-3,а скв. Р-5 — в 300 *м* к юго-востоку от скв. Р-4. Скв. Р-5 не бурили.

Одновременно на площади продолжалось колонковое бурение. В результате колонкового бурения, проведенного в 1952—1954 гг., и бурения разведочной скв. Р-4 положение оси складки определилось в районе устья р. Трухинки, т. е. в 1,5 *км* от скв. Р-4.

Строение Богачевской антиклинали приведено в главе «Тектоника».

В присводовой части складки была пробурена разведочная скв. 6, а необходимость в бурении скв. 5 отпала.

Ниже приводятся данные о результатах бурения поисково-разведочных скважин.

Скв. Р-1. Первый проект на бурение скважины был составлен геологом объединения Дальнефть В. Г. Макаровым 20 декабря 1946 г. на основании проведенных им геологосъемочных работ и структурных построений по пробуренным к тому времени 16 колонковым скважинам. Место заложения скв. Р-1 определено на северо-западном крыле структуры (структурная карта по кровле песчаного горизонта), в районе колонковой скв. 10; проектная глубина ее 2000 *м*.

Скважину начали бурить 22 сентября 1948 г. и закончили 9 июня 1951 г. при забое 1400 *м* со следующей конструкцией: 16″ направление — 7 *м*, 14″ кондуктор — 232 *м*; скважину ликвидировали без испытания 6 августа 1954 г.

К этому времени полученный материал по разведочным скв. Р-2 и Р-3, а также ряду колонковых скважин показал, что скв. Р-1 находится на глубоком погружении структуры и что разрез отложений ниже 1400 *м* до проектной глубины освещен другими скважинами.

В скв. Р-1 в интервале 1050—1270 *м* был вскрыт горизонт, представленный плагиоклазовыми и туфогенными песчаниками, средне- и мелкозернистыми, темно-серого с зеленоватым оттенком цвета. Этот горизонт, названный песчаным, явился основным маркирующим горизонтом для структурных построений по северо-западному крылу складки.

Геологический разрез опорной скв. Р-1 (по М. Б. Беловой и С. И. Федорову) приводится в табл. 7.

Таблица 7

Геологический разрез опорной скв. Р-1 Богачевской площади
(по М. Б. Беловой и С. И. Федорову)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—7	Песчано-валунно-галечные отложения, сложенные грубозернистым песком с валунами и галькой изверженных пород.
	Третичные отложения
	Богачевская серия
	Алевролитовый горизонт
7—60	Переслаивание аргиллитов алевритистых и алевролитов туфогенных. Редкие прослои песчаников мелкозернистых, туфогенных, полимиктовых. Породы темно-серые, участками известковистые и окремненные, трещиноватые. Трещины заполнены кальцитом. Иногда в породе наблюдается распыленный пирит.
60—97	Чередование песчаников мелкозернистых и алевролитов с включениями и прослоями аргиллитов. Песчаники и алевролиты плагиоклазовые, туфогенные, цемент глинистый. Породы темно-серые, плотные, средней крепости, трещиноватые. Трещины заполнены кальцитом, реже цеолитом. Кальцит встречается также в виде мелких включений и натечных корочек.
97—232	Аргиллиты с прослоями алевролитов и редкими включениями песчаников мелкозернистых. Аргиллиты темно-серые, плотные, средней крепости, тонкотрещиноватые, участками содержат алевритовый и песчаный материал. Часто по трещинам наблюдается кальцит, реже цеолит. Пирит присутствует в тонкорассеянном состоянии и в виде мелких включений. Алевролиты и песчаники плагиоклазовые, темно-серые, с глинистым цементом.
232—340	Чередование прослоев песчаников мелкозернистых, алевролитов и аргиллитов алевритистых мощностью от 1 до 13 *м*. Цемент песчаников глинистый, местами карбонатный. Породы темно-серого цвета, крепкие, плотные, участками окремненные. По трещинам натечными корочками и мелкими включениями наблюдается кальцит; редко по трещинам цеолит. В породе содержатся пылевидная вкрапленность и мелкие скопления пирита, редкие кирпично-красные зерна туфов.
340—555	Аргиллиты прослоями алевритистые до перехода в алевролиты; мощность прослоев до 12 *м*. В породах редкие включения и тонкие прослои песчаников. Характер пород аналогичен описанному выше. На глубине 424 и 432 *м* наблюдалось слабое газирование в течение 2—3 мин.
555—806	Аргиллиты алевритистые с прослоями песчаников мелкозернистых и алевролитов; мощность прослоев 5—6 *м*. Породы темно-серые, перемятые, давленые, трещиноватые, средней крепости и мягкие, редко участками окремненные. Содержат включения карбонатной породы буровато-желтого цвета, прожилки и включения кальцита. В интервале 580—600 *м* в глинистом растворе наблюдалась эмульсия нефти и пузырьки газа.
806—1050	Аргиллиты участками алевритистые с переходом в прослои туфогенных алевролитов мощностью до 2 *м* и тонкими прослоями и включениями песчаников мелкозернистых, туфогенных, полимиктовых. Породы темно-серого, реже серого цвета, перемятые, слабоокремненные, иногда известковистые, участками кальцитизированные. На глубинах 820 и 826 *м* наблюдалось появление эмульсии нефти на поверхности глинистого раствора, иногда сопровождающееся пузырьками газа. Слабое газирование в виде пузырьков газа фиксировалось на глубинах 894—895, 922,5—924,6, 931, 1015,5 и 1036 *м*.

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Песчаный горизонт
1050—1270	Песчаники мелкозернистые, туфогенные, полимиктовые, иногда глинистые с редкими прослоями алевролитов (песчаников тонкозернистых) туфогенных, а также прослоями, линзами и включениями неправильной формы аргиллитов алевритистых. Породы темно-серого цвета, плотные, крепкие, окремненные, участками известковистые, иногда кальцитизированные. Редкими участками породы тонкотрещиноватые с прожилками кальцита и цеолита. В рассеянном виде в породе часто встречается пирит. В интервале 1251—1271,5 *м* по трещинам в керне наблюдались включения твердого битума (асфальт).
	Песчано-аргиллитовый горизонт
1270—1400	Аргиллиты местами алевритистые, темно-серого, почти черного цвета, сильно окремненные, с раковистым изломом, слегка давленые, редко трещиноватые. В породе изредка встречаются линзовидные участки аргиллита светло-серого цвета с сизоватым оттенком туфогенного. Участками встречается пирит в рассеянном состоянии. Трещины заполнены кальцитом и реже цеолитом. В интервале 1340—1400 *м* наблюдалось слабое газирование в виде пузырьков газа на поверхности глинистого раствора.

Скв. Р-2. Эта скважина с проектной глубиной 2000 *м* была начата бурением 19 октября 1950 г. и закончена 20 января 1954 г. при забое 1571 *м* со следующей конструкцией: 18″ направление — 12 *м*, 14″ кондуктор — 250 *м* и 10″ техническая колонна — 1396 *м*.

При бурении были отмечены довольно интенсивные газонефтепроявления. Испытание ее производилось в интервалах 1419—1408, 1395—1370 и 1265—1255 *м*.

При испытании интервала 1395—1370 *м* после перфорирования, понижения уровня до глубины 1021 *м* и остановки на двое суток в скважине скопилось около 100 *л* нефти. Наблюдались также небольшие притоки газа и воды. Дебит газа не превышал 60 $м^3$/*сутки* (по замерам шайбным измерителем); дебит воды составил 150—300 *л*/*сутки*. Вода слабоминерализованная, гидрокарбонатнонатриевого типа. Статический уровень установлен на глубине 647 *м*.

Интервал 1419—1408 *м* испытывался без перекрытия нижнего объекта испытания; притоков нефти или газа не получено, дебит воды составил 290 *л*/*сутки*.

Интервал 1265—1255 *м* вскрывался торпедированием (заряд 18 *кг* тола) без перекрытия нижних объектов испытания. Через 3—4 часа после торпедирования началось сильное газирование, у устья ощущался резкий запах нефти, раствор беспрерывно бурлил. Через 12 час. после вскрытия интервала с уровня (у устья) собрано около 400 *л* нефти. В дальнейшем при понижении уровня на поверхности периодически скапливалось 50—70 *л* нефти и в конце испытания было собрано около 0,5 *т*. За весь период испытания (с 24 мая по 22 июня) было собрано около 1,5 *т* нефти.

Необходимо отметить, что в процессе работы уровень жидкости в скважине снижался до глубины 1300 *м* и испытуемый интервал, таким образом, полностью освобождался от давления. Однако приток нефти и воды при этом не увеличивался. Среднесуточный дебит воды составил 600—650 *л* при колебании от 1100 до 300 *л*.

Вода, как и в первых испытанных интервалах, слабоминерализованная, гидрокарбонатнонатриевого типа. Статический уровень установлен на глубине 340 *м* и фиксировался в течение 35 час.

Геологический разрез, вскрытый этой скважиной, приведен в табл. 8.

Таблица 8

Геологический разрез разведочной скв. Р-2 Богачевской площади
(по М. Б. Беловой и С. И. Федорову)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—25	Аллювиальные валунно-галечные отложения
	Третичные отложения
	Богачевская серия
	Алевролитовый горизонт
25—458	Аргиллиты с включениями и прослоями песчаников и алевролитов. Аргиллиты участками алевритистые, темно-серые, часто давленные, легко распадаются на мелкие обломки. Песчаники темно-серые, участками почти черные, плотные и крепкие, тонко- и мелкозернистые, плагиоклазовые, содержат обломки красно-бурых туфов. Цемент песчаников глинистый, хлоритово-глинистый, участками карбонатный. Алевролиты темно-серые, плотные, крепкие, слабо-трещиноватые. Породы местами пронизаны густой сетью трещин, обычно заполненных кальцитом. Много пылевидной вкрапленности пирита. На глубине 307,8 и 405,5—414,5 *м* наблюдалось слабое газирование. В интервале 314—320 и 356,7 *м* наблюдалась нефтяная пленка. В интервале 350—352 *м* наблюдалось слабое газирование и нефтяная эмульсия.
	Песчаный горизонт
458—763	Песчаники темно-серые с зеленоватым оттенком, плотные и крепкие, иногда трещиноватые, тонко- и мелкозернистые, в нижней части среднезернистые, плагиоклазовые, туфогенные, содержат обломки туфов. Цемент глинистый, участками карбонатный. В песчаниках наблюдаются небольшие прослои и включения глинистых сланцев и алевролитов. Тонкие трещины выполнены кальцитом. Повсеместно наблюдается пылевидная вкрапленность и реже отдельные мелкие зерна пирита.
	Песчано-аргиллитовый горизонт
763—1409	Аргиллиты местами алевритистые, темно-серого, почти черного цвета, плотные, крепкие, иногда окремненные, на отдельных участках карбонатизированные (глинисто-карбонатная порода). В аргиллитах содержатся линзы и прослои песчаников, чаще алевролитов мощностью до 20 *м*. Песчаники серые и темно-серые, тонкозернистые, полимиктовые, туфогенные, плотные, крепкие. Алевролиты темно-серые, полимиктовые, глинистые. В нижней части интервала аргиллиты туфогенные (туффиты). На глубинах 1312,7, 1325, 1360, 1364,4 и 1405,3 *м* наблюдалось слабое газирование, иногда ощущался запах бензина. На глубинах 1208,8—1210,7, 1317,3, 1321 и 1365,3 *м* газирование сопровождалось появлением нефтяной пленки на поверхности глинистого раствора. В интервале 1269—1270 *м* и на глубине 1296,6 *м* наблюдалось сильное газирование и нефтяная пленка; на протяжении 2 час. у устья скважины ощущался резкий запах бензина. На глубинах 1408,1 и 1408,6 *м* при промывке во время бурения глинистый раствор сильно бурлил с выделением паров и нефтяных газов над устьем скважины. Газирование сопровождалось выделением нефтяной пленки.
1409—1437	Сильно перемятые, трещиноватые, кальцитизированные и частично окремненные пиритизированные породы, напоминающие тектоническую брекчию, состоящую из обломков аргиллитов и туфогенных песчаников. В интервале 1413,5—1416,6 *м* наблюдалось слабое газирование и нефтяная пленка. В интервале 1419,0—1419,6 *м* фиксировалось сильное газирование и густая нефтяная пленка.
1437—1490	Аргиллиты алевритистые с прослоями и включениями алевролитов, реже песчаников. Породы темно-серые, участками карбонатизированные с пылевидной вкрапленностью пирита, давленные и перемятые, местами напоминающие тектоническую брекчию.

Продолжение табл. 8

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
1490—1513	Аргиллиты с прослоями и включениями алевролитов и песчаников. Аргиллиты темно-серого, почти черного цвета, окремненные, содержат очень тонкие (до 10 *мм*) прослои и включения пепельно-серых или сизовато-серых туффитов, проникнутых кальцитом и цеолитом. Прослои песчаников и алевролитов в свою очередь содержат включения аргиллитов. Песчаники туфогенные, зеленовато-серого цвета, мелкозернистые. Породы крепкие, сильно давленые и трещиноватые, в большом количестве наблюдаются пылевидная вкрапленность и мелкие включения пирита. В интервалах 1496,5—1498 и 1500,2—1501,9 *м* наблюдалось газирование, запах бензина и нефтяная пленка.

Скв. Р-3. Бурение скважины было начато 17 мая 1952 г. и закончено 27 марта 1954 г. на глубине 2313 *м* (проектная глубина 2300 *м*).

Конструкция скважины следующая: 18″ направление — 10,7 *м*, 14″ кондуктор — 150 *м*, 10″ техническая колонна — 1600 *м* с подъемом цемента на высоту 154 *м* над башмаком колонны, 5″ эксплуатационная колонна — 2269,3 *м*.

Испытание скважины проводилось в интервалах 2313—2278 (открытым забоем) и 1843—1819 *м*. Притока нефти не получено.

При испытании нижнего интервала получен приток воды с дебитом 350—430 *л/сутки* (при понижении уровня до 1485 *м*). Статический уровень установлен на 150 *м* выше устья скважины.

В интервале 1843—1819 *м* получены приток воды с дебитом 1,2 $м^3$/*сутки* и незначительный приток газа. В процессе работ по испытанию скважины наблюдалось постоянное поступление газа через отвод в 10″ колонне; при дополнительной заливке цемента за 6″ колонну произошел выброс, сопровождавшийся повышением давления до 20—30 *атм*, сохранявшегося в течение 10 мин.

Геологический разрез, вскрытый скважиной, приведен в табл. 9.

Скв. Р-4. Бурение скважины начато 5 июля 1953 г. и прекращено в июне 1954 г. на глубине 1359 *м* (проектная глубина 2500 *м*). Конструкция скважины следующая: 18″ направление — 7,2 *м*, 14″ кондуктор — 250 *м* с подъемом цемента на высоту 86,4 *м*.

Геологический разрез скважины и описание нефтегазопроявлений по ней приведены в табл. 10.

Скв. Р-6. Скважина пробурена в присводовой части Богачевской антиклинали.

Проектная глубина ее была установлена 2500 *м*. Бурение начато 3 июня 1955 г. и закончено 20 октября 1956 г. при забое 2501 *м*.

Конструкция скважины следующая: 18″ направление — 15,5 *м*, 14″ кондуктор — 200,3 *м*, 10″ техническая колонна — 1756,3 *м* с подъемом цемента на высоту 498,3 *м* над башмаком колонны, 6″ колонна — 2501 *м* с подъемом цемента на высоту 646 *м* над башмаком колонны.

Нефтегазопроявления в процессе бурения наблюдались в интервалах 1769—1791 и 2366—2501 *м*. В интервале 1769—1791 *м* отмечено небольшое газирование со слабой нефтяной пленкой; в составе углеводородных газов фиксировались тяжелые углеводороды (данные газового каротажа). С глубины 2366 *м* началось интенсивное газирование с периодическими выбросами глинистого раствора на 1—1,5 *м* выше стола ротора. С глубины 2402 *м* появился приток пластовых вод с дебитом 18—20 $м^3$/*сутки*.

После достижения проектной глубины вместе с нефтяной пленкой и газом появились зеленовато-желтые хлопья парафинистой нефти. В сентябре — октябре периодически производился сбор нефти в отстойниках; всего собрано около 400 *кг* нефти.

Таблица 9

Геологический разрез разведочной скв. Р-3 Богачевской площади
(по М. Б. Беловой)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—95	Валунно-галечные отложения — грубозернистые пески с валунами и галькой изверженных пород.
	Третичные отложения
	Богачевская серия
	Алевролитовый горизонт
95—405	Аргиллиты с прослоями и линзами песчаников и алевролитов. Аргиллиты темно-серые и серые, иногда с зеленоватым оттенком, довольно часто перемятые, местами окремненные, включают участки глинисто-карбонатной породы и мелкозернистого песчаника с карбонатным цементом. Песчаники серые и темно-серые с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, с глинистым и участками карбонатным цементом. Содержат прослои алевролитов.
	Песчаный горизонт
405—560	Песчаники темно-серые с темно-зеленым оттенком, мелкозернистые, туфогенные, местами с большим содержанием обломков туфа. Цемент глинистый, иногда карбонатный. Много мелкой вкрапленности пирита. Редко в песчаниках содержатся прослои аргиллитов, участками алевритистых мощностью до 3 *м*.
	Песчано-аргиллитовый горизонт
560—840	Аргиллиты алевритистые, темно-серые, сильно окремненные, с прослоями алевролитов и песчаников. Алевролиты темно-серые, почти черные, туфогенные. Песчаники светло-серые, тонко- и мелкозернистые, туфогенные, местами кальцитизированные. На глубине 797,7 *м* в течение 15 мин. на поверхности глинистого раствора наблюдалась нефтяная пленка. Раствор был сильно газирован с запахом бензина. Керн (песчаник) с интервала 799,1—801,9 *м* имел слабый запах битума. На глубине 825,8 *м* в течение 45 мин. наблюдалась нефтяная пленка. Раствор слабо газирован.
840—930	Породы сильно перемятые, давленые, слабоокремненные, напоминающие тектоническую брекчию. Состоят из линз и неправильной формы участков песчаника и аргиллита. Песчаники серые и светло-серые, мелкозернистые, туфогенные; аргиллиты редко алевритистые.
930—1115	Переслаивание аргиллитов, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Аргиллиты редко алевритистые, темно-серые, иногда с коричневым оттенком, плотные, крепкие. Песчаники и алевролиты туфогенные, полимиктовые, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, участками карбонатизированные. Иногда в песчаниках содержатся неправильной формы включения аргиллитов. К последним приурочены сильно пиритизированные растительные остатки. Местами пирит в виде гнездовидных скоплений. Редко тонкие прослойки туффита. На глубине 967,1 *м* наблюдалось слабое газирование, а на глубине 1028,4 *м* поверхность глинистого раствора покрыла нефтяная пленка бурого цвета.
1115—1255	Аргиллиты местами алевритистые, темно-серые, довольно плотные, крепкие, с неясно выраженной брекчиевидной структурой. В интервале 1200—1210 *м* содержат прослои и неправильной формы включения песчаников мелкозернистых темно-серого цвета, а также прослои алевролитов. Много распыленного пирита.
1255—1315	Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность прослоев от 1 до 5 *м*. В разрезе преобладают песчаники и алевролиты. При бурении в интервале 1271—1274 *м* наблюдалась нефтяная пленка. Раствор газирован; у устья скважины сильный запах бензина.
1315—1370	Аргиллиты алевритистые с тонкими (до 20 *см*) прослоями и струйно-линзовидными включениями песчаников. Породы темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, туфогенные, крепкие, участками окремненные, сильно трещиноватые. Содержат пылевидные вкрапления пирита, прожилки и включения кальцита.

Продолжение табл. 9

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
1370—1600	Аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников мелкозернистых мощностью до 20 *см* и редко до 1 *м*. Аргиллиты часто алевритистые, темно-серого, почти черного цвета, сильно давленые и перемятые, легко крошатся. Участками аргиллиты очень крепкие, окремненные. Часто содержат известковистые включения. По степени разрушенности и перемятости напоминают тектоническую брекчию. В породах по трещинам в виде мелких включений часто наблюдаются кальцит и цеолит. В большом количестве встречается пирит (и возможно марказит). При забое 1389,1 *м* в пробе глинистого раствора отмечены нефтяная пленка и запах бензина. При забое 1428 *м* слабое газирование и ирризирующая пленка темно-коричневого цвета.
1600—1645	Алевролиты туфогенные, глинистые, темно-серые, окремненные, очень крепкие, участками давленые, трещиноватые. Местами встречаются мелкие (2×6 *мм*) включения и линзовидные прослои песчаников и туффитов. Породы содержат тонкие прожилки и мелкие включения кальцита и цеолита.
1645—1715	Аргиллиты с прослоями туффитов, песчаников и алевролитов. Аргиллиты часто алевритистые, участками туфогенные, темно-серые, крепкие, окремненные. Туффиты пепельно-серого цвета с голубым оттенком. В породах содержатся тонкие прожилки кальцита и цеолита, повсеместна пылевидная вкрапленность пирита. На глубинах 1646,1 и 1669,5 *м* и в интервале 1659—1661 *м* наблюдалось слабое газирование.
1715—1815	Аргиллиты участками алевритистые, туфогенные, с включениями и линзовидными прослоями песчаника и чаще туффитов. Редкие прожилки кальцита и цеолита. Часто пылевидная вкрапленность и скопления пирита. В интервале 1795,9—1799,9 *м* отмечены сильное газирование и нефтяная пленка; на глубине 1800,8—1801,7 *м* раствор газирован и слабая нефтяная пленка.
1815—1900	Аргиллиты местами алевритистые, темно-серые, крепкие, сильно окремненные, содержат включения кремнистых пород белого и серого цвета. Встречаются прослои песчаников туфогенных с глинисто-карбонатным цементом, содержащие включения кремнистых пород и аргиллитов. Нефтепроявления наблюдались в интервале 1828—1830 *м*. Раствор сильно газирован, на глубине 1858 *м* раствор сильно газирован и нефтяная пленка; в интервалах 1873—1874 и 1884—1885 *м* отмечено слабое газирование.
	Песчано-конгломератовый горизонт
1900—2000	Песчаники с включениями и прослоями туффитов, алевролитов и глинистых сланцев. Песчаники мелкозернистые, темно-серого цвета, туфогенные, крепкие, цемент глинистый, местами известковистый. Порода содержит прожилки кальцита и вкрапленность пирита. В интервале 1900,8—1901,5 *м* отмечены сильное газирование и нефтяная пленка, а на глубине 1941,3—1942,1 *м* раствор газирован и нефтяная пленка.
2000—2313	Переслаивание конгломератов, гравелитов и песчаников. Конгломераты гравелитово-галечные, туфогенные, темно-серые, крепкие, слаботрещиноватые. Цемент песчано-глинистый, участками туфогенный. В составе конгломератов содержатся гравий и галька туфогенных песчаников, глинистых сланцев, туффитов, реже эффузивных пород, кварца и туфов. Цвет обломков различный — темно-серый, черный, пепельно-серый, голубой, зеленый и т. д., что придает породе пестрый вид. В большинстве случаев гравий и галька хорошо окатаны, встречаются и угловатые обломки. Размер гальки 10—15 *мм*, редко до 6—8 *см*. Гравелиты мелко- и разнозернистые, туфогенные, темно-серые, крепкие, слаботрещиноватые, цемент их песчано-туфовый. Содержание гравия в породе 60—70%. Песчаники разнозернистые, реже средне- и мелкозернистые, туфогенные, темно-серые, местами содержат включения гравия; цемент обычно глинистый или глинисто-туфовый. Кластическая часть гравелитов и песчаников представлена теми же породами, что и в конгломератах. Встречаются также отдельные прослои аргиллитов и алевролитов. При глубинах 2094—2045, 2107,1—2109, 2124,8—2125, 2193,7—2198,5 и 2248,1—2251 *м* наблюдалось слабое газирование раствора и нефтяная пленка.

Таблица 10

Геологический разрез разведочной скв. Р-4 Богачевской площади
(по М. Б. Беловой и С. И. Федорову)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—120	Песчано-валунно-галечные отложения — грубозернистые пески с включениями валунов и гальки из изверженных пород.
	Третичные отложения
	Богачевская серия
	Песчано-аргиллитовый горизонт
120—280	Переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Породы темно-серого цвета, более или менее окремненные; песчаники обычно мелкозернистые, туфогенные, местами карбонатизированные.
280—310	Аргиллиты темно-серые.
310—415	Песчаники мелкозернистые, темно-серого цвета, туфогенные, полимиктовые. В песчаниках наблюдаются включения и прослои алевролитов, аргиллитов и туффитов.
415—505	Переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Породы аналогичны интервалу 120—280 *м*.
505—550	Аргиллиты часто алевритистые, участками песчанистые, темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, крепкие, местами окремненные. В породах наблюдаются мелкие (1—2 *мм*) угловатые обломки аргиллитов черных и зеленых.
550—568	Песчаники мелкозернистые, темно-серые, полимиктовые, содержат включения и прослои туффитов, алевролитов и аргиллитов.
568—1065	Переслаивание аргиллитов глинисто-алевритистых и алевролитов. Аргиллиты темно-серого цвета, местами с буроватым оттенком, крепкие, окремненные; в интервалах 687—692 и 888,3—895,5 *м* породы туфогенные (туффиты) со слабым голубоватым или розоватым оттенком; содержат большое количество мелкого гравия и угловатых обломков размером от 2 до 6 *мм*, представленных аргиллитами. Породы имеют включения и тонкие прослои песчаников. На глубинах 811 и 821 *м* наблюдалось слабое газирование.
	Песчано-конгломератовый горизонт
1065—1250	Песчаники с прослоями и включениями аргиллитов. Песчаники туфогенные, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, содержат много распыленного пирита, включения и прожилки кальцита. Цемент песчано-глинистый, участками туфовый. Породы давленые, трещиноватые со следами тектонических подвижек. Аргиллиты темно-серые, почти черные, окремненные, сильно давленые. В интервале 1150—1200 *м* наблюдалось слабое газирование.
1250—1359	Гравелиты с прослоями конгломератов, песчаников и аргиллитов. Породы темно-серые, крепкие. Размер обломков пород и зерен минералов в гравелитах от 1 до 5 *мм*.

Испытание скважины проводилось в пяти горизонтах:
I — 2446—2450 *м*; II — 2406—2417 *м*; III — 2367—2381 *м*;
IV — 2283—2294 *м*; V — 1771—1787 *м*.

Горизонты I, II и IV оказались сухими. При испытании горизонта III получен приток минерализованных (12,4 *г/л*) хлоркальциевых вод (дебит 13 $м^3$/*сутки*) с нефтяным газом и слабой нефтяной пленкой; впоследствии на поверхности раствора появились сгустки темно-коричневой парафиновой нефти.

В результате испытания горизонта V получены небольшой приток минерализованных (6 *г/л*) вод и слабая нефтяная пленка.

Геологический разрез скважины представлен в табл. 11.

Таблица 11

Геологический разрез разведочной скв. Р-6 Богачевской площади
(по Л. П. Грязнову)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—20	Песок разнозернистый с гравием, галькой и валунами из эффузивных пород (андезиты и базальты).
	Третичные отложения
	Богачевская серия
	Песчано-конгломератовый горизонт
20—790	Песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов и гравелитов. Мощность прослоев и пачек аргиллитов и алевролитов от 0,1 до 12 *м*, гравелитов от 0,3 до 8 *м*. Песчаники туфогенные, темно-серые и серые с зеленоватым оттенком, прослоями мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые, местами с включениями гравия и прожилками кальцита, крепкие, трещиноватые, с глинистым и глинисто-карбонатным цементом. В составе кластической части породы содержатся обломки осадочных пород (от 30 до 75%), эффузивных пород (от 2 до 35%), плагиоклазы (от 5 до 35%), кварц (от 5 до 30%), моноклинные пироксены (2—3%) и рудные минералы. В некоторых шлифах отмечены единичные зерна глауконита, эпидота, циркона и остатки радиолярий. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, почти черные, крепкие, местами окремненные, с прожилками кальцита, часто с вкрапленностью пирита. В составе кластической части породы преобладают кварц и плагиоклазы. Основная масса породы пелитоморфная, неравномерно окрашена в различные оттенки бурого цвета. В некоторых шлифах отмечены остатки микрофауны плохой сохранности. Структура пород алевролитовая и алевропелитовая. Текстура обычно неправильно слоистая. Порода состоит из прослойков и линзовидных участков то почти чистого аргиллита, то алевролита. Переходы между этими прослойками обычно постепенные. Гравелиты темно-серого цвета, разнозернистые (от 1 до 8 *мм*), крепкие, с песчано-глинистым цементом. В разрезе гравелиты залегают гнездами, линзами и прослоями. Местами гравий встречается в рассеянном виде среди алевролитов и песчаников. В состав гравия входят осадочные (60—80%) и эффузивные породы (5—20%), плагиоклазы (0—15%) и темноцветные минералы. В некоторых образцах имеются обломки туфов, карбонатных пород и цеолитов. Осадочные породы представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами и реже кварцитами. Среди эффузивных пород преобладают андезиты, реже встречаются порфириты и вулканическое стекло. Плагиоклазы обнаружены в небольших (до 0,3 *мм*) зернах, представленных олигоклазом и андезитом.
790—970	Аргиллиты с маломощными (от 1 до 20 *см*) линзами и прослоями песчаников. Аргиллиты темно-серые, почти черные, местами с коричневатым оттенком, крепкие, хрупкие, с жирным блеском, трещиноватые, участками сильно перемятые, легко разрушаются с образованием мелких угловатых обломков. Песчаники туфогенные, темно-серого и серого цвета с голубоватым оттенком, разнозернистые, местами с мелким гравием (2—4 *мм*), крепкие, иногда с прожилками кальцита и цеолита, с глинистым цементом. В кластической части содержатся обломки андезитов, базальтов и песчаников (до 20—25%), плагиоклазов (до 30%), кварца (до 20—40%), пироксена (1%) и магнетита. Слоистость в породах наблюдается под углом 50—70° к плоскости бурения.
970—1045	Песчаники с прослоями аргиллитов, мощность которых колеблется от 0,1 до 2 *м*. Песчаники туфогенные, серого цвета с голубоватым и зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, крепкие, с пылевидной вкрапленностью пирита, с прожилками кальцита и цеолитов. Цемент глинистый. Аргиллиты темно-серые, почти черные, крепкие, с жирным блеском, сильно трещиноватые.
1045—1095	Аргиллиты темно-серые, почти черные, крепкие, хрупкие, с жирным блеском, с линзами и включениями песчаников.

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
1095—1200	Переслаивание аргиллитов и песчаников. Аргиллиты темно-серого, почти черного цвета с линзами и включениями песчаников. Крепкие, трещиноватые, с жирным блеском, легко разрушаются с образованием мелких обломков. Песчаники туфогенные, темно-серые и серые с голубоватым оттенком, среднезернистые, с небольшими линзами аргиллитов, крепкие, с прожилками кальцита и цеолитов. Цемент глинистый.
1200—1225	Аргиллиты темно-серые, почти черные, крепкие, хрупкие, с жирным блеском, трещиноватые, легко разрушаются. В нижней части аргиллиты брекчированные.
1225—1420	Переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты темно-серые, почти черные, с жирным блеском, крепкие, трещиноватые. Основная масса породы состоит из глинисто-слюдистого вещества; в составе кластической части различаются плагиоклазы, кварц и пирит в виде мелких зерен округлой формы. По трещинам наблюдаются цеолиты и гидроокислы железа. В интервале 1369,4—1375,9 *м* аргиллиты брекчированные. Алевролиты темно-серые, песчанистые, с линзами и включениями аргиллитов, крепкие, с глинистым цементом. Песчаники туфогенные, темно-серые и серые с голубоватым оттенком, мелкозернистые, линзами среднезернистые, крепкие, с глинистым цементом. В разрезе местами встречаются прослои и линзы туффитов зеленовато-серого цвета.
1420—1535	Базальтовые порфириты с прослоями аргиллитов и песчаников. Порфириты темно-серые с зеленоватым оттенком, сильно измененные, хлоритизированные, средней крепости, с прожилками кальцита и цеолита. Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза, погруженных в стекловатую хлоритизированную массу буро-зеленого цвета. Порфировые выделения представлены крупными (1×4 *мм*) зернами плагиоклаза и пироксенами. Аргиллиты зеленого, бурово-красного и черного цвета, сильно перемятые, с жирным блеском, местами шелковистые, хлоритизированные, с включением песчаников. Песчаники темно-серые, мелко- и среднезернистые, крепкие, с прожилками кальцита и с карбонатным цементом. В нижней части разреза в аргиллитах большое количество диатомовых.
1535—1750	Переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность прослоев от 0,05 до 0,8 *м*. Песчаники туфогенные, темно-серого цвета, мелко- и среднезернистые, глинистые, крепкие, трещиноватые, с включениями алевролитов и редкими прожилками кальцита. Аргиллиты темно-серого цвета, местами песчанистые, с жирным блеском, трещиноватые, легко разрушаются. В интервале 1685,4—1689,3 *м* в аргиллитах встречается пылевидный пирит. В нижней части разреза встречаются песчаники серого и зеленовато-серого цвета с включениями хлоритизированных аргиллитов. Слоистость наблюдается под углом 30—40° к плоскости бурения.
1750—1790	Песчаник плагиоклазовый, серый, средне- и мелкозернистый, крепкий, трещиноватый, с прожилками кальцита, с глинисто-туфовым цементом. Местами в песчаниках встречаются прослои и линзы аргиллитов темно-серых, крепких, трещиноватых. В интервале 1769—1791 *м* наблюдалось слабое газирование глинистого раствора в виде пузырьков и на глубине 1772—1773 *м* — слабовыраженная нефтяная пленка.
1790—1860	Переслаивание песчаника с аргиллитами. Мощность прослоев аргиллитов от 1 до 5 *см*. Песчаник туфогенный, темно-серого цвета, мелкозернистый, крепкий, с редкими прожилками кальцита, с глинистым цементом. Аргиллиты темно-серого, почти черного цвета, крепкие, плотные, местами с тонкими прожилками кальцита.
1860—1920	Песчаник плагиоклазовый, серого и темно-серого цвета, мелкозернистый, крепкий, с маломощными (2—10 *см*) прослоями и линзами аргиллитов, с прожилками цеолитов. Аргиллиты темно-серые, серые и бурово-коричневые, крепкие, хрупкие, с жирным блеском, местами перемятые, легко разрушаются с образованием остроугольных обломков. В интервале 1888,6—1890,5 *м* песчаник с зеленоватым оттенком. В разрезе местами встречаются скопления растительных остатков и пирит.
1920—1985	Песчаник туфогенный, темно-серый, среднезернистый, крепкий, с линзами мелкозернистого песчаника, с прожилками цеолита и пылевидной вкрапленностью пирита. В интервале 1927,6—1930,4 *м* в песчанике встречена линза (8 *см*) гравелита, местами наблюдаются включения аргиллитов.

Продолжение табл. 11

Интервал вскрытия, м	Описание разреза
1985—2060	Переслаивание аргиллитов и песчаников. Аргиллиты темно-серые, крепкие, трещиноватые, местами с линзами мелкозернистого песчаника. Песчаники туфогенные, темно-серого и серого цвета, местами с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, крепкие, трещиноватые, с тонкими прожилками кальцита и небольшими линзами (3—6 см) аргиллитов.
2060—2120	Гравелит туфогенный, разнозернистый (от 3 до 8 см), темно-серый, крепкий, слаботрещиноватый. В нижней части интервала наблюдается переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность прослоев от 0,1 до 0,8 м. Песчаники туфогенные, темно-серые и серые, тонкозернистые, с линзами (до 2—8 см) аргиллитов и тонкими прожилками кальцита, крепкие, трещиноватые, с глинистым и карбонатным цементом. Аргиллиты темно-серые, с линзами песчаника, местами с углистыми включениями, крепкие и перемятые.
2120—2280	Аргиллиты темно-серые, крепкие, с линзами и мелкими включениями песчаников и алевролитов, с прожилками кальцита. Песчаники туфогенные, серого и зеленовато-серого цвета, тонкозернистые, с прожилками кальцита и карбонатным цементом.
2280—2500	Переслаивание песчаников и аргиллитов. Мощность песчаников от 0,5 до 1,5 м, аргиллитов от 0,05 до 0,5 м. Песчаники плагиоклазовые, темно-серые, серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, глинистые, крепкие, местами содержат прожилки кальцита, с карбонатным цементом. Аргиллиты темно-серые и буровато-красные, крепкие, местами окремненные, пятнистые, с тонкими прожилками кальцита, с линзами и включениями песчаников. В песчаниках и аргиллитах местами встречается вкрапленность пирита. В интервале 2368,3—2380 м скважиной вскрыты базальты серого цвета, мелкопористые (от 1 до 5 мм), по порам наблюдаются включения кальцита. Структура породы порфировая, структура основной массы гиалопилитовая, местами переходящая в интерсертальную. Вкрапленники представлены плагиоклазами и пироксенами размером до 2—3 мм. Базальты залегают, вероятно, в виде дайки, так как контактовые изменения во вмещающих породах наблюдаются больше в кровле и меньше в подошве. В нижней части разреза (2481—2501 м) аргиллиты темно-серые, крепкие, местами перемятые, хрупкие, с линзами (до 5 см) песчаника. С глубины 2366 м наблюдалось газирование глинистого раствора. Раствор был пенистый, пухлый, пронизан пузырьками газа. При глубине 2392—2393 м произошел выброс глинистого раствора на 1 м выше ротора, появилась слабая нефтяная пленка. Водопроявления зафиксированы с глубины 2402 м; вода пластовая, минерализованная.

ВОЯМПОЛЬСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Глубокое разведочное бурение на Воямпольской площади было начато в 1951 г.

В основу разведки этой структуры были положены данные геологической съемки, проведенной Б. Ф. Дьяковым в 1934 г.

До начала разведки спецконторой Камчатнефтеразведка объединения Дальнефть в 1940—1941 гг. были пробурены роторная скв. Р-1 (бурилась без отбора керна) до глубины 920 м и колонковая — до глубины 1052 м. Кроме того, в 1934 г. на этой площади в небольшом объеме были осуществлены электроразведочные работы.

Б. Ф. Дьяков эту структуру как по размерам, так и по строению оценивал «как огромное перспективное нефтяное месторождение».

За время разведки (1951—1956 гг.) на Воямпольской площади пробурены три глубокие разведочные скважины.

Ниже приводятся результаты бурения отдельных скважин.

Скв. Р-1. Скважина пробурена в сводовой (по верхним горизонтам) части Воямпольской антиклинали. Скважина была утверждена как опорная с проектной глубиной 2500 м. Бурение ее начато 24 апреля 1951 г. и прекращено 8 сентября 1952 г. на глубине 1410,5 м.

Конструкция скважины следующая: 20″ направление — 20 м, 14″ кондуктор — 302 м. Далее до забоя скважина бурилась без обсадки.

Описание геологического разреза по скважине приведено в табл. 12.

Таблица 12

Геологический разрез опорной скв. Р-1 Воямпольской площади
(по С. Г. Панкову)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—11	Суглинок и песок с галькой из изверженных и метаморфических пород.
	Третичные отложения
	Ковачинская серия
11—78	Аргиллиты серые и темно-серые, средней крепости, слегка песчанистые, неслоистые, среди них изредка встречаются более крепкие разности темно-серого и серого цвета.
78—130	Аргиллиты, аналогичные вышележащим и чередующиеся с пропластками песчаников, мощностью от нескольких сантиметров до 12 *м*. Песчаник мелкозернистый, средней твердости, голубовато-серый, с глинистым, реже известковистым цементом. В аргиллитах с глубины около 100 *м* встречаются туфогенный мелкорассеянный материал и тонкие прослойки зеленовато-серых и сине-серых, жирных на ощупь глин. В нижней части породы трещиноватые с тонкими прослойками кальцита по трещинам.
130—172	Те же аргиллиты, но пропластки песчаника встречаются значительно реже и преимущественно в центральной части интервала.
172—198	Аргиллиты от темно- до светло-серых, сланцеватые, слабопесчанистые, крепкие, с трещинами, заполненными кальцитом, чередуются с песчаниками голубовато-серыми, некрепкими, слегка известковистыми.
198—258	Аргиллиты серые и темно-серые, крепкие, слабопесчанистые, местами слегка известковистые.
258—271	Аргиллиты, аналогичные вышележащим, но перемежающиеся с пропластками серых мелкозернистых песчаников средней крепости.
271—306	Аргиллиты серые и темно-серые, слабопесчанистые, крепкие, местами известковистые, с трещинами, заполненными кальцитом. В нижней части интервала тонкие прослойки песчаника голубовато-серого, неплотного, известковистого.
306—322	Песчаник голубовато-серый, неплотный, мелкозернистый, с известково-глинистым цементом средней крепости, с подчиненным количеством аргиллитов серых и темно-серых, слабопесчанистых.
322—361	Аргиллиты серые и темно-серые, плотные, слабопесчанистые, с неровным изломом, с почти вертикальными трещинами, заполненными кальцитом.
361—392	Песчаник голубовато-серый, мелко- и тонкозернистый, плотный, средней твердости, неслоистый, местами известковистый, переслаивающийся с аргиллитами слабопесчанистыми, серыми и темно-серыми.
392—446	Аргиллиты серые, плотные, слабопесчанистые, в верхней части с мергельными конкрециями, изредка переслаивающиеся с мелкозернистыми голубовато-серыми песчаниками.
446—448	Туф вулканический, голубовато-белый, плотный.
448—461	Аргиллиты серые, реже темно-серые, крепкие, слабопесчанистые.
461—548	Аргиллиты серые и темно-серые, крепкие, слабопесчанистые, с трещинами, заполненными кальцитом. В центральной части интервала встречаются редкие прослойки песчаника голубовато-серого, мелкозернистого, неплотного и по всему интервалу — мергельные конкреции.
548—607	Аргиллиты серые, реже темно-серые, плотные, тонкопесчанистые, трещиноватые, с прожилками кальцита. Встречаются мергельные конкреции и редко пирит. В средней части интервала встречаются небольшие прослойки песчаника голубовато-серого, мелкозернистого, неплотного.
607—671	Те же аргиллиты, но с более частыми прослойками светло-серого и серого, тонко- и мелкозернистого песчаника и вулканического туфа.
671—717	Аргиллиты серые с небольшим количеством темной разности, крепкие, местами окремнелые, с очень редкими и тонкими пропластками песчаника светло-серого, реже темно-серого, крепкого. В аргиллитах редко встречаются округлые мергельные конкреции и в средней части тонкорассеянный пирит.
717—760	Аргиллиты, аналогичные вышележащим, но пропластки песчаника отсутствуют.
760—817	Аргиллиты серые, в подчиненном количестве темно-серые, крепкие, с частыми тонкими пропластками песчаника светло-серого и голубовато-серого, средней твердости, но иногда рыхлого, известковистого. Редко встречаются округлые мергельные конкреции, пирит и кальцит.

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
817—858	Аргиллиты с тонкими пропластками песчаников, аналогичные вышележащим, но более плотные, местами окремненные. Встречаются небольшие прослойки туфа вулканического, голубовато-серого, плотного, а также мергельные конкреции. Пирит встречается чаще.
858—899	Аргиллиты серые, изредка более темные, слабоокремненные, крепкие, излом раковистый, с редкими мергельными конкрециями. Изредка встречаются тонкие пропластки песчаника мелкозернистого от светло-серого до коричневатого.
899—940	Аргиллиты серые и темно-серые, крепкие, с почти вертикальными трещинами, заполненными кальцитом, нередко давленые, с зеркалами скольжения. В верхней части встречаются мергельные конкреции и редко мелкорассеянный пирит. Отмечены хорошо сохранившаяся фауна и обуглившиеся растительные остатки. Угол падения пород 8—10°.
940—970	Те же породы, что и вышележащие, но с тонкими пропластками песчаника голубовато-серого рыхлого и синевато-серого плотного, пиритизированного. Встречаются обуглившаяся флора и отпечатки фауны, среди которой обнаружен отпечаток гастроподы *Potamides*. На глубине 963,6 *м* угол падения пород 7—8°.
970—1008	Аргиллиты серые и темно-серые, довольно крепкие, с неровным и раковистым изломом, почти вертикальными трещинами, заполненными кальцитом. Встречаются хорошо сохранившиеся отпечатки фауны и обуглившихся растительных остатков и полоски, напоминающие ходы червей, покрытые синевато-серым веществом. На глубине 979 *м* обнаружен отпечаток *Potamides* или *Cerithium rubiginosum*. Угол падения пород 8°.
1008—1027	Те же аргиллиты, что и вышележащие, но на глубине 1009,4 *м* и в нижней части интервала с тонкими пропластками голубовато-серого крупнозернистого туфогенного песчаника с мелкорассеянным пиритом. Изредка встречаются округлые и пластовые мергельные конкреции и фауна. Угол падения пород 8°.
1027—1036	Туф вулканический, голубовато-серый, массивный, очень крепкий, разбитый трещинами в различных направлениях с налетами по ним белого, вязкого, парафиноподобного вещества. По трещинам запахи нефтяных погонов.
1036—1075	Аргиллиты серые и темно-серые, крепкие, с раковистым изломом, почти вертикальной трещиноватостью и мергельными конкрециями. В верхней части прослойки песчаника синевато-серого, мелкозернистого, с мелкорассеянным пиритом (мощность их до 3 *см*). Изредка встречаются отпечатки фауны и обуглившейся флоры. На глубине 1068,8 *м* встречен отпечаток моллюска *Solen*. Угол падения пород 4°.
1075—1135	Аргиллиты, аналогичные вышележащим, но сравнительно чаще встречаются пропластки песчаника. Породы нередко пиритизированные с образованием конкреций и линзовидных пропластков пирита. Изредка встречаются отпечатки фауны плохой сохранности и обуглившейся флоры. Угол падения пород 5—8°.
1135—1160	Аргиллиты крепкие, с крупно раковистым изломом, сильно перемятые, с шаровидными мергельными конкрециями и почти вертикальными трещинами, заполненными кальцитом. В нижней части интервала прослойки песчаника и туфогенного материала.
1160—1192	Те же аргиллиты с мергельными конкрециями, что и описанные выше, но менее перемятые. Песчаник отсутствует. По трещинам запахи нефтяных погонов (керосина).
1192—1200	Аргиллиты темно-серые, почти черные, чередующиеся с туфогенными синевато-серыми грубозернистыми песчаниками. По трещинам запахи нефтяных погонов. Наблюдается небольшое газирование глинистого раствора.
1200—1224	Аргиллиты темно-серые, почти черные, с частой, почти вертикальной трещиноватостью, выполненной кальцитом. На глубинах 1207,5 и 1214,3 *м* встречены тонкий прослой (1 *см*) и линзочки (до 1 *см* в поперечнике) пирита, а также мергельные округлые конкреции. На глубине 1212,4 *м* отмечены скопления фауны. По трещинам запахи нефтяных погонов.

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
1224—1262	Аргиллиты темно-серые, крепкие, с раковистым изломом и почти вертикальными трещинами, заполненными кальцитом. Редко встречаются тонкие пропластки песчаников светло-серых и синевато-серых, от тонко- до грубозернистых мощностью до 15 *см*. В средней части интервала встречаются округлые мергельные конкреции. Обнаружены отпечатки фауны и обуглившейся флоры. По трещинам резкие запахи нефтяных погонов.
1262—1272	Аргиллиты, аналогичные вышележащим, но сильно давленые, с обилием зеркал скольжения. Внизу частые и тонкие (от 6 до 20 *см*) пропластки песчаника и в основании пропласток (25 *см*) брекчиевидной породы. Угол падения пород 10—12°. По трещинам запахи нефтяных погонов.
1272—1280	Аргиллиты темно-серые, почти черные, с вертикальной трещиноватостью, крепкие, с неровным и раковистым изломом. Угол падения пород 10—12°. По трещинам запахи нефтяных погонов.
1280—1317	Трахиты светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком и более темные, внизу полукристаллические, крепкие, с почти вертикальными трещинами, заполненными налетами кальцита и пирофиллита. Редко встречаются мелкокристаллический пирит и пирротин. Из раствора наблюдалось выделение бурой пены.
1317—1342	Трахиты светло-серые, аналогичные описанным выше, но с включениями очень мелких ксенолитиков более темных пород. Породы разбиты трещинами, ориентированными в различных направлениях и заполненными кальцитом и пирофиллитом. Пирит отсутствует.
1342—1410	Трахиты, аналогичные описанным выше, но с более частыми включениями небольших ксенолитиков более темных пород. На глубине около 1351 *м* встречен яйцеобразный ксенолит до 21 *см* в диаметре темно-серого тонкозернистого песчаника с включениями куприта (?). Нередко в трахитах встречаются частые мелкие вкрапления и примазки бордово-красного цвета (куприт?) и изредка наблюдаются небольшие включения лазурно-синего цвета (азурит?). По трещинам запахи нефтяных погонов.

Скв. Р-2. Эта скважина заложена по данным Б. Ф. Дьякова на юго-восточном крыле Воямпольской антиклинали на основании протокола технического совета Главнефтегеологии от 9 сентября 1950 г.

Проектная глубина скважины 2500 *м*. Предполагалось вскрыть отложения верхнего мела.

Бурение было начато 12 декабря 1952 г. и прекращено по техническим причинам 2 января 1955 г. при забое 2072 *м*.

Конструкция скважины следующая: 18″ направление — 9 *м*, 14″ кондуктор — 300 *м*, 10″ техническая колонна — 1709 *м* с подъемом цемента на высоту 350 *м* от башмака колонны.

Описание геологического разреза по скважине приведено в табл. 13.

Скв. Р-3. Эта скважина была заложена на юго-восточном крыле структуры, в 1500 *м* к юго-востоку от скв. Р-1.

Проектная глубина ее 2500 *м*. Предполагалось вскрыть отложения верхнего мела.

Бурение скважины начато 6 июля 1954 г. и прекращено 4 ноября 1955 г. на глубине забоя 2310 *м* в связи с достижением проектного горизонта — верхнего мела.

Конструкция скважины следующая: 18″ направление — 30 *м*, 14″ кондуктор — 207 *м*, 10″ техническая колонна — 1559,5 *м* с подъемом цемента на высоту 379 *м* над башмаком колонны, 6″ эксплуатационная колонна — 1896 *м* с подъемом цемента на 256 *м* от башмака колонны.

Таблица 13

Геологический разрез разведочной скв. Р-2 Воямпольской площади
(по Г. А. Фисенко)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—10	Торф, галечники разнозернистые
	Третичные отложения
	Ковачинская серия
10—260	Аргиллиты серые, плотные, крепкие, сильно песчанистые, монолитные, с тонкими прожилками кальцита, часто переходящие в светло-серые и темно-серые алевролиты. Встречаются фораминиферы.
260—280	Песчаник светло-серый, рыхлый, тонкозернистый, известковистый. Редко встречается кальцит.
280—536	Аргиллиты серые, средней крепости, с неровным, передко раковистым изломом, с шаровидными конкрециями мергеля серого и коричневого.
536—544	Песчаник светло-серый, мелкозернистый, карбонатный.
544—805	Аргиллиты серые, крепкие, плотные, слегка песчанистые, сильно трещиноватые.
805—1287	Аргиллиты серые, темно-серые, плотные, слаботрещиноватые, чередующиеся с песчаниками серыми, среднезернистыми. В интервале 1008—1012 *м* залегает прослой туфа голубовато-серого, плотного, массивного. Встречается обуглившаяся флора. В интервале глубин 1279—1287 *м* встречен прослой плагиоклазового порфирита.
	Тигильская серия
1287—1830	Переслаивание аргиллитов с песчаниками темно-серыми, очень крепкими, плотными, трещиноватыми. В песчаниках много обуглившихся растительных остатков, в сланцах — несколько меньше. Нефтегазопроявления наблюдались по трещинам на следующих глубинах: 1354,84—1413,94 *м* — сильный запах нефтяных погонов (бензина) и интенсивное газирование; 1447,1—1480 *м* — легкий запах нефтяных погонов (бензина) и слабое газирование; 1498,47—1513,20 *м* — сильный запах нефтяных погонов; 1545,90—1551,22, 1566,54—1568,50 и 1601—1623,93 *м* — запах нефтяных погонов.
1830—2070	Аргиллиты темно-серые, почти черные, плотные, неслоистые, средней крепости, трещиноватые, с редкими небольшими прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников, переполненных обуглившимися растительными остатками. В аргиллитах встречаются прослои угля мощностью от нескольких сантиметров до 2 *м*.

Анализ материалов стандартного каротажа, ПС, БКЗ, газового каротажа позволил выделить ряд песчаных пластов в отложениях тигильской серии с высокими кажущимися сопротивлениями и относительно повышенными показателями содержания углеводородных газов.

По плану испытание проведено в следующих интервалах: 1824—1848 *м* — четыре пропластка полезной мощностью 16 *м*, 1804—1820 *м* — два пропластка полезной мощностью 11 *м* и 1780—1797 *м* — два пропластка полезной мощностью 12 *м*.

Пласты вскрывали перфорацией. Ни один из них никакого притока не дал, не наблюдалось также и поглощений. Последующая дополнительная перфорация, а также торпедирование на глубинах 1824 и 1812 *м* положительных результатов не дали, скважина оказалась сухой.

Геологический разрез скважины приведен в табл. 14.

Таблица 14

Геологический разрез разведочной скв. Р-3 Воямпольской площади
(по Г. А. Фисенко)

Интервал вскрытия, *м*	Описание разреза
	Четвертичные отложения
0—14	Песок с галькой изверженных пород
	Третичные отложения
	Ковачинская серия
14—34	Глины желтовато-бурые, плотные, на ощупь жирные, песчанистые.
34—338	В верхней части алевролиты постепенно переходят в аргиллиты и, наоборот. Алевролиты светло-серые, туфогенные, с редкими трещинами, по которым встречается кальцит. Аргиллиты более темные с многочисленными мелкими (2—3 *мм* длиной) линзами алевролитов, придающими им характерную пятнистость.
338—390	Песчаник светло-серый, туфогенный, рыхлый, с многочисленными обломками аргиллита темно-серого. Изредка встречается мергель.
390—652	Аргиллиты серые, светло-серые, слегка песчанистые, плотные, с прослоями песчаника светло-серого с голубоватым оттенком, мелкозернистого.
652—682	Песчаник голубовато-серый, средне- и мелкозернистый, туфогенный, изредка окремненный, средней крепости.
682—1000	Аргиллиты темно-серые, крепкие, песчанистые, с прослоем песчаника голубовато-серого, крепкого. По всему интервалу наблюдаются отпечатки фауны средней сохранности и обуглившиеся растительные остатки.
1000—1375	Аргиллиты темно-серые, плотные, слаботрещиноватые, с налетами кальцита по трещинам. Аргиллиты чередуются со светло-серыми, мелко- и средне-зернистыми песчаниками и алевролитами мощностью от нескольких сантиметров до 20—25 *м*. В песчаниках часто встречаются обуглившиеся растительные остатки. На глубине 1177—1185 *м* встречен туф голубовато-серый, плотный, массивный, крепкий, слабопесчанистый. В интервале 1190—1375 *м* встречаются плохо сохранившиеся отпечатки давленой фауны.
	Тигильская серия
1375—1710	Плагиоклазовые порфириты крепкие, массивные, сильно хлоритизированные (что придает им зеленую окраску), с четко выраженной порфировой структурой. Порода разбита редкими трещинами, по которым наблюдаются корочки кальцита.
1710—1830	Чередование прослоев серых мелкозернистых песчаников с темно-серыми плотными, крепкими, трещиноватыми аргиллитами. В песчаниках много обуглившихся растительных остатков, в аргиллитах их меньше.
1830—2165	Аргиллиты темно-серые, почти черные, плотные, крепкие, с редкими небольшими линзами и прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников, переполненных обуглившимися растительными остатками; кроме того, в аргиллитах встречаются прослои угля от нескольких сантиметров до 2 *м*. Местами аргиллиты содержат много мелкорассеянного пирита.
2165—2280	Аргиллиты темно-серые, почти черные, плотные, крепкие, раскалываются под углом от 10 до 40°. Встречается много обуглившихся растительных остатков.
	Меловые отложения
2280—2310	Метаморфизованная порода (роговик) зеленовато-серая и серовато-вишневая, плотная, массивная.

ОТБОР КЕРНА

В пробуренных разведочных скважинах керн отбирался в незначительном количестве. Характеристика отложений по скважинам основана главным образом на описании шлама с применением промыслово-геофизических данных и лишь в незначительной степени на описании керна, отбор которого по всем пробуренным скважинам составляет около 7% от всего объема бурения (табл. 15).

Таблица 15

Отбор керна по опорным и разведочным скважинам

№ скв.	Пробурено, м	Пройдено колонковыми долотами, м	Выход керна, м	Выход керна к общей проходке, %	Выход керна к проходке колонковыми долотами, %
Воямпольская площадь					
Р-1	1410	900 Сплошной отбор керна	381,61	27	74,8
Р-2	2070	286,5	157,7	7,6	55
Р-3	2310	93,72	52,51	2,3	56
Богачевская площадь					
Р-1	1400	319,2	43,5	3,1	13,6
Р-2	1571	166,6	28,8	1,83	17,3
Р-3	2313	369,5	190,3	8,23	51,5
Р-4	1359	119,9	16,0	1,2	13,4
Р-6	2501	368,2	165,8	6,63	45,0
Итого . .	14934	2233,6	1036,2	6,9	46,4

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА

Для изучения коллекторских свойств было проведено 402 определения открытой пористости и 93 определения проницаемости. Из этих определений на районы восточного побережья приходится соответственно 192 и 163, западного — 210 и 30 определений.

Данные, характеризующие открытую пористость третичных отложений западного и восточного побережий, приведены в табл. 16.

Из данных таблицы видно, что открытая пористость пород значительна (за исключением отложений богачевской серии), но проницаемость этих же пород измеряется единицами миллидарси и редко больше. Такая характеристика проницаемости указывает на весьма слабые коллекторские свойства третичных отложений. Однако для окончательного суждения по этому поводу материалов еще недостаточно.

Неизученной пока остается проблема трещинных коллекторов, которые в ряде случаев могут иметь решающее значение в формировании нефтяных залежей. В результате буровых работ, проведенных на Богачевской площади, установлена приуроченность многочисленных водогазопроявлений, характеризующихся иногда значительными дебитами, к зонам трещиноватости и дробления пород. К этим же зонам можно отнести источники нефти и газа, а также непромышленные притоки их в колонковых скважинах.

В ряде скважин, пробуренных на Богачевской площади, были обнаружены притоки минерализованных хлоркальциевых вод нефтяного типа, имеющих явно глубинное происхождение. Эти воды резко отличаются от

Таблица 16

Характеристика открытой пористости и проницаемости третичных отложений
(анализы лабораторий ВНИГРИ и Камчатского геологического управления)

Стратиграфические комплексы	Количество образцов	Количество образцов со значением открытой пористости, %				Количество образцов	Проницаемость, миллидарси					
		до 10	от 10 до 20	от 20 до 30	свыше 30		непроницаемые	0,01	0,01—1	1—10	10—20	свыше 20
							количество образцов					
Кроноцкий район												
Тюшевская серия	18	—	1	5	12	9	—	—	4	2	2	1
Ольгинская серия	61	20	17	8	16	17	—	—	12	5	—	—
Богачевская серия	113	100	8	2	3	37	—	16	12	9	—	—
Тигильский район												
Кавранская серия	6	1	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—
Воямпольская серия	5	1	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—
Ковачинская серия	103	42	40	20	1	16	—	3	10	3	—	—
Тигильская серия	96	39	55	2	—	14	2	6	4	—	1	1
Всего. . .	402	203	123	44	32	93	2	25	42	19	3	2

вод других типов повышенной минерализацией и солевым составом. Притоки хлоркальциевых вод характеризуются устойчивыми и иногда значительными дебитами. Так, на Богачевской площади по колонковой скв. 24 на глубине 276 *м* был получен приток с дебитом до 360 *л/час*; в скв. 33 с глубины 249 *м* вода переливала с дебитом до 300 *л/час*; в скв. 72 с глубины 426 *м* вода фонтанировала с дебитом до 90 *м*^{3}*/час*; при бурении разведочной скв. Р-6 на глубине 2402 *м* был пересечен водоносный горизонт с дебитом перелива до 20 *м*^{3}*/сутки*. Из этого можно сделать вывод, что в разрезе богачевской серии могут быть встречены емкие пластовые или трещинные коллекторы, при благоприятных условиях заполненные нефтью.

Если вывод о низких коллекторских свойствах разреза недостаточно обоснован применительно к Богачевской и Воямпольской площадям, то тем более его нельзя распространить на Тигильский и Кроноцкий районы в целом. Имеющийся, хотя и небольшой, фактический материал позволяет сделать заключение, что коллекторские свойства третичного разреза претерпевают значительные изменения на различных участках территорий (табл. 17).

Из табл. 17 видно, что в Кроноцком районе на юго-восток от Богачевской структуры пористость пород богачевской и ольгинской серий возрастает; такое же возрастание пористости наблюдается и в Тигильском районе — средние значения пористости тигильской серии (снатольская свита) изменяются от 5,42% на Воямпольской структуре до 11% на структурах Хромовской зоны.

В настоящее время перспективы нефтеносности Кроноцкого и Тигильского районов связываются не только с нижними частями стратиграфических разрезов (богачевская и тигильская серии), но и с более молодыми отложениями — соответственно ольгинской и тюшевской сериями на востоке, ковачинской и воямпольской сериями на западе. Как видно из таблицы. коллекторские свойства пород значительно улучшаются вверх по разрезу. Возможно и проницаемость этих отложений более высокая.

На основании изложенного выше можно предполагать, что при более глубоких и детальных исследованиях в третичных отложениях Камчатки могут быть обнаружены горизонты с достаточно емкими коллекторами.

Таблица 17

Характер изменений пористости в третичных отложениях Кроноцкого и Тигильского районов

Кроноцкий район

Место отбора проб	Богачевская серия		Ольгинская серия		Тюшевская серия	
	количество образцов	пористость, %	количество образцов	пористость, %	количество образцов	пористость, %
Структура Богачевская	108	0,56—31,9 (4,93)	—	—	—	—
Верховья рек Ольховой и Тюшевки	2	9,12—13,63	5	4,42—10,96 (7,64)	—	—
Структура Двухлагерная	—	—	7	5,15—19,11 (12,1)	—	—
Структура Ольгинская	2	13,24—40,0	12	6,05—28,68 (19,16)	—	—
Структура Крутая	—	—	3	25,91—37,2 (31,98)	1	38,57
Реки Малая Чажма и Иванова	1	12,5	20	3,41—23,54 (9,2)	—	—
Кроноцкая равнина	—	—	14	30,5—37,77 (34,58)	—	—
Бухта Ольги	—	—	—	—	11	24,69—39,06 (32,64)
Структура Конусная	—	—	—	—	6	19,58—38,13 (29,4)
Всего	113	(5,5)	61	(18,31)	18	(31,9)

Тигильский район

Место отбора проб	Тигильская серия		Ковачинская серия		Воямпольская серия		Кавранская серия	
	количество образцов	пористость, %	количество образцов	пористость, %	количество образцов	пористость, %	количество образцов	пористость, %
Структура Воямпольская	17	2,0—7,69 (5,42)	31	3,94—28,64 (17,5)	—	—	—	—
Структура Богачевская	9	3,23—21,97 (11,25)	—	—	—	—	—	—
Структура Хромовская	61	2,41—17,74 (11,04)	63	0,42—19,71 (9,91)	—	—	—	—
Центральная часть района	9	1,4—22,1 (15,64)	9	12,7—34,0 (21,5)	5	2,5—22,4 (17)	6	9,9—29,0 (23,7)
Всего	96	(10,5)	103	(13,21)	5	(17)	6	(23,7)

Примечание. В скобках дано среднее значение пористости.

Важнейшей задачей ближайшего времени является проведение научных исследований по изучению пористости и проницаемости третичных отложений Камчатского полуострова с целью выявления горизонтов с удовлетворительными коллекторскими свойствами в качестве конкретных объектов разведки на нефть и газ.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАЗВЕДКИ

В результате бурения и испытания разведочных скважин на Богачевской площади установлены непромышленные притоки нефти (в скв. Р-2 собрано до 1,5 *т* и в скв. Р-6 свыше 0,5 *т*) и природного горючего газа (до 60 $м^3$/*сутки*). Однако промышленных залежей нефти пока нигде не обнаружено.

Геологическое строение нефтеносных районов Камчатки весьма сложное. Третичные отложения сложены здесь мощными сериями однообразных по составу терригенных пород, плохо поддающихся расчленению. Резко выраженных надежных опорных горизонтов по всему разрезу третичных отложений не установлено. Разрезы, составленные для различных участков одного региона, плохо коррелируются друг с другом; больше того, не всегда удается произвести надежную взаимоувязку разрезов колонковых и роторных скважин, пробуренных на одной и той же разведочной площади и расположенных на незначительном расстоянии друг от друга.

В разрезе третичных отложений предполагается несколько перерывов в осадкообразовании и связанных с этими перерывами несогласий в структурных планах по верхним и нижним структурным горизонтам.

Обнаженность третичных пород плохая, а местами (район Большерецкой депрессии, Кроноцкая равнина, долина р. Камчатки и др.) они погребены под мощной толщей четвертичных образований. Плохая обнаженность третичных пород значительно сужает и снижает эффективность геологической съемки, колонкового бурения и весьма затрудняет интерпретацию геофизических материалов. В этих условиях расшифровка геологического строения нефтеперспективных районов оказывается сложной и трудоемкой задачей и требует больших объемов работ.

Очень часто для однозначного решения вопроса геологического строения необходимо провести целый комплекс исследований (детальную геологическую съемку, колонковое и роторное бурение, геофизические методы). Колонковое бурение как самостоятельный метод становится эффективным лишь при условии чрезмерного сгущения разведочной сети. Так, например, строение Хромовской площади удалось расшифровать только после бурения 32 колонковых скважин глубиной в среднем около 500 *м*, располагающихся на площади всего около 12 $км^2$. На Богачевской площади при отсутствии маркирующих горизонтов взаимоувязка разрезов колонковых скважин глубиной по 500 *м* достигается при расстояниях между ними не более 100—150 *м*, но и в этом случае она ненадежна.

Однако трудности геологического порядка как причины плохой эффективности нефтепоисковых работ не являются главными. Преодоление этих трудностей целиком обусловлено выбором правильной методики работ и их объемами; главными здесь являются причины организационно-методического порядка. Среди этих причин можно выделить две основные: во-первых, отсутствие единого целеустремленного генерального плана и неправильная методика ведения поисково-разведочных работ и, во-вторых, незначительные объемы выполненных исследований и плохая их организация.

Общегеологическая изученность Камчатки к началу нефтепоисковых работ была крайне низкой. Исследования, проведенные до 30-х годов, ограничивались эпизодическими геологическими маршрутами, дающими лишь самые общие представления о геологическом строения отдельных районов полуострова.

В октябре 1958 г. Министерством геологии и охраны недр СССР на Камчатку была направлена комиссия, на которую было возложено обосновать выбор направления работ на нефть и газ на территории Северо-Востока

СССР и Камчатки, а также разработать мероприятия по повышению эффективности проводимых работ.

Комиссией было установлено, что разведочное бурение было начато на площадях, не подготовленных для этой цели. Геологическая структура их была не изучена геофизическими методами разведки, а колонковое бурение осуществлялось параллельно с поисково-разведочным.

С целью ликвидации наметившегося отставания научных исследований от потребностей практики поисково-разведочных работ необходимо провести следующие мероприятия.

1. Разработать стратиграфию третичных отложений Камчатки, в частности, надежно обосновать стратиграфию для восточного берега, произвести обоснованные сопоставления разрезов третичных отложений восточного и западного берегов Камчатки. Все это позволит с необходимой точностью строить геологические и тектонические карты для решения вопросов, связанных с поисками нефтяных и газовых месторождений.

2. Выяснить тектонику, в частности типы структур; региональные построения обосновать на достаточном фактическом материале. Доработать вопросы перерывов между крупными стратиграфическими подразделениями третичных отложений, соотношений структурных планов между ними.

3. Оценить перспективы нефтегазоносности различных частей разреза, а не только наиболее глубоко залегающих горизонтов.

4. Разработать научные обоснования постановки специальных исследований по изучению региональной структуры Камчатки в целом и районов, перспективных в нефтеносном и газоносном отношении в первую очередь.

Недооценка роли региональных исследований методами геофизики и профильного бурения привела к постановке и проведению разведочных работ без знания геологического строения этих районов в целом. В результате вопрос о том, находятся ли выбранные объекты разведки в благоприятных условиях или в неблагоприятных, еще не выяснен. Практически региональные работы на Камчатке почти не проводились, так как небольшой объем гравиметрических и аэромагнитных съемок недостаточен для решения вопросов региональной геологии.

Опорное бурение не дало должного эффекта, поскольку начатые бурением опорные скважины ликвидированы на малых глубинах и разрезы их детально не обработаны; задачи, возложенные на этот вид бурения, остались нерешенными.

Объем выполненных поисково-разведочных работ незначителен. По существу разрешение проблемы нефтеносности не вышло здесь из стадии предварительных поисков.

Отрицательно сказалась также плохая организация поисково-разведочных работ на нефть и газ. Геологопоисковые работы на Камчатке проводились различными организациями без единого плана и координации. Стационарные геологические организации не имели постоянного руководства и неоднократно передавались из одного ведомства в другое. Это приводило к необоснованным прекращениям и полному свертыванию работ, плохому материально-техническому оснащению, низкому качеству работ.

Некачественная проходка поисково-разведочных скважин в техническом отношении привела к ликвидации по техническим причинам пяти скважин из восьми пробуренных, к большим затратам средств на ликвидацию аварий и, следовательно, к резкому удорожанию этих работ.

Бурение скважин продолжалось весьма длительные сроки. Так, на Богачевской площади скв. Р-2 глубиной 1571 *м* бурилась 30 месяцев; скв. Р-3 глубиной 2313 *м* — 22 месяца и скв. Р-6 глубиной 2367 *м* — 17 месяцев. На Воямпольской площади скв. Р-2 глубиной 2072 *м* бурилась 25 месяцев и скв. Р-3 глубиной 2310 *м* — 16 месяцев.

Необходимо разработать рациональный комплекс поисково-разведочных работ на Камчатке и обеспечить необходимую базу для правильного решения этого вопроса.

НЕФТЕНОСНОСТЬ

НЕФТЕГАЗОПРОЯВЛЕНИЯ В ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАМЧАТКИ

Прямые признаки нефтеносности в пределах п-ова Камчатки известны с 1921 г., с момента открытия естественного источника нефти в верховье р. Богачевки.

Исследованиями ВНИГРИ, начатыми в 1930 г., были установлены признаки нефтеносности и на западном побережье: первоначально в Тигильском районе, а несколько позже и в других районах.

Признаки нефтеносности известны также в Кроноцком, Усть-Камчатском, Карагинском и Олюторском районах восточного побережья и в Пенжинском, Тигильском, Соболевском и Большерецком районах западного побережья.

Нефтепроявления были обнаружены почти по всему разрезу третичных отложений и в породах верхнего мела. В третичных отложениях они эффективнее, чем в верхнемеловых, и шире распространены по площади.

Наиболее детально характер нефтегазоносности разреза изучен в районах проведения буровых работ — на Богачевской, Воямпольской и Хромовской площадях, а также на площади Точилинской структуры. По этим площадям описание нефтегазопроявлений будет приведено подробно. По другим районам даются лишь краткие сведения об установленных признаках нефтегазоносности.

БОГАЧЕВСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Наиболее яркими нефтегазопроявлениями в пределах п-ова Камчатки характеризуется район верховья р. Богачевки (Богачевская разведочная площадь). В этом районе в 1921 г. охотниками Трухиным, Вороновым и Скурихиным был обнаружен выход нефти на дневную поверхность. Последующими геологическими работами в верховье р. Богачевки на площади 40 $км^2$ были выявлены многочисленные выходы нефтяных газов и обнаружены нефть и газ в буровых скважинах.

Выход нефти в верховье р. Богачевки

Выход нефти находится под крутым правым склоном долины р. Богачевки, в 1,5 *км* севернее пос. Богачевки. В этом месте правая протока р. Богачевки близко подходит к правому склону. Ширина протоки 20 *м*. По правому и левому берегам протоки тянутся узкие полоски (3—5 *м*) песчано-галечных аллювиальных отложений.

Первые исследователи этого района П. И. Полевой (1923 г.) и Б. М. Штемпель (1927—1928 гг.) указывают, что в речных песчано-галечных отложениях правого берега Богачевки на протяжении 30—50 *м* встречаются следы нефти.

Нефть скапливается в ямках из-под вывороченных валунов, просачивается через пески и стекает в реку. В течение дня удавалось собирать от 3 до 12 *кг* нефти.

В настоящее время в районе выхода нефти имеется старая обвалившаяся штольня и две сохранившиеся небольшие штольни, соединенные штреком. В устье средней штольни находится нефтесборник. В штреке близ второй штольни имеется выход газа. Песчано-галечная полоса со следами нефти во многих местах завалена отвалами породы.

В районе выхода нефти коренные породы вскрыты только одной старой штольней и скв. 16. Штольня была заложена в 1927 г. геологом Б. М. Штемпель в месте наибольшего высачивания нефти. Она прошла по песчано-галечным аллювиальным отложениям, пропитанным нефтью, и на глубине 16,2 *м* вскрыла породы богачевской серии, представленные песчаниками. Песчаники очень плотные (2,55 *г/см*^{3}), с весьма низкой пористостью (2,5—3,5%) и проницаемостью (0,022 миллидарси). Нефти в песчаниках не обнаружено. Наибольшие притоки ее наблюдались на 2-м и 9-м метре от устья штольни из песчано-галечных отложений.

На основании имеющихся данных Б. М. Штемпелем было высказано предположение, что нефть поднимается с более глубоких горизонтов разреза по вертикальной трещине. Вертикальными горными выработками эту трещину вскрыть не удалось из-за мощных аллювиальных отложений и сильного притока воды. В работах других исследователей района связь выхода нефти с тектонической трещиной не отрицается.

Любопытные наблюдения описывает геолог В. Г. Макаров. В 1941 г. он, закладывая горные выработки у выхода нефти, заметил, что зона просачивания нефти в песчано-галечных отложениях имеет северо-западное простирание. Каждая новая выработка, заложенная северо-западнее, почти прекращала поступление нефти в юго-восточных выработках.

С момента обнаружения выхода нефти все исследователи пытались определить дебит нефти. Результаты получились весьма разноречивые, так как способы определения были несовершенные. П. И. Полевой указывает, что ему удалось путем отчерпывания собирать за день до 3 *кг* нефти. Б. М. Штемпель собирал до 12 *кг* нефти в день. 8 октября 1937 г. путем отчерпывания из бокового забоя штемпелевской штольни и из расчистки М. Ф. Двали замерил дебит чистой нефти в 160 *л/сутки*. В 1941 г. В. Г. Макаров, собирая нефть в вырытом среди песчано-галечных отложений колодце, определил суточный дебит нефти от 6 до 12 *л*. После оборудования нефтесборника отбор нефти более или менее регулярно производился коллекторами Богачевской нефтеразведки. Данные об отборе нефти приведены в табл. 18.

Таблица 18

Данные об отборе нефти из естественного источника по р. Богачевке

Год	Месяц	Количество дней отбора	Количество собранной нефти, *л*	Год	Месяц	Количество дней отбора	Количество собранной нефти, *л*
1942	I—XII	334	2967	1944	IX	30	23,0
1943	V	16	109	1944	X	31	Нефти нет[1]
1943	VI	30	261	1944	XI	30	» »
1943	VII	31	341	1944	XII	31	» »
1943	VIII	13	10	1945	I—V	20—30	» »
1944	VII	26	139	1945	VI	30	360
1944	VIII	31	20,5				

[1] В штольне образовался лед и нефть не поступала.

После восстановления штольни и ремонта отстойника в 1950 г. за 40 дней было отобрано около 350 *кг* нефти.

В 1951 г. производилось регулярное наблюдение за штольней техником-геологом Ишиной Т. И. В результате наблюдения установлено, что нефть поступает в отстойник только летом, главным образом с 10 июня по 20 июля. При ежедневном отборе нефти из отстойника максимальный суточный дебит за это время составлял 16 *л*. Вместе с нефтью в отстойник поступает светло-желтая волокнистая эмульсия.

Богачевская нефть из естественного выхода прозрачная, светло-желтого цвета со слабым синевато-зеленым оттенком, имеет резкий запах керосина, невязкая, быстро воспламеняется. В экспедиции нефть с успехом использовалась в примусах, керосиновых лампах и тракторах.

Выходы газа на дневную поверхность

Многочисленные выходы горючего газа установлены по долине р. Богачевки вблизи выхода нефти, а также вверх по реке на расстоянии 10—12 *км*.

Выход газа в протоке р. Богачевки в 50 *м* к северу от выхода нефти впервые был отмечен Б. М. Штемпелем, а в дальнейшем отмечался и другими исследователями. Со дна мелкой протоки в нескольких местах через определенные промежутки времени выбрасываются пузырьки горючего газа. По данным Б. М. Штемпеля газ состоит главным образом из метана (97,3%), содержание тяжелых углеводородов не указывается. По данным М. Ф. Двали содержание метана (CH_4) — 93,9% и тяжелых углеводородов (C_2H_6 и выше) — 0,7%.

В штреке северной штольни газ непрерывной струей выходит из песчано-галечных отложений, с шумом прорываясь через воду; газ имеет запах керосина, бесцветный, горит светлым коптящим пламенем.

На правом склоне долины р. Богачевки в 150 *м* южнее выхода нефти он выделяется в шурфе из синевато-зеленых сланцев богачевской серии (песчаный горизонт); газ со слабым запахом сероводорода, горит синевато-желтым пламенем.

В 30 *м* северо-западнее выхода нефти, на правом склоне долины р. Богачевки, в шурфе газ выделяется непрерывной струей из наносов (глыбы андезитовых пород); газ хорошо горит желтовато-белым коптящим пламенем, высота пламени до 25 *см*.

На правом склоне долины р. Богачевки, в 50 *м* севернее выхода нефти, газ выделяется в шурфе по трещинам из синевато-серой глины; газ горит светлым коптящим пламенем.

В 160 *м* северо-восточнее выхода нефти, на левом берегу протоки р. Богачевки в 10 *м* от дороги, газ выделяется периодически со дна небольшой лужи; газ бесцветный, без запаха, горит светлым коптящим пламенем.

Выход газа отмечен в верховье Двойного оврага, в левом его ответвлении, на 70 *м* ниже обнажений андезитов. В этом месте газ пробивается на площади 0,5 $м^2$. В некоторых местах газ выходит непрерывной струей, а в других — с небольшими перерывами. Газ горит желтым пламенем, имеет запах сероводорода.

В верховье Кривого оврага над первым слоем андезитов, справа от ручья в небольшой лужице имеется выход газа. Газ выбивается из-под воды в десяти пунктах на площади 1 $м^2$. Вода в лужице с запахом сероводорода. Газ горит желтым пламенем со взрывами, запаха сероводорода не имеет. Выход газа приурочен к нарушению северо-восточного простирания.

Выходы газа имеются также в верховье Оползневого оврага и в районе горы Бараньей.

На р. Вороновке выход газа был обнаружен в 1,2 *км* от дороги на поселок Богачевка.

На поверхность газ выходит в нескольких местах по трещинам из пород богачевской серии (песчаник плагиоклазовый, синевато-серого цвета, горизонт зеленых аргиллитов). Дебит газа незначительный. В одном из выходов

газ бесцветный, без запаха, горит желтовато-белым коптящим пламенем, высота пламени до 15 *см*, выделяется струей. Вода в районе выхода имеет запах сероводорода.

В верховье Четвертого оврага газ выделяется из трещин в сланцах богачевской серии; азимут падения трещин 140°∠65°. Газ бесцветный, хорошо горит синевато-белым пламенем, без запаха. Выходов газа на Богачевской площади гораздо больше, но выделение его по трещинам в сухих породах незаметно.

В результате газовой съемки (А. Н. Солодунов, 1951 г.) на северо-западном крыле Богачевской антиклинали выявлено большое количество участков с аномальным содержанием углеводородов в подпочвенном воздухе.

Форма расположения как газовых, так и битумных аномалий линейная, полосчатая, вдоль простирания складчатой структуры. По площади битумные и газовые аномалии, как правило, не совпадают.

По мнению А. Н. Солодунова, высокая контрастность и прямолинейность аномалий заставляют связывать их с потоками углеводородов по трещиноватым тектоническим зонам общего вертикального направления.

Нефтегазопроявления по скважинам структурного бурения

По многим колонковым скважинам, пробуренным на Богачевской площади, наблюдались газопроявления с выносом незначительного количества эмульсии нефти. В керне отмечались запах керосина и сероводорода, пленки нефти и вкрапленность твердого битума.

Газонефтеносность по скважинам характеризуется следующими данными.

Во время бурения скв. 1 нефтегазопроявлений не наблюдалось. После окончания бурения на поверхности глинистого раствора в устье скважины слабо выделялись мелкие пузырьки горючего газа.

В процессе бурения скв. 2 в интервалах 137-158, 190—198 и 264,8—293 *м* наблюдалось выделение газа с нефтяными пленками.

При бурении скв. 5 нефтегазопроявления не были отмечены. После окончания бурения скважина стала слабо газировать. Тартанием в скважине был вызван приток соленых вод, содержащих йод, бром и газ. Газ горит желтым коптящим пламенем.

Во время бурения скв. 6 газопроявлений не наблюдалось. Керн с интервалов 228,5—230 и 297,7—298 *м* имел сильный битуминозный запах.

Во время бурения скв. 7 на глубине 379 *м* было замечено слабое выделение газа. По мере углубки скважины газопроявление постепенно усиливалось. После окончания бурения устье скважины было закрыто пробкой с манометром. Манометр показывал давление 4,3 *ат*. В 1946 г. в химической лаборатории треста Дальнефтеразведка (Сахалин) был произведен анализ пробы газа из этой скважины.

Результаты анализа следующие: уд. вес — 0,6017; состав газа (в %): CO_2—0,6, O_2—0,2, CH_4—88,88, C_2H_6 и выше — 7,92, N_2—2,4. Газ горит желтым коптящим пламенем.

В скв. 11 газирование в процессе бурения наблюдалось на глубине 240,0 *м*. Собранный газ горел желтым коптящим пламенем. Перемятые сланцы, поднятые с интервала 240—268 *м*, имели сильный битуминозный запах.

В скв. 12 газопроявление наблюдалось на глубине 296 *м* при прохождении сильно перемятых глинистых сланцев. При поджигании газ горел длинным желтым коптящим пламенем.

При бурении скв. 13 слабые газопроявления с выносом пленки нефти наблюдались на глубинах 154,4 и 327,6 *м*. Примазки нефти отмечались в керне, поднятом с интервалов 42,8—44,6 и 317,9—320,2 *м*.

По скв. 16 газопроявлений не наблюдалось. В керне, поднятом с интервала 111,6—113,3 *м*, были встречены включения асфальта по трещинам, а в керне с интервала 201,6—203,0 *м* были обнаружены пленки светлой нефти.

В процессе бурения скв. 19 газопроявления наблюдались на глубине 239 *м*. Включения твердого битума были встречены в керне, поднятом с ин-

тервала 184,3—186,3 *м*. Примазки нефти по трещинам обнаружены в керне с интервала 157,3—159,3 *м*.

В процессе бурения скв. 20 слабые выделения газа наблюдались на глубинах 147, 183, 192, 222, 225, 230, 238 и 332 *м*. Одновременно с газом на поверхность глинистого раствора выносилась эмульсия нефти.

Во время бурения скв. 23 слабые газопроявления наблюдались на глубинах 182,3 214,5—224,6, 296,5 и 327,1 *м*. Вместе с газом на поверхность глинистого раствора выносилась нефтяная пленка. В керне, поднятом с интервала 252,8—254,6 *м*, отмечен сильный запах керосина.

В скв. 24 газопроявление при бурении отмечалось в интервалах 104—118 и 163,7—178,4 *м*. Выделявшийся газ и керн, поднятый с интервала 487,8—489,3 *м*, имели сильный запах керосина. Химическая лаборатория Богачевской экспедиции определила, что содержание нефти в керне составляет 0,34% весовых. На глубине 276 *м* скважиной вскрыт водоносный горизонт напорных вод с дебитом до 360 *л/час*. Вместе с водой из скважины выделялся горючий газ.

Во время бурения скв. 27 газопроявления наблюдались в интервале 172—177 *м*.

Во время бурения скв. 28 наблюдались газопроявления с выносом небольшого количества эмульсии нефти.

Первые признаки газа были замечены на глубине 287,8 *м*. В дальнейшем газопроявления отмечались на глубинах 289,5, 290,8, 296—298, 344—347,1, 385,5—386,7, 419—421,1, 426,7—429, 444—445,6, 448,3—450,7 *м*. Некоторые газопроявления происходили с выбросами глинистого раствора из скважины на 1,5—2 *м* (во время понижения уровня глинистого раствора на 30—50 *м* ниже устья). Газ, отобранный из скважины, бесцветный, с керосиновым запахом, хорошо горит светло-синим пламенем. Керн с запахом керосина поднят с глубины 367,5—369,5 *м* и 383 *м*. В керне отмечены следы нефти.

Аргиллиты, поднятые из скв. 29 с глубин 112,2—112,8 и 120,6—121,0 *м*, имели запах керосина. В песчанике, поднятом с интервала 153,5—154.8 *м*, по трещинам встречены примазки твердого битума. После окончания бурения из скважины с глубин 70, 120 и 170 *м* были отобраны пробы раствора. Во всех пробах отмечаются пленки нефти, которые появлялись на поверхности раствора из пузырьков газа.

Во время бурения скв. 30 слабое газирование отмечалось на глубине 126 *м*.

При бурении скв. 33 газопроявления наблюдались на глубинах 95,5, 130, 227,1 и 246,2 *м*. Газ бесцветный, хорошо горит светло-синим пламенем.

В процессе бурения скв. 38 газопроявления с выносом пленки нефти наблюдались на следующих глубинах: 95,0—95,6, 97,8—98,5, 155,5—156,5, 194,4—194,6, 218,2—218,3, 224 и 238,4 *м*. В эмульсии, отобранной с глубины 155,5 *м*, содержание тяжелых углеводородов составляло 0,5%. Керн с разных глубин имел битуминозный запах.

При бурении скв. 48 газонефтепроявления отмечались неоднократно. На глубине 360—361 *м* наблюдалось слабое вспучивание глинистого раствора и выделение газа. Газ горит бесцветным пламенем. При забое 405 *м* вспучивание раствора и выделение газа были более интенсивными. Собранный газ горел буровато-красным пламенем. При забое 409 *м* на поверхности раствора наблюдалась нефтяная пленка.

Газопроявлений по скв. 49 не наблюдалось. Керн, поднятый с интервала 133,1—183,9 *м*, имел битуминозный запах. В Богачевской химической лаборатории установлено, что содержание битума в керне составляет 0,62%. Мелкие включения твердого битума наблюдались в керне песчаников, поднятом с интервалов 150—152, 212—213 и 221—225 *м*.

В процессе бурения скв. 50 газопроявление с выходом эмульсии нефти наблюдалось на глубине 349,5 *м*. При забое 425 *м* выделялся горючий газ в течение 20 мин. Керн, поднятый с глубины 316,7 *м*, имел сильный запах сероводорода. После окончания бурения из скважины началось бурное выделение газа с выносом эмульсии нефти. Газирование наблюдалось около 10 лет.

В скв. 51 на глубине 326,8 *м* наблюдалось вспучивание глинистого раствора и выделение газа. Пленки нефти не было. После окончания бурения скважина стала слабо газировать. Газирование продолжалось около 10 лет. Газ горел.

По скв. 52 газонефтепроявления наблюдались неоднократно. Слабое выделение горючего газа зафиксировано на глубинах 314 и 206 *м* и в интервале 331,4—367 *м*. В интервале 430-481,3 *м* отмечено интенсивное вспучивание глинистого раствора и выделение горючего газа. Одновременно с газом на поверхность глинистого раствора выходила эмульсия нефти в виде пленки буровато-черного цвета. Скважина слабо газировала несколько лет. На устье скважины установлена пробка с отводной трубкой.

По скв. 53 газонефтепроявления характеризуются следующими данными. Во время бурения на глубине 292,35—292,45 *м* наблюдалось слабое газирование в течение 15 мин. с выносом эмульсии нефти. Газирование с пленкой нефти в течение 20 мин. наблюдалось на глубине 295,65 *м*. Ниже по разрезу газирование с выносом пленки нефти наблюдалось на глубине 442,3 *м*. Газирование без нефтяной пленки отмечалось на глубинах 484,5, 486,2 *м* и ниже до забоя скважины. Вкрапленность твердого битума в керне отмечена на глубинах 478, 508, 552, 544 и 565 *м*. После окончания бурения скважина продолжала слабо газировать.

По скв. 54 в интервале 473,0—490 *м* отмечалось слабое газирование.

В процессе бурения скв. 56 на глубине 360 *м* было отмечено слабое газирование, продолжавшееся до конца бурения. Газокаротажные исследования по скважине производились в интервале 283—425 *м*. Отобрано 53 пробы глинистого раствора. Общее количество десорбированного газа из 1 *л* глинистого раствора изменяется от 21 до 201 $см^3$. Тяжелые углеводороды обнаружены в 30 пробах.

По скв. 57 в интервале 473,0—481,35 *м* отмечено слабое периодическое выделение пузырьков газа. Газокаротажные исследования производились в интервале 285—405 *м*. Общее количество газа, десорбированного из глинистого раствора, колеблется от 23 до 159 $см^3$ на 1 *л*.

В скв. 61 на глубине 244 *м* наблюдалось бурное газопроявление, сопровождавшееся выбросами глинистого раствора на высоту 9—10 *м*. На глубине 250 *м* интенсивность газопроявления резко упала, а затем прекратилась совсем. Анализ газа, отобранного с глубины 252 *м*, показывает, что он состоит преимущественно из углеводородов.

При забое 246,95 *м* скважиной встречен водоносный горизонт с минерализованными хлоркальциевыми водами, а также наблюдалось интенсивное газирование.

В скв. 63 на глубинах 217 и 227 *м* отмечены слабые газопроявления.

При бурении скв. 64 на глубинах 237 и 304,8 *м* наблюдались слабые газопроявления.

При забое 353 *м* был отмечен небольшой приток воды.

В процессе бурения скв. 72 неоднократно наблюдались газоводопроявления. Слабое газопроявление началось с 191,3 *м*, а на глубине 254 *м* в скважину начала поступать вода, дебит которой увеличивался. Газирование и приток воды в скважине особенно резко увеличились с глубины 303 *м*. Дебит воды достиг 1 $м^3/мин$, температура воды +19°. При достижении 425,9 *м* поступление воды и газа настолько усилилось, что дальнейшее бурение скважины было невозможно. Пробы газа отобраны с глубин 235, 257,4 и 309,8 *м*. При зажигании газ горел бледно-желтым пламенем. Анализ газа показывает преобладание в них углеводородов (в среднем 61,75%). Представлены они почти полностью метаном.

При бурении скв. 75 неоднократно наблюдалось незначительное газирование. Газ хорошо горел. После окончания бурения из устья была отобрана проба воды, в которой зафиксировано присутствие брома.

В скв. 76 отмечено слабое газопроявление на глубине 249 *м*.

При бурении скв. 77 наблюдались притоки воды после подъема инструмента при забое скважины 260 *м*. Одновременно отмечены пузырьки газа,

вспыхивающие от спички. После окончания бурения газирование усилилось. Анализ газа показал, что содержание углеводородов составляет 80,45%. Газоносный горизонт предположительно выделяется в интервале 276—277 *м*.

В скв. 80 первые признаки горючего газа были отмечены на глубине 315 *м*. Выделение газа продолжалось 15 мин., при этом наблюдалось вспучивание глинистого раствора. В интервале 386,5—386,7 *м* на протяжении 20 мин. газ выделялся более интенсивно.

Газ горел желтым коптящим пламенем. Вместе с газом на поверхности глинистого раствора появлялась пленка нефти.

Нефтегазопроявления по глубоким скважинам

В скв. Р-1 слабые газопроявления отмечались на глубинах 178 и 424 *м*. При забое 370,5 *м* и в интервале 580—600 *м* на поверхности глинистого раствора одновременно с пузырьками газа появлялась нефтяная пленка. При забое 625 *м* после 45 дней простоя наблюдалось бурление отдельных участков глинистого раствора; газирование продолжалось 12 дней; когда скважина была проработана глинистым раствором, газирование прекратилось. В интервалах бурения 816—820 и 825—827 *м* наблюдалось слабое газирование глинистого раствора с выносом нефтяной пленки. При забое скважины 892 *м* началось интенсивное газирование и вспучивание глинистого раствора, продолжавшиеся трое суток; удельный вес раствора снизился с 1,22 до 1,04, вязкость повысилась с 30 до 54 сек. Наиболее интенсивное газирование было в первые сутки, затем постепенно затихло. При бурении до глубины 1400 *м* скважина все время очень слабо газировала (отдельные пузырьки газа на поверхности глинистого раствора).

Керн, поднятый с глубин 625—629, 687—691, 725—730, 745—755, 769—779, 795—801 и 816—820 *м*, имел слабый битуминозный запах. В керне с интервала 1251—1271,5 *м* по трещинам наблюдались примазки битума. Анализ керна с глубины 779 *м* показал, что содержание битума составляет 0,29%. При анализе эмульсированного раствора, отобранного при забое 827,5 *м*, были отмечены следы нефти.

В образцах, отобранных с интервала 1173,4—1271,7 *м*, минимальное содержание битума составляет 0,05%, максимальное — 0,19%, среднее — 0,077%.

В скв. Р-2 первые пузырьки горючего газа и пленки нефти были замечены в интервале 307—350 *м*.

В дальнейшем слабое газирование с выносом пленки нефти отмечалось на глубинах 1208—1210, 1269,6, 1317,3, 1321, 1360 и 1364,4 *м*.

Интенсивные газопроявления были зафиксированы в интервале 1404,8—1435,8 *м*. Керн, поднятый с этого интервала, представлял тектоническую брекчию, состоящую из обломков аргиллитов и песчаников. При проходке глубин 1419 и 1429,25—1429,45 *м* на поверхности глинистого раствора появлялись густые нефтяные пленки. Слабый запах бензина имел керн, поднятый с глубины 1514,9—1517,5 *м*.

В процессе проработки скважины после длительного простоя наблюдалось интенсивное газирование раствора; пузырьки газа, лопаясь на поверхности раствора, оставляли ирризирующие пятна. Из устья скважины ощущался сильный запах бензина. Состав газа из пробы, отобранной при проработке скважины на глубине 1315 *м*, приведен в табл. 19.

Таблица 19

Состав газа из скв. Р-2 на Богачевской площади

Дата отбора	Дата анализа	Количество газа, *см*³	Содержание, %				
			CO_2	O_2	H_2	углеводородов	N_2 и др.
28/III 1953 г.	30/III 1953 г.	15,6	0,66	1,28	Нет	90,4	5,77
28/III 1953 г.	30/III 1953 г.	15	0,66	2,66	»	89,6	7,0
28/III 1953 г.	30/III 1953 г.	17,2	0,87	3,2	»	88,3	7,26

Таблица 20

Результаты анализа нефти, отобранной при испытании интервала 1395—1370 *м* в скв. Р-2 Богачевской площади

(Выполнен Грозненским нефтяным институтом)

Удельный вес нефти $d_4^{20} = 0{,}8573$; содержание асфальтенов 0,02%, нейтральных смол 0,11%, серы 0,08%; азота нет. Температура застывания ниже 20°

Температурные пределы выкипания фракций, °С	Содержание фракций на нефть, %	Суммарный выход фракций на нефть, %	d_4^{20} фракции		Анилиновая точка фракций, °С		Показатель преломления		Содержание во фракциях углеводородов, %		
			до удаления ароматических	после удаления ароматических	до удаления ароматических	после удаления ароматических	до удаления ароматических	после удаления ароматических	ароматических	нафтеновых	метановых
65 н. к. 95	3,46	3,46	0,7663	0,7482	30,7	47,1	1,4257	1,4130	18,9	56,8	24,3
95—122	2,53	5,99	0,7630	0,7521	29	52,1	1,4330	1,4155	27,3	50,9	21,8
122—150	6,19	12,18	0,7856	0,7637	27,4	57,3	1,4449	1,4226	36.5	43,2	20,3
150—200	16,03	28,21	0,8282	0,7957	31,4	61,0	1,4589	1,4375	41,5	43,9	14,6
200—250	23,88	52,09	0,8620	0,8267	43,6	70,0	1,4792	1,4522	40,1	47,3	12,6
250—300	30,50	82,59	0,8736	0,8414	57,6	88,5	1,4868	1,4596	40,6	31,2	28,2

Разгонка нефти на аппарате ГОСТ 1932-42 с дополнительной асбестовой прокладкой

Температурные пределы, °С	Н. к. 124	130	140	150	160	170	180	190	200	210	220	230	240	250	260	270	280	290	300
Количество фракций, *мл*	0	1,0	2,5	5,0	8,5	14	18	23	27	32	37	42	48,5	55	61	62,2	71,2	75,5	80,7

В скважине испытывались три горизонта в интервалах глубин 1419—1409, 1395—1370 и 1265—1255 *м*.

При испытании интервала 1395—1370 *м* было получено около 100 *л* чистой нефти и притоки газа с суточным дебитом около 60 $м^3$. Приток воды колебался от 150 до 300 *л/сутки*.

Результаты анализа нефти даны в табл. 20.

Интервал 1419—1409 *м* испытывался совместно с интервалом 1395—1370 *м*. При этом приток воды составил около 500 *л/сутки*, а нефти и газа не наблюдалось.

Интервал 1265—1255 *м* вскрывался торпедированием, после чего началось сильное газирование и бурление раствора. В устье скважины на поверхности раствора было собрано до 400 *л* чистой нефти. В дальнейшем при понижении уровня жидкости на ее поверхности скапливалось 50—70 *л* нефти. За время испытания этого интервала собрано около 1,5 *т* нефти.

Суточный дебит воды в среднем составил 600—650 *л*.

Результат анализа нефти приведен в табл. 21.

В результатах приведенных анализов обращают на себя внимание уменьшение содержания ароматических и нефтеновых углеводородов в высококипящих фракциях и незначительное содержание смолистых компонентов.

Такой необычайный фракционный состав богачевской нефти и потерю смолистых компонентов Н. В. Стригалева (ВНИГРИ) объясняет двумя факторами — ретроградной конденсацией и фильтрацией.

При бурении скв. Р-3 неоднократно отмечались нефтепроявления. Так, на глубинах 307—352 и 797,7 *м* на поверхности глинистого раствора наблюдалась нефтяная пленка с запахом бензина, глинистый раствор был сильно газирован. На глубине 825,8 *м* также отмечалась нефтяная пленка, а глинистый раствор был слабо газирован. На глубине 1028,4 *м* на поверхности раствора появилась нефтяная пленка.

Групповой углеводородный химический состав богачевской нефти,
Удельный вес нефти 0,8565; содержа

Температурные пределы выкипания, °С	Выход фракций, %	Удельный вес		Коэффициент преломления		Максимальная анилиновая точка		Групповой деленный	
		до удаления ароматических углеводородов	после удаления ароматических углеводородов	до удаления ароматических	после удаления ароматических	до удаления углеводородов	после удаления углеводородов	ароматические	
								на фракцию	на нефть
н. к.—114	0,3	0,7691	—	1,4300	—	—	—	27,1	0,08
114—122	4,9	0,7843	0,7624	1,4375	1,4184	31,8	54,0	27,1	1,33
122—150	14,8	0,8140	0,7858	1,4556	1,4303	35,5	60,1	35,1	5,19
150—200	27,5	0,8485	0,8197	1,4732	1,4465	47,0	69,3	33,2	9,13
200—250	25,8	0,8713	0,8350	1,4849	1,4566	60,2	78,2	30,8	7,95
250—300	12,6	0,8830	0,8548	1,4888	1,4670	73,7	84,0	20,1	2,53
300—350	8,2	0,8927	0,8627	1,4942	1,4724	84,9	93,1	17,3	1,42
350—400	3,4	0,9027 *	0,8745 *	1,4998 *	1,4825*	93,7	101,6	17,8	0,60
400—450	1,7	0,9167 *	0,8877 *	1,5086 *	1,4892 *	100,5	107,1	15,4	0,26
450—500									
Остаток выше 500°	0,8								
На нефть, %									28,5
На дистиллятную часть, %									28,7

* Определение удельного веса и показателя преломления производилось при 60° С и пересчи

При проработке скважины, а также на многих глубинах в интервале 1200—2125 *м* наблюдалось газирование глинистого раствора и нефтяная пленка.

Люминесцентный анализ нефтяной пленки показал полное сходство ее с нефтью из штольни. Анализ газа, отобранного после спуска инструмента при забое 2013 *м*, показал, что содержание углеводородов колеблется от 56,15 до 65,47%.

Испытание в скважине проведено в интервале 2313—2278 *м* в отложениях песчано-конгломератового горизонта и в интервале 1843—1819 *м* в отложениях песчано-аргиллитового горизонта. В процессе испытания промышленных притоков нефти и газа не получено. Около 6 лет скважина газировала из затрубного пространства с дебитом 80—100 *м³/сутки*.

В процессе бурения скв. Р-4 нефтегазопроявления наблюдались в интервалах 811,4—811,5 *м*; 821,2—831,35 *м* и 1150—1200 *м*. С глубины 958 *м* была отобрана проба глинистого раствора с нефтяной пленкой, которая по цвету люминесценции сходна с нефтью из штольни.

При бурении скв. Р-6 газонефтепроявления были установлены в интервалах 1769—1791 *м* и 2366—2501 *м*. В первом интервале было отмечено слабое выделение горючего газа и нефтяной пленки. Значительная нефтяная пленка появилась на поверхности глинистого раствора на участке 1772—1789 *м* и исчезла после глубины 1810 *м*.

Во втором интервале газирование началось с глубины 2366 *м*. Глинистый раствор в скважине сильно пенился и взбухал. По мере углубки скважины интенсивность газирования увеличилась, и на глубине 2392—2393 *м* произошел выброс глинистого раствора из нее на высоту 1—1,5 *м* от стола ротора. В специальном отводе у устья скважины давление на манометре достигало 200 *ат*. В растворе появилась нефтяная пленка. При продолжении бурения интенсивность газирования начала снижаться и на глубине 2450 *м* наблюдалось только незначительное вспучивание глинистого рас-

Таблица 21

отобранной из скв. Р-2 при испытании интервала 1265—1255 *м*

ние серы 0,05%, акцизных смол 2%.

химический состав, определенный по анилиновой точке, %				Рефрактометрическая разность после удаления ароматических	Индекс метановых углеводородов		Содержание твердых углеводородов, % (без деструкции)		Температура плавления парафина, °С	Содержание ароматических углеводородов, определенное сернокислотным методом, %	
нафтеновые		метановые			до удаления ароматических	после удаления ароматических					
на фракцию	на нефть	на фракцию	на нефть				на фракцию	на нефть		на фракцию	на нефть
69,2	0,21	3,7	0,01	—	—	—	—	—	—	27,1	0,08
69,2	3,39	3,7	0,18	1,0372	35,9	25,6	—	—	—	26,1	1,28
58,1	8,6	6,8	1,01	1,0374	39,5	26,2	—	—	—	32,2	4,76
58,4	16,06	8,4	2,31	1,0367	44,8	31,1	—	—	—	30,0	8,25
51,2	13,21	18,0	4,64	1,0391	46,6	29,4	—	—	—	29,8	7,69
61,9	7,80	18,0	2,27	1,0396	44,7	31,3	2,3	0,29	36,5	21,0	2,65
53,3	4,37	29,4	2,41	1,0411	42,9	28,6	11,5	0,94	43,5	18,1	1,48
42,7	1,45	39,5	1,35	1,0453	42,2	28,8	14,8	0,50	52,0	17,7	0,60
46,1	0,78	38,5	0,66	1,0454	44,0	30,3	14,0	0,24	58,0	17,7	0,30
—	55,9	—	14,8	—	—	—	—	1,97	—	—	27,1
—	56,3	—	15,0	—	—	—	—	—	—	—	27,1

тано на 20°.

твора и слабая нефтяная пленка. На глубине 2402 *м* начался приток горько-соленой пластовой воды. Дебит притока постепенно увеличивался и к концу бурения составил 18—20 *м*³/*сутки*. Вместе с водой периодически выделялся горючий газ и появлялась пленка нефти.

По окончании бурения из скважины начала слабо выделяться зеленовато-желтая парафинистая нефть. За 10 дней в отстойниках было собрано около 400 *кг* парафинистой нефти. Анализ нефти проводился во ВНИГРИ и в тресте Востсибнефтегеология. Результаты его приведены в табл. 22.

Таблица 22

Результаты анализа нефти, полученной из скв. Р-6 на Богачевской площади
(глубина 2366 *м*)

Номер фракции	Температурные пределы, °С	Температура, °С	Содержание фракций, %	n_D^{20}	d_n^{20}	Физическое состояние	Примечание
1	90—140 160—200	—	5,17	1,4449	0,7916	При нормальной температуре прозрачная светлая жидкость	—
2	200—250	—	1,41	1,4854	Не определялось	При нормальной температуре желтоватая жидкость	Удельный вес нефти после обезвоживания: $d_4^{20} = 0{,}9038$ $d_4^{20} = 1{,}5088$
3	250—300	—	7,20	1,4980	0,8845	При нормальной температуре маслянистая мутная жидкость	
4	300—350	—	4,41	1,5065	0,9030	При нормальной температуре прозрачная не более вязкая, чем предыдущая фракция. Цвет желтый	Начало кипения 90°, в пределе 140—160° скачок
5	350—400	168	9,60	1,5102	0,9368	При нормальной температуре желтое, более интенсивной окраски, чем фракция 4, вязкое вещество	—
6	400—450	220	9,90	1,5122	0,9163	Прозрачное вещество янтарного цвета. Температура застывания +5°. При нормальной температуре не застывает. Вязкое	—
7	450—500	250	18—78	1,5158	0,9001	При нормальной температуре мутная желтая застывшая масса	—
8	500—550	290	23,50	1,5130	0,9125	При нормальной температуре желто-оранжевая твердая масса	—
9	550—600	317	10,66	1,5132	0,9150	Твердое оранжевое вещество	—
10	Остаток	—	5,66	—	—	После разгонки черный смолистый остаток	—
	Потери	—	3,71	—	—	—	—

Сопоставляя результаты анализов по скважинам Р-2 и Р-6, А. И. Богомолов отмечает, что нефти эти имеют различный фракционный состав. Если первая содержит светлых фракций до 300° — 77%, то вторая — только 14%. Можно считать, что нефть из скв. Р-6 является «остаточным» продуктом или, иначе говоря, нефтью, из которой улетучились бензиновые и керосиновые фракции. Это также подтверждается содержанием парафина в нефтях (от 1,5 до 7,2%). Парафин, как известно, приурочен к масляным фракциям

и к неперегоняемому составу. Поэтому повышенное содержание его в нефти скв. Р-6 вполне согласуется с остаточным характером продукта. Происходила ли при этом простая дистилляция или ретроградная конденсация, сказать трудно. Однако имеются все основания для того, чтобы считать нефти эти генетически родственными, а дифференциация их в природной обстановке требует дальнейшего уточнения.

В скважине опробовано пять горизонтов. В интервале 2446—2450 *м* вскрыты песчаники мелко- и тонкозернистые с включениями и тонкими прослоями аргиллитов. На глубине 2406—2417 *м* вскрыты песчаники мелко- и тонкозернистые, 2367—2381 *м* — пористый базальт, в верхней части песчаник с гравием, 2283—2294 *м* — песчаники мелко- и тонкозернистые с прослоями аргиллитов и 1771—1787 *м* — песчаники мелкозернистые.

При испытании горизонтов I, II и IV притоков или поглощений воды, нефти или газа не было. При опробовании горизонта III был получен приток минерализованных хлоркальциевых вод, переливающих с дебитом 13 *м*³/*сутки*, с незначительным количеством газа и хлопьями парафинистой нефти. Анализ газа сделан в лаборатории треста Востсибнефтегеология.

Состав газа (в %): метана — 97,39; этана — 1,49; пропана — 0,46; сумма бутанов — 0,16; высших углеводородов — 0,03; азота и редких — 0,47. Кислотные газы, кислород, водород и окись углерода отсутствуют. Углеродное число 1,007.

При опробовании горизонта V был получен приток минерализованных вод и обнаружена пленка нефти; дебит притока при снижении уровня до 1630 *м* составил 0,44 *м*³/*сутки*.

Помимо нефтегазопроявлений, зафиксированных во время бурения и испытания колонковых и роторных скважин, необходимо отметить повышенную битуминозность третичных отложений, подтвержденную данными люминесцентно-битуминологических исследований, которые были проведены по большинству скважин; содержание нефтяного битума в породах колеблется от нескольких сотых процента до 1,25%.

ХРОМОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ

В скв. 1, пробуренной в 1939 г., с глубины 36 *м* были отмечены признаки нефтеносности. Извлекаемый из колонковой скважины керн песчаника до глубины 279 *м* в свежем изломе имел запах битума и сероводорода. С глубины 279 *м* песчаники пахли нефтью, а при спуске и подъеме инструмента наблюдалось выделение газа с нефтяным запахом.

При подъеме колонковой трубы с керном нередко отмечались сильное «кипение» имеющейся в трубе промывочной жидкости и выделение из нее газа с нефтяным запахом. При опускании извлеченного из колонковой трубы песчаника в воду из пор его и по трещинам наблюдались выделения пузырьков газа с нефтяным запахом, а поверхность излома, нагретая в пламени спички и смоченная водой, покрывалась ирризирующей пленкой.

Местами песчаники имели коричневатую окраску вследствие слабой пропитанности их жидкой нефтью. Бензольные вытяжки из образцов, вскрытых скважиной пород, давали положительные результаты.

Как отмечает Б. Ф. Дьяков, наиболее интенсивные нефтепроявления связаны с песчаными горизонтами и начинаются с глубины 279 *м*.

По данным С. Г. Панкова в процессе структурно-картировочного бурения на Хромовской площади признаки нефтеносности отмечались по большинству скважин. Нефтяной газ зафиксирован в 29 скважинах из 32 пробуренных.

По степени интенсивности газопроявлений все скважины разделены на три группы.

К первой группе относятся скважины, в которых при бурении не наблюдалось явных признаков газирования (скважины 11, 15, 22, 26 и 35). Нали-

чие горючего газа в этих скважинах определялось по отстойникам, в которых при легком перемешивании раствора лопатой или обычной палкой с их дна на поверхность подымались пузырьки газа до 3 *см* в диаметре. От поднесенного пламени пузырьки лопались, издавая характерный хлопок взрыва и оставляли после себя тонкую ирризирующую нефтяную пленку.

Во вторую группу отнесены скважины, в которых, кроме отмеченных признаков первой группы, в процессе бурения наблюдались пузырьки газа в выходящем глинистом растворе (скв. 3, 4, 6, 14, 16, 17, 23, 25, 30, 34, 35, 36 и 37).

Третья группа скважин по сравнению с первыми двумя характеризуется более интенсивными признаками газирования. В них, кроме повышенной газированности глинистого раствора, имелись случаи непродолжительного фонтанирования раствора (выбросов). К этой группе относятся скв. 2, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 20, 21, 24 и 27. Наиболее интенсивные газопроявления наблюдались в скважинах 2, 7, 8, 20, 21 и 24.

В скв. 2 при бурении с глубины 60 *м* и до 315 *м* систематически наблюдалось выделение газов. Наиболее интенсивное их поступление зафиксировано при бурении интервала 159,2—161,9 *м*. В результате этого произошло снижение удельного веса глинистого раствора с 1,21 до 1,13. В этом интервале при разворачивании инструмента для наращивания из штанг выбивался фонтан сильно газированного глинистого раствора высотой более 1,5 *м* над устьем скважины. Аналогичные явления были отмечены на глубинах 195, 250, 275, 300 и 315 *м*. Скважина пробурена до глубины 505,85 *м* в отложениях ковачинской серии.

В скв. 7 до глубины около 250 *м* признаки газирования обнаруживались при перемешивании раствора в приемном амбаре, когда на его поверхности появлялись пузырьки газа до 3 *см* в диаметре. С глубины 250 *м* в растворе наблюдались пузырьки газа, количество которых с глубиной увеличивалось.

На глубинах 355, 490 и 557 *м* при наращивании инструмента отмечены выбросы газированного глинистого раствора.

До глубины 355 *м* разрез скважины относится к отложениям ковачинской серии. Ниже залегают породы тигильской серии (снатольская свита).

В скважинах 8 и 20 глинистый раствор с различной степенью насыщенности газами начал поступать примерно с глубины 50 *м* и наблюдался до окончания бурения скважины.

При бурении интервалов 353—357 и 462—475 *м* по скв. 8 и 90—100, 175—190 и 230—260 *м* по скв. 20 наблюдались поступление сильно газированного раствора и, кроме того, фонтанирование его из штанг при их наращивании на высоту около 1 *м* над устьем с последующим переливанием через наращенную 4-метровую штангу.

В скв. 20 примерно с глубины 230 *м* и ниже после подъема инструмента (без долива ствола глинистым раствором) систематически наблюдалось поступление газа с запахом бензина.

По сообщению рабочих язык пламени зажженного газа достигал более 50 *см* над устьем скважины.

До глубины 396 *м* в разрезе скв. 20 и до глубины 375 *м* в скв. 8 породы относятся к отложениям ковачинской серии, ниже — к тигильской серии.

По скважинам 11, 10, 27 и 30 было проведено примитивное опробование, для чего они обсаживались колонной обсадных труб и снижался уровень жидкости.

В скв. 11 уровень жидкости удалось понизить только до глубины 80 *м*. Характерно, что появление притока газа у устья скважины наблюдалось лишь при поддержании уровня жидкости на этой глубине. С прекращением тартания уровень жидкости в скважине поднимался, а вместе с тем быстро прекращалось и поступление газа.

В скв. 10 в песчаниках, вскрытых в интервале 213—288 *м*, по трещинам и порам фиксировались включения очень мелкого жидкого

битума. Уровень жидкости в скважине по окончании ее бурения снижался до глубины 250 *м*, однако приток газа при этом был незначительным. При закрытом устье скважины в течение 10—12 час. создавалось избыточное давление не более 1 *ат*, а уровень жидкости за это время поднимался не свыше чем на 30 *м*.

В скв. 27 при тартании первые признаки ее газированности были замечены с глубины около 200 *м*. С понижением уровня газированность жидкости постепенно увеличивалась, а при понижении до 300 *м* из скважины начал поступать газ с резким запахом бензина. После снижения уровня жидкости до 400 *м* устье скважины было закрыто переводником с деревянной пробкой и в таком состоянии скважина была оставлена на 8 час. После этого здесь наблюдалось следующее.

Газ с резким запахом бензина под давлением около 2 *ат* выбивался в переводник через деревянную пробку. Его выходы наблюдались и через резьбовые соединения переводника и обсадной трубы.

По затрубному пространству между колоннами диаметром 108 и 89 *мм* поступала толчками сильно газированная вода с резким запахом бензина и легким запахом сероводорода.

Покров изоляционной ленты, обмотанной вокруг переводника и 89-*мм* колонны, под действием газа в местах его проникновения растворился и превратился в обычный резиновый клей.

Уровень раствора в скважине повысился на 30 *м*, поднявшись с 400 до 370 *м*.

При последующих понижениях уровня жидкости до 420 *м* (ниже не удалось ввиду обвала ствола скважины) и закрытии устья скважины пробкой с манометром установлено, что через 40—45 мин. давление газа на манометре поднималось до 4 *ат*, а в двух случаях до 5 и 6 *ат*, причем при достижении давления около 2,5 *ат* по затрубному пространству начинала поступать вода с признаками, отмеченными выше.

В скв. 30 на глубине 304 *м* были вскрыты песчаники тигильской серии, которые при извлечении из колонковой трубы издавали резкий запах бензина. По прошествии 1—1,5 час. после извлечения этот запах исчезал и ощущался лишь при расколе керна.

С целью опробования в скважину были опущены обсадные трубы до глубины 302 *м* и башмак их зацементирован. В процессе промывки скважины после разбуривания цементной пробки на глубине около 360 *м* наблюдалось поглощение воды, которое было ликвидировано путем закачки 2,5 $м^3$ глинистого раствора, и с глубины 420 *м* была восстановлена нормальная циркуляция.

В течение суточного тартания уровень жидкости в скважине был понижен до глубины 190 *м*, при этом никаких газопроявлений не наблюдалось. В дальнейшем, после дополнительного двухчасового тартания начал толчками поступать газ, причем уровень жидкости в скважине поднялся на 40 *м*. Понизить уровень ниже 150 *м* не удалось, поступление же газов с более резким бензиновым запахом после этого значительно увеличилось. При закрытом устье скважины давление поступающих газов через 15 мин. достигало 5 *ат*, а еще через 5 мин. оно поднималось до 6 *ат*. При указанном давлении между трубами начинала поступать газированная вода с резким запахом бензина. Характерно отметить, что при закрытой скважине находившаяся в ней жидкость под давлением газов снижалась на 40 *м* до глубины 190 *м* от устья, чего не удавалось достигнуть неоднократным тартанием. Жидкость, поднятая с этой глубины желонкой, была сильно газирована.

Во время опробования скважин были отобраны пробы газа, результаты анализа которых приведены в табл. 23.

Кроме газопроявлений, в разрезе скв. 2, 9, 10, 21 и 27 были зафиксированы очень мелкие включения битума зеленовато-желтого цвета с резким запахом бензина.

Таблица 23

Результаты анализа газа из скв. 10, 11, 27 и 30 Хромовской структуры [1]

Район	Дата отбора проб	№ скв.	Геологический возраст	Глубина отбора, *м*	Состав газа, %									
					CO_2	O_2	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12} и выше	N_2 + редкие газы	Ar+Kr+Xe	Ne+He
КГУ эксп. № 2, партия № 12: Проба газа: при уровне воды 80 *м*	20/VII 1953 г.	11	Ковачинская серия	80	0,4	13,8	19,1	Нет	—	—	—	66,7	0,713	0,001
при уровне воды 276 *м*	14/VIII 1954 г.	10	То же	250	2,0	3,8	9,7	1,0	—	—	—	83,5	0,927	0,002
МНП ККГРЭ, партия № 12	30/III 1956 г.	27	Тигильская серия (снатольская свита)	400	Нет	0,3	88,6	8,8	—	—	—	2,3	0,008	0,006
То же	25/IV 1956 г.	27	То же	400	0,3	Нет	87,6	6,8	3,2	0,6	0,1	1,4	0,008	0,004
Проба газа при уровне воды 140 *м* . . .	7/VI 1956 г.	30	»	140	0,5	0,9	86,8	8,3	—	—	—	3,5	0,013	0,006

[1] Анализы выполнены в газовой лаборатории ВНИГРИ.

В скв. 2 проявления битума отмечены в интервалах 236,7—248,1 и 311,75—317,65 *м*. В обоих случаях по тонким трещинам и плоскостям давленности темно-серых аргиллитов наблюдалось интенсивное выделение зеленовато-желтой маслянистой жидкости с пузырьками газа. Жидкость имела резкий запах бензина, оставляла жирные пятна на бумаге и нефтяную пленку на воде. На воздухе она быстро улетучивалась, почти не оставляя после себя следов.

Аналогичный битум был встречен в песчаниках скв. 9, вскрытых на глубине 201,8—204,8 *м*. Песчаники, извлеченные из колонковой скважины, в свежем изломе имели резкий запах банзина, а под люминоскопом почти сплошное голубое поле. Через несколько часов бензиновый запах исчезал и на плоскостях наблюдались лишь тонкие голубоватые полоски и мелкие небольшие пятна.

Битум светло-коричневого цвета и более густой консистенции (подобие вазелина) в виде редких тонких примазок до 2 *мм*^{2} встречался по зеркалам скольжений сильно давленных аргиллитов на глубине 310,0—310,3 *м*.

С глубины 202 *м* был взят образец песчаника с жидким битумом. В. А. Успенский, производивший анализ, указывает, что при экстрагировании из породы удалось извлечь 0,4% битуминозного вещества, имевшего коричневатую окраску и вазелиноподобную консистенцию и явно содержавшего большое количество твердых углеводородов.

Элементарный анализ битума дал следующие результаты (в %): C — 84,55, H — 13,35, N — 0,23, S — 0,92, O — 0,95. Всего 100%.

Групповой анализ битума следующий (в %): масла — 80,89, смолы бензольные — 3,06, смолы спирто-бензольные — 1,20, асфальтены — 1,52. Всего 86,67%.

Значительная неувязка в балансе группового анализа битума позволяет предполагать, что он содержал большее количество легких компонентов. Это предположение согласуется с другими данными о его составе, а также с фактом наличия сильного запаха у исходной породы. По-видимому, действительное содержание битума в породе было выше полученного при анализе, надо полагать более 0,5%, причем битум по физическим свойствам должен отвечать легкой парафинистой нефти. «...Битум по характеру нефтяной, причем концентрация его в породе вторичная, что явствует из соотношения количеств его с общим количеством органического вещества.»

В скв. 10 также зафиксированы проявления жидкого битума. Здесь на глубине 283,85—288,2 *м* в серых мелкозернистых песчаниках, падающих под углом более 45° и сильно разбитых почти вертикальной трещиноватостью, при осмотре керна, спустя 2 часа после его подъема, местами по трещинам и порам наблюдалось довольно интенсивное поступление маслянистой жидкости зеленовато-желтого цвета. С указанной жидкостью одновременно выделялись и мелкие пузырьки газа. В некоторых местах битум растекался по керну, образуя коричневатые масляные пятна до 3 *см*^{2}, которые в дальнейшем почти исчезали. С глубины 286,55 и 287,7 *м* взяты образцы песчаников, в которых после обработки их во ВНИГРИ соляной кислотой и экстрагирования установлено 0,1% битума и 0,52% органического углерода.

Групповой состав органического вещества (в %) следующий: битум — 13,3, гуминовые кислоты — 0,0, остаточное органическое вещество — 86,7.

В своем заключении по анализу В. А. Успенский отмечает, что «количество битума в органическом веществе явно выходит за рамки возможного содержания сингенетичного породе битума, поэтому с достаточной долей уверенности можно говорить о присутствии в породе вторичных концентраций битума».

В скв. 21 до глубины 281 *м* в песчаных отложениях местами наблюдался только запах нефти. В керне с интервала 282—297 *м*, представленном мелкозернистыми косослоистыми глинистыми песчаниками, после укладки его в ящики, кроме резкого бензинового запаха, в ряде мест по плоскостям напластования и порам наблюдалось выделение светло-зеленой маслянистой жидкости, также быстро улетучивающейся после появления.

Аналогичные проявления жидкого битума зафиксированы в керне из скв. 27 с интервала от 404 до 420 *м*.

В табл. 24 приведены результаты битумного анализа образцов песчаника, отобранных по скв. 27. Анализ выполнен в лаборатории треста «Востсибнефтегеология».

Таблица 24

Интервал отбора керна, *м*	Органического углерода, %	Содержание битума, %		Качественная характеристика битума по данным люминесцентного анализа	Элементарный состав битума из обоих образцов (объединенная проба)		
		весовым методом	люминесцентным методом		C	H	O+S+N
405—410,5	0,56	0,5	0,3	МБА	86,13	13,36	0,51
410,5—421,1	—	1,68	0,08	МБА			

Примечание. МБА — маслянистый битум А, который содержит значительное количество масел, смол до 20%; не содержит асфальтенов.

По-видимому, включения битума в породах Хромовской площади более широко распространены, однако ввиду большой летучести их по ряду скважин они остались необнаруженными. Большая летучесть этих битумов подтверждается также результатами люминесцентно-битуминологических

исследований. Так, в образцах песчаников, содержавших включения битума, но не запарафинированных при отборе, спустя месяц при анализе было обнаружено такое же низкое содержание битума (сотые доли процента), как и в породах, не содержащих его включений.

Помимо описанных, нефтепроявления зафиксированы и в естественных обнажениях по р. Хромушке. По данным Е. П. Кленова в районе антиклинали песчаники ковачинской серии имеют резкий запах керосина; ниже по реке битуминозный запах издают аргиллиты и мергельные конкреции этой же серии, а также наблюдается окрашивание кальцита в бурые тона.

ТОЧИЛИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ

В 8 *км* к северу от Хромовской площади в пределах Точилинской антиклинали отмечены нефтепроявления, по характеру аналогичные хромовским. Так, по М. Ф. Двали в колонковой скважине, пробуренной по отложениям тигильской серии, зафиксированы следующие нефтегазопроявления.

При спуске труб с глубины 55 *м* наблюдалось кратковременное выделение нефтяного газа, а в керне отдельные прослои песчаников имели нефтяной запах и давали положительную бензольную вытяжку.

На глубинах 364 и 370 *м* в трещиноватых песчаниках наблюдались мелкие скопления озокеритоподобного битума. В интервале глубины 372—520 *м* отдельные тонкие прослойки и гнезда песчаников были насыщены жидким зеленовато-оранжевым очень легким битумом, типа нефти с р. Богачевки, из которого выделялись пузырьки газа. Эта нефть очень быстро улетучивается на воздухе.

Образцы керна, насыщенные нефтью, были запаяны в жестяные банки, но при вскрытии их в Ленинграде было обнаружено, что они имеют только резкий нефтяной запах и буровато-темную окраску.

Содержание растворенного битума[1] в трех образцах определилось: 0,28, 0,39 и 0,43%. Битум темный, кашицеобразный, с высоким содержанием парафина.

Элементарный анализ одного образца битума, имеющего удельный вес 0,8656 и содержание парафина 25,9%, показал, что в нем содержится (в %): C — 84,51, H — 12,59, O + N + S — 2,9. Всего 100%.

Реакция на присутствие фенолов показала слабое окрашивание, типичное для нефтепродуктов. Распределение нефти по буровому разрезу и приуроченность ее к зонам трещиноватых пород дают основание предполагать, что нефть поднимается снизу.

ВОЯМПОЛЬСКАЯ ПЛОЩАДЬ

В пределах Воямпольской площади, где также проведен большой объем буровых работ, нефтегазопроявления оказались менее эффективными.

В колонковой скв. 2, пробуренной здесь в 1939 г., признаки нефтеносности по данным Б. Ф. Дьякова выразились в следующем. Образцы пород ковачинской толщи в изломе часто имели запах битума нефти и керосина. Бензольные вытяжки из образцов обычно окрашены в желтый цвет различной интенсивности. Неоднократно отмечались выделения нефтяного газа.

По 30 образцам, отобранным из скв. 2 с глубины от 304 до 1040 *м*, среднее содержание битума составляет 0,116%, а углерода 0,57%. Битумы с глубины 761,85 *м* по их консистенции (жидкие, вязкие и более вязкие) были объединены в три группы и проанализированы. Результаты анализа приведены в табл. 25.

Б. Ф. Дьяков считает, что отложения ковачинской серии Западной Камчатки по внешнему облику, петрографическому составу и генетическим особенностям, а также по характеру нефтепроявлений и битуминозности

[1] Анализы проведены в битумной лаборатории НГРИ под руководством О. А. Радченко (1939 г.).

напоминают сланцы майкопской свиты Кавказа и относятся к тем типам пород, которые в литературе очень часто рассматриваются как нефтепроизводящие.

По данным В. В. Вороновой в процессе бурения колонковых и роторных скважин слабые спорадические нефтепроявления наблюдались по всему разрезу. Газопроявления отмечались в скв. 3-К на глубине 540,85 *м*, в скв. 13-К в интервале 310,8 — 312,0 *м* и в скв. 26-К на глубине 210 *м*.

Таблица 25

Номер группы	C	H	S	O+N	Асфальтены	Масла	Смолы (по разности)	Число кислотности	Число омыления
1	84,17	10,64	0,48	4,71	9,4	32,1	58,5	—	58,7
2	83,41	10,39	0,70	5,50	13,8	24,0	62,2	—	69,9
3	83,01	9,59	0,75	6,65	19,9	20,9	59,3	22,1	—

ВЫХОД НЕФТИ НА Р. ТРЕТЬЕЙ

До 1959 г. считалось, что естественный выход нефти на дневную поверхность в верховье р. Богачевки является единственным на Камчатке. В 1959 г. в процессе геологосъемочных работ С. И. Федоров примерно в 60 *км* к северо-востоку от р. Богачевки обнаружил еще один естественный источник. Он расположен в Усть-Камчатском районе на восточных отрогах хребта Гамчен, по р. Третьей, в 16 *км* от устья. Здесь в правом борту пойменной террасы нефтью пропитаны аллювиальные отложения; на поверхность она выходит в виде тонкой ирризирующей пленки. Выше по склону (на 50 *м*) породы в обнажении богачевской серии пропитаны нефтью. Проба, отобранная из галечников, была проанализирована в лаборатории ВНИГРИ. Физико-химическая характеристика нефти по данным этого анализа следующая: уд. вес — 0,9143; вязкость при 50° С кинематическая — 8,4, условная (в градусах ВУ) — 1,69; содержание серы — 0,15%, азота — 0,2%, парафина (без деструкции) — 0,02%, асфальтенов — 1,4%, смол силикагелевых—5,4%; сумма асфальтово-смолистых веществ — 6,8%. Фракционный и групповой углеводородный состав нефти приведен в табл. 26.

По заключению К. И. Паниной нефть имеет циклический характер и ее можно отнести к нафтеново-ароматическому типу. Высокий удельный вес ее объясняется значительным содержанием ароматических углеводородов в высококипящих фракциях и, возможно, потерей легких фракций.

В таблицах 27, 28 и 29 приведены сравнительные характеристики физико-химического, фракционного и группового состава нефти из источников р. Третьей, верховья Богачевки и богачевских скважин Р-2 и Р-6.

Для сравнения группового состава были взяты фракции от 200—500° С. Нефти р. Богачевки содержат больше ароматических углеводородов в низкокипящих фракциях и с повышением температуры кипения фракции количество ароматических соединений уменьшается. Нефть р. Третьей содержит значительно меньше ароматических углеводородов в низкокипящих фракциях и количество ароматических углеводородов сильно возрастает с повышением температуры кипения фракций и во фракции 450—500° достигает 51,2%. Нефть менее метанизирована, чем Богачевские, и содержание метановых углеводородов в высококипящих фракциях падает до нуля.

На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что нефть р. Третьей по своим свойствам приближается к обычной нормальной нефти. От нефти Богачевской структуры она отличается содержанием парафина и асфальтово-смолистых веществ. Однако они безусловно имеют и ряд общих черт. Все нефти Камчатки относятся к типу цикланового, основная масса

Температурные пределы отбора фракции, °С	Выход фракций, %	Удельный вес d_4^{20}		Показатель преломления		Максима линовая
		до удаления ароматических	после удаления ароматических	до удаления ароматических	после удаления ароматических	до удаления ароматических
Н. к. 168	—	—	—	—	—	—
168—200	4,9	0,8095	0,8072	1,4445	1,4422	61,4
200—250	17,9	0,8389	0,8295	1,4600	1,4541	62,5
250—300	22,3	0,8723	0,8541	1,4790	1,4662	64,4
300—350	14,9	0,9079	0,8750	1,5012	1,4760	65,1
350—400	11,1	0,9393	0,8990	1,5238	1,4900	65,9
400—450	9,2	0,9686	0,9112	1,5418	1,4968	70,0
450—500	6,1	0,9873	0,9138	1,5572	1,4976	75,7
			—	—	—	
Остаток	13,6	—	—	—	—	—

которых представлена нафтеновыми и ароматическими углеводородами.

Одни авторы считают, что смолы в нефтях р. Богачевки утеряны во время миграции, которая протекала в жидкой или газовой фазе, другие авторы отсутствие смолистых веществ объясняют процессами фильтрации нефти при ее миграции в жидкой фазе. Для нефти р. Третьей это предположение не может быть принято, так как она содержит около 7% асфальтово-смолистых веществ.

Открытие нового естественного выхода нефти на дневную поверхность имеет большое практическое значение, так как оно свидетельствует о региональной нефтеносности отложений богачевской серии.

Таблица 27

Сравнение нефти р. Третьей с нефтью р. Богачевки по физико-химическим показателям

Образец	Удельный вес	Сера, %	Парафин (без деструкции), %	Температура плавления парафина, °С	Асфальтены, %	Смолы силикагелевые, %	Смолы акцизные, %
Нефть естественного выхода р. Третьей	0,9143	0,15	0,02	—	1,4	5,4	Не определены
Нефть естественного выхода р. Богачевки	0,836	0,024	0,00	—	0,0	0,24	1,2
	0,860	0,047	0,02	—	0,0	0,24	1,2
Нефть скв. Р-2 на р. Богачевке, глубина 1255—1265 *м*	0,8565	0,05	1,5	50,0	Не определены		2,0
Нефть скв. Р-6 на р. Богачевке . . .	0,9111	0,15	7,24	56,8	Не определены		Не определены

Таблица 26

нефти естественного выхода на р. Третьей

льная аниточка	Рефрактометрическая разность	Групповой углеводородный состав, вычисленный по анилиновой точке, %					
		ароматических		нафтеновых		метановых	
после удаления ароматических		на фракцию	на нефть	на фракцию	на нефть	на фракцию	на нефть
—	—	—	—	—	—	—	—
63,3	1,0386	3,0	0,15	71,3	3,52	25,7	1,23
67,4	1,0394	8,5	1,52	84,2	15,07	7.3	1,31
74,3	1,0392	18,0	4,00	76,7	17,10	5,3	1,20
82,1	1,0385	31,0	4,62	60,0	8,94	9,0	1,34
84,5	1,0405	35,6	3,95	64,4	7,15	0,0	0,00
91,9	1,0402	42,9	3,95	57,1	5,25	0,0	0,00
101,4	1,0407	51,2	3.12	40,5	2,47	8,3	0,51
На нефть	—	—	21,3	—	59.5	—	5.6
На дистиллятную часть	—	—	24,7%	—	68,9%	—	6,4%

Таблица 28

Сравнение фракционного состава нефти р. Третьей с нефтью р. Богачевки

Образец	Н. к. °С	Выход фракций, %, при температурах								Остаток выше 500 °С
		150°	200°	250°	300°	350°	400°	450°	500°	
Нефть естественного выхода на р. Третьей	168	0,0	4,9	22,8	45,1	60,0	71,1	80,3	86,4	13,6
Нефть естественного выхода на р. Богачевке	105	22,6	42.9	61,5	77,4	87,8	—	—	—	12,2 *
Нефть скв. Р-2 на р. Богачевке, глубина 1255—1265 *м*	112	5,2	20,0	47,5	73.3	85,9	94,1	97,5	99,2	0,8
Нефть скв. Р-6 на р. Богачевке . . .	130	0,5	1,8	6,1	11, 3	16,6	31,1	48,1	70,9	29,1

* Остаток выше 350°

Таблица 29

Сравнение групповых составов фракций нефти р. Третьей с нефтью р. Богачевки

Температурные пределы отбора фракций, °С	Ароматические, %				Нафтеновые, %				Метановые, %			
	естественный выход на р. Третьей	естественный выход на р. Богачевке	скв. Р-2 на р. Богачевке	скв. Р-6 на р. Богачевке	естественный выход на р. Третьей	естественный выход на р. Богачевке	скв. Р-2 на р. Богачевке	скв. Р-6 на р. Богачевке	естественный выход на р. Богачевке	естественный выход на р. Третьей	скв. Р-2 на р. Богачевке	скв. Р-6 на р. Богачевке
200—250	8,5	27,3	33,2	36,7	84,2	50,4	58,4	50,6	22,3	7,3	8,4	12,7
250—300	18,0	32,3	30,8	35,5	76,7	46,2	51,2	55,7	21,5	5,3	18,0	9,1
300—350	31,0	36,7	20,1	30,5	60,0	45,9	61,9	59.5	7,0	9.0	18,0	10,0
350—400	35,6	—	17,3	20,9	64,4	—	53,3	68.3	—	0,0	29,4	10,8
400—450	42,9	—	17,8	15,7	57,1	—	42,7	67,2	—	0,0	39,5	17,1
450—500	51,2	—	15,4	15,7	40,5	—	46,1	59,4	—	8,3	38,5	24,9

ДРУГИЕ ПРИЗНАКИ НЕФТЕНОСНОСТИ В ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Пенжинский район. В третичных отложениях, развитых в бассейне р. Пустой и по морскому побережью от бухты Подкагерной до северного побережья Рекиникской губы, геологосъемочными работами (А. Г. Погожев, А. П. Шпетный и др.) установлены рассеянная микробитуминозность и включения твердых битумов типа асфальта.

Находки твердых битумов приурочены к разрывным смещениям и трещинам в отложениях палеогена, слагающих кинкильское антиклинальное поднятие. По данным лаборатории ВНИГРИ состав битумо-асфальтов следующий (в %): C — 87,41, H — 10,13 N — 0,33, S — 0,38, O — 1,75, масла — 65, смолы бензольные — 14,55, смолы спирто-бензольные — 6,91, асфальтены — 9,89. В. А. Успенский указывает, что «по консистенции битум отвечает асфальту; соответственно же данным группового анализа он должен быть отнесен к низшим мальтам, стоящим ближе к нефти, чем к асфальту».

Рассеянная битуминозность наблюдается по всему разрезу третичных осадков, причем на многих участках содержание битумов в породах достигает 1,5 — 1,83%.

В основном эти битумы относятся к маслянистому типу, в меньшей степени к осмоленному и парафинистому.

А. Г. Погожев указывает, что к северу от бухты Подкагерной в пустотах жеод халцедона обнаружена жидкая нефть.

Олюторский район. Б. Ф. Дьяков, Г. М. Власов, И. Ф. Мороз, А. М. Садреев и другие, проводившие работы в этом районе, отмечают многочисленные признаки нефтеносности в широко развитых здесь осадках третичного возраста.

Б. Ф. Дьяков, описывая битумопроявления на побережье бухты Сомнения, а также по берегам п-ова Говена, указывал, что в ряде случаев черные сланцы и вмещающиеся в них мергелистые конкреции и желваки в свежем изломе имели запах битума, нефти и керосина. Особенно резкий запах имели породы с прожилками кальцита.

Количество битума в породах колеблется от 0,02 до 0,4%. По Б. Ф. Дьякову эти нефтепроявления связаны с отложениями пылгинской толщи, относимой им к мезозою. Г. М. Власов и другие считают, что пылгинская толща по фауне датируется как олигоцен — нижний миоцен и является аналогом богачевской серии. Слабый битуминозный запах ощущался при изломе некоторых песчаников третичных отложений мыса Грозного; по данным лаборатории ВНИГРИ содержание битума в них достигает 2—6%.

На п-ове Ильпинском установлена рассеянная битуминозность по всему разрезу третичных отложений, при этом наиболее высокое содержание битумов (от 0,313 до 0,8%) характерно для палеогеновых пород. Г. М. Власов отмечает керосиновый запах в палеогеновых породах, особенно сильно ощутимый в мергельных конкрециях и плотных мергелистых песчаниках, а также в тектонических трещинах и по контактам.

В бассейне среднего течения р. Альховаям (залив Анапка) в палеоген-миоценовых осадках зафиксирована повышенная микробитуминозность и выявлены минеральные источники (грифоны) с запахом бензина. В аналогичных отложениях повышенная микробитуминозность установлена в бассейне р. Вывенки (залив Корфа). На правом берегу Лигинмываям в 10 *км* от бухты Гека обнаружен холодный минеральный источник, выделявший газ с резким бензиновым запахом. Воды его по химическому составу соответствуют хлоридно-щелочным водам нефтяных месторождений.

Карагинский район. Выявленные признаки нефтеносности в районе ограничены наличием рассеянной микробитуминозности в третичных осадках бассейнов рек Хайлюли, Ивашки, Дранки, Караги и Тымлат. На отдельных участках количество битума в породах достигает 0,625%.

Усть-Камчатский район. Признаки нефтеносности в этом районе установлены в бассейне Матерой Еловки и по побережью п-ова Озерного. М. Ф. Двали указывает, что в ряде образцов плотных тонкозернистых песчаников и мергельных конкреций из неогеновых нормально-осадочных свит обнаружены слабые признаки битуминозности в виде масляных пятен после выпаривания неокрашенной спирто-бензольной вытяжки на часовом стекле.

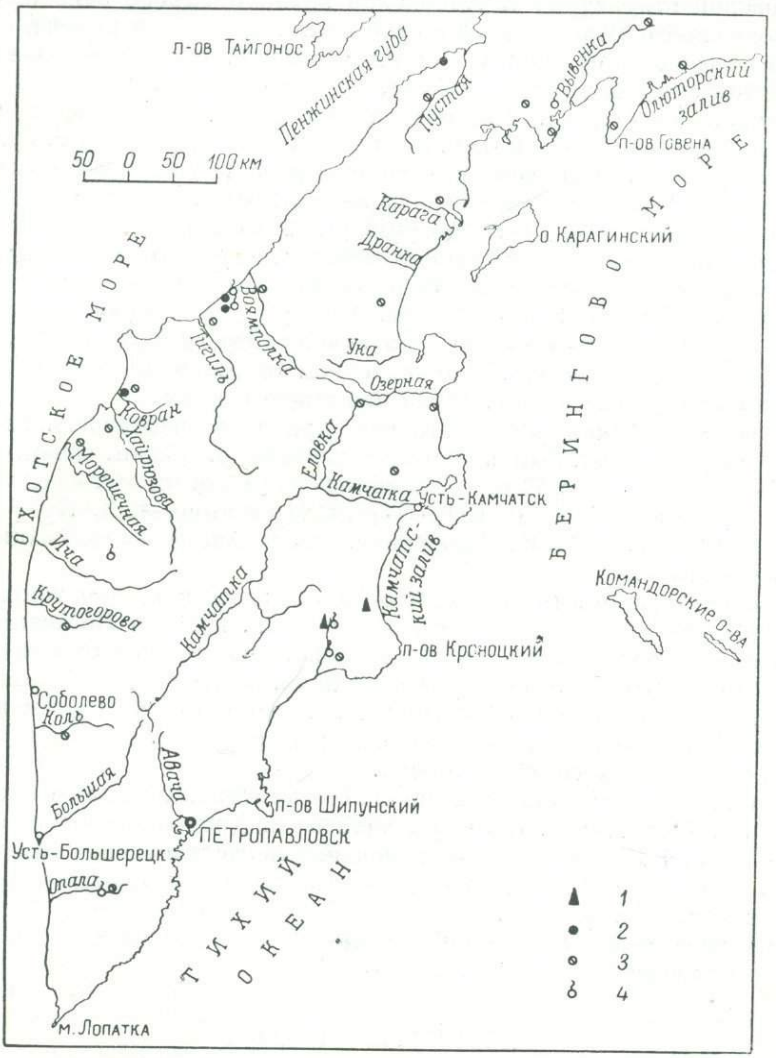


Рис. 44. Обзорная карта признаков нефтегазоносности на п-ове Камчатка.

1 — жидкая нефть; *2* — включения в породах капельно-жидкой нефти и твердых битумов (типа асфальтов); *3* — повышенная микробитуминозность, окрашивание вытяжек и битуминозные запахи в породах; *4* — газ горючий.

Путем экстрагирования хлороформом из образцов получен битум в количестве до 0,49%. При опробовании пород спиртобензолом слабую битуминозность в виде окрашенных вытяжек показали образцы свиты кумроч (Pg — — Cr_2), отобранные по рекам Языковой, Холмичи, Радуге.

Тигильский район. Помимо описанных выше нефтепроявлений на Воямпольской, Точилинской и Хромовской площадях, они установлены в Тигильском районе и в ряде других пунктов.

Так, по данным Е. П. Кленова на площади Гаванской антиклинальной складки песчаники ковачинской серии имеют битуминозный запах. По

материалам Н. Ф. Данилеско слагающие Кавранскую структуру отложения ковачинской и воямпольской серий также имеют сильный запах битума. В южной части этой структуры в отложениях гакхинской свиты близ села Кавран отмечены небольшие каверны диаметром до 5 *мм*, заполненные жидким битумом, который на воздухе быстро улетучивается. Битуминозный запах пород зафиксирован в отложениях воямпольской серии и на площади Хайрюзовской структуры. В Амбонской антиклинальной зоне (водораздел рек Морошечной и Белоголовой) в отложениях палеоцена признаки битуминозности выражены окрашиванием кальцитовых жил в коричневые тона. Породы этой зоны пахнут керосином.

Быстринский район. По материалам Н. Е. Соловьева в верховье р. Тхонма, левого притока Сопочной, в 6 *км* к западу от горы Балаганчик установлен минеральный источник гидрокарбонатнонатриевого типа, вытекающий из отложений миоценового возраста. Воды этого источника содержат нафтеновые кислоты, метан и тяжелые углеводороды.

Соболевский район. В среднем течении р. Крутогоровой в песчаниках воямпольской серии обнаружен твердый битум (0,17%); в свежем изломе песчаники имеют керосиновый запах.

А. Г. Тихонов указывает, что по левому берегу Куимшечек, на 8 *км* выше впадения ее в р. Коль, в заболоченном овражке на поверхности воды обнаружены радужные пятна, слабо пахнущие нефтью.

Усть-Большерецкий район. Прямые признаки нефтеносности установлены О. Н. Толстихиным в среднем течении р. Саван, левого притока Опалы. В зоне разлома у Саванских горячих ключей имеются выходы горючего газа. Состав газа (в %): CH_4—74,4, C_2H_6 и выше—2,8, N_2 + редкие—19,2, Ar—0,286 и He—0,004. В породах среднего миоцена содержание битума достигает 0,276%.

Елизовский район. Нефтегазопроявления здесь известны только в пределах Кроноцкого нефтеперспективного района. Помимо Богачевской площади, где имеется жидкая нефть, признаки нефтегазоносности известны в районе ручья Двухлагерного. В ряде колонковых скважин в отложениях богачевской серии наблюдалось выделение горючего газа, нефтяная пленка, примазки и капельки нефти по трещинам; в некоторых скважинах отмечен приток воды с запахом сероводорода.

В отложениях ольгинской серии слабая нефтяная пленка зафиксирована только в одной скважине. В центральной части Кроноцкого района люминесцентно-битуминологическими исследованиями установлена микробитуминозность всех комплексов третичных осадочных пород; содержание битумов в породах достигает 0,313%.

Площадное распространение признаков нефтеносности на территории Камчатки приведено на рис. 44.

ПЛАСТОВЫЕ ВОДЫ

Водопроявления в буровых скважинах обнаружены по всем районам буровых работ. Наиболее полно изучен характер водоносности разреза Богачевской площади.

В процессе бурения водопроявления различной интенсивности были зафиксированы по многим колонковым и роторным скважинам. В некоторых скважинах обнаружены напорные воды; при бурении наблюдалось переливание жидкости через устье скважин 5, 24, 31, 33, 39, 54, 55, 59, 60, 62, 64, 66, 72, 77 и др. или даже фонтанирование. В других скважинах водопроявления отмечены по разжижению глинистого раствора. По третьей группе скважин непосредственных водопроявлений во время бурения не отмечалось, но приток воды в скважину зафиксирован по резким изменениям степени минерализации и компонентного состава фильтрата глинистого раствора.

Водоносные горизонты встречены в скважинах на различных глубинах. Так, в скв. 24 притоки вод отмечались на глубинах 50, 151,5, 162, 172 и

276,8 *м*; в скв. 33—137,4, 231, 246,5 и 230 *м*; в скв. 55—23, 41,2 и 55,2 *м*; в скв. 60—17 и 240 *м*; в скв. 62—106 и 295—299,7 *м*; в скв. 72—254, 303, 425,4 *м* и т. д. При испытании роторной скв. Р-2 притоки воды получены в интервалах глубин 1265—1255, 1395—1376 и 1419—1408 *м*; при испытании роторной скв. Р-3 — в интервалах 1843—1810 и 2313—2278,5 *м*, а по роторной скважине Р-6 притоки воды обнаружены на глубинах 2367 и 2402 *м*.

Практически водопроявления по скважинам отмечены во всех участках разреза. Однако необходимо сделать весьма существенную оговорку. При небольших разносах между скважинами на разведочных профилях одни скважины вскрывали водоносные и иногда высоконапорные горизонты, а скв. 34, 35, 36, 37, 39, 40, 59, 64, 67, 70, 71, 73 и 74 (соседних по падению или восстанию пластов) в одних и тех же интервалах разреза никаких водопроявлений в процессе бурения не отмечалось.

Широко изменяются по скважинам напоры водоносных горизонтов. По ряду скважин они безнапорные. При бурении таких скважин на различных глубинах наблюдалось поглощение глинистого раствора. Так, при бурении скв. 23 поглощения наблюдались на глубине от 28,5 до 166,5 *м*; по скв. 28 — на глубинах 168, 208,75 и 307,7 *м*; по скв. 49 — на глубинах от 9 до 367,7 *м*; по скв. 54 слабые поглощения отмечались с глубины 359,3 *м*; по скв. 58 — на глубинах 79—82,3 и 210,6—214,6 *м* и т. д.

В других скважинах с переливающими или фонтанирующими водами уровень жидкости устанавливался выше устья скважины. Так, при бурении скв. 24 уровень воды, поступающей с глубины 276 *м*, путем наращивания труб был установлен на абсолютной отметке 366 *м* (при альтитуде устья скважины 358 *м*). При бурении скв. 72 с глубины 303 *м* наблюдались пульсирующие выбросы воды с метаном на высоту около 15 *м* над уровнем скважины.

Не менее широко варьируют и дебиты водоносных горизонтов. Если по ряду скважин дебит воды ничтожен, то из водоносного горизонта, вскрытого скв. 24 на глубине 276 *м*, был получен приток с дебитом 360 *л/час*; по скв. 33 на глубине 249 *м* вскрыт водоносный горизонт с дебитом 300 *л/час*. Еще более высокие дебиты воды зафиксированы по скв. 72 (до 90 000 *л/час*).

Интересные данные по водоносности получены при испытании скв. Р-2, Р-3 и Р-6. В скв. Р-2 в 10″ обсадной колонне были испытаны на приток нефти, воды и газа три горизонта в интервалах глубин 1395—1370, 1419—1408 и 1265—1255 *м* и по всем трем интервалам получены притоки воды.

Во время испытания интервала 1370—1395 *м* при понижении уровня до 1385 *м* среднесуточный дебит составлял 170 *л*.

Испытание интервала 1419—1408 *м* производилось совместно с интервалом 1395—1370 *м*; после торпедирования интервалов 1386—1389 и 1380—1383 и снижения уровня до глубины 1051,7 *м* приток воды составил 525 *л/сутки*. Статический уровень воды определен на глубине 647 *м*.

Интервал 1255—1265 *м* был вскрыт торпедированием. Уровень воды в скважине понижен до 1300 *м*, т. е. испытуемый интервал был полностью освобожден от давления. За первые сутки наблюдения приток составил 1110 *л*, за вторые — 377,5 *л* и за третьи — 305 *л*. Статический уровень горизонта определился на глубине 340 *м*.

По скв. Р-3 были опробованы два интервала: 2313—2278,5 *м* открытым забоем и 1843—1810 *м* в 6″ эксплуатационной колонне путем вскрытия пласта торпедированием. В интервале 2313—2278,5 *м* трижды происходило снижение уровня (до глубины 564,2, 1215 и 1485,1 *м*); приток воды в скважину колебался от 215 до 430 *л/сутки*. При испытании интервала 1843—1819 *м* получена переливающая вода с дебитом 180 *л/сутки*.

При бурении скв. Р-6 с глубины 2402 *м* появились притоки минерализованных вод. Дебит притока постепенно увеличивался и к концу бурения скважина переливала с дебитом около 20 $м^3$/*сутки*. При испытании скважины в интервале 2367—2381 *м* была получена минерализованная вода, переливающая с дебитом около 13 $м^3$/*сутки*. При испытании интервала

1771—1787 *м* приток воды при уровне жидкости в скважине 1630 *м* составил 0,44 *м*^{3}/*сутки*.

Так же разнообразны минерализация и химический состав вод буровых скважин (табл. 30).

Сопоставляя все данные по характеру водопроявлений и химизму буровых вод, трудно подметить какие-либо закономерности в распределении их по разрезу или по площади. Грубо воды буровых скважин можно подразделить на две большие группы.

К первой группе можно отнести воды верхних неглубоко залегающих слоев разреза, имеющих по ряду признаков трещинный характер. Эти воды характеризуются непостоянством дебита и напоров и залегают в различных частях разреза, не прослеживаясь при этом на сколь-либо значительных расстояниях по простиранию пластов. Минерализация и химический состав этих вод варьируют в широких пределах. Минерализация их незначительная, редко превышает 20—30 *мг-экв/л*. По химическому составу воды этой группы карбонатные, реже хлоридные. Неоднородность химического состава и минерализация трещинных вод обусловливаются как особенностями разреза отложений, по которым они фильтруются, так и результатами смешения их с водами, поступающими из более глубоко залегающих горизонтов.

Химический состав пластовых вод

№ скв.	Глубина, *м*	Содержание ионов в *мл-экв*						Σ *r*	Содержание	
		Cl	SO_4	HCO_3	Ca	Mg	K+Na		Cl	SO_4
								Воямпольская		
26-К	45	9,2	следы	19,52	0,29	0,51	27,92	57,44	16	—
26-К	210	72,98	следы	18,47	0,52	0,68	90,25	182,50	40	—
								Хромовская		
27	420	7,4	0,56	15,52	1,13	—	22,35	46,96	15,7	1,7
30	200—309	6,94	—	56,00	37,0	—	25,94	125,88	5,5	—
10	276	111,86	0,04	66,75	0,80	2,06	175,79	357,30	31,1	0,01
								Богачевская		
2	251	77,27	—	1,30	28,09	0,28	50,2	157,4	49,17	—
5	50	266,3	—	1,4	102,57	0,36	164,77	535,4	49,73	—
7	365	186,5	—	0,9	18,61	2,17	166,72	374,8	49,75	—
50	—	149,16	0,004	3,7	52,72	4,02	96,2	305,9	48.76	0,03
59	—	148,68	—	1,10	34,64	1,07	112,27	296,2	49,58	—
72	257,4	157,3	4,53	1,06	24,96	72,80	130,31	325,09	48,38	1,31
72	309	19,34	—	1,60	38,16	10,60	150,18	397,88	49,60	—
72	425,9	122,98	—	2,0	21,62	28,09	68,27	249,96	49,20	—
Р-6	2373—2380	206,78	4,29	5,06	110,0	5,75	100,38	432,26	47,83	0,99
Р-6	1771—1787	69,0	2,95	37,2	49,6	1,22	58,63	218,9	31,5	1,34

Во вторую группу объединены минерализованные воды хлоркальциевого типа, встреченные по ряду колонковых и роторных скважин. По характеру проявлений, минерализации и химическому составу эти воды довольно резко отличаются от других вод района. В большинстве случаев обнаруженные по скважинам горизонты хлоркальциевых вод являются напорными и высоконапорными (скв. 5, 50, 59, 72, 76, Р-2, Р-3, Р-6 и др.) и характеризуются более или менее постоянными дебитами.

Как видно из табл. 30, минерализация хлоркальциевых вод, как правило, значительна и редко снижается до 100 *мг-экв/л*, а иногда возрастает до 400—500 *мг-экв/л*. Химический состав этих вод достаточно выраженный и постоянный. В составе вод преобладают хлориды, составляющие обычно 90—98% компонентного состава, при этом значительная доля принадлежит хлоридам кальция (до 38% компонентного состава).

Характерной особенностью химического состава этих вод является их бессульфатность. Не менее характерным является присутствие в составе хлоркальциевых вод ряда микрокомпонентов (нафтеновые кислоты, йод, бром). Так, в водах, обработанных из скв. 5, по данным В. Г. Макарова йода содержится до 50 *мг/л*, а по данным М. Ф. Двали в тех же водах содержание брома достигает 15 *мг/л*. По данным В. Г. Котовой в водах скв. 50 содержалось до 5 *мг/л* йода и до 2 *мг/л* брома; в скв. 59 оно достигает

Таблица 30

по разведочным площадям Камчатки

ионов в % экв.				$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$	$\frac{Na-Cl}{SO_4}$	Характеристика воды				Примечание
HCO_3	Ca	Mg	K+Na				S_1	S_2	A_1	A_2	
площадь											
34	0,5	0,9	48,6	3,0	—	22	32,0	—	65,2	2,8	—
10	0,3	0,4	49,3	1,2	—		80,0	—	18,6	1,4	Присутствуют йод и бром
площадь											
32,6	2,1	—	47,9	3,2	—	19,0	34,8	—	61,0	4,2	—
44,50	29,4	—	20,6	3,7	—	2	11,0	—	30,2	58,8	—
18,68	0,22	0,58	49,20	1,57	—	17,88	62,64	—	35,76	1,54	—
площадь											
0,83	17,87	0,18	31,95	0,64	96	—	63,90	34,44	—	1,66	Присутствует йод
0,27	19,55	0,08	30,77	0,62	237	—	61,54	37,92	—	0,54	Присутствуют йод и бром
0,25	4,96	0,57	44,47	0,89	9	—	88,94	10,56	—	0,50	Присутствует йод
1,21	17,23	1,32	31,44	0,6	13	—	62,88	34,70	—	2,42	Присутствуют йод и бром
0,42	11,69	0,49	37,90	0,8	32	—	75,80	23,36	—	0,84	То же
0,31	7,58	2,24	40,08	0,83	3,6	—	80,16	19,12	—	0,62	—
0,4	9,54	2,62	37,74	0,76	4,5	—	75,48	23,72	—	0,80	—
0,80	11,45	11,24	27,31	0,55	1,9	—	54,62	43,78	—	1,60	Присутствует бром
1,18	25,45	1,33	23,22	0,48	18,5	—	46,44	49,22	—	4,34	—
17,16	22,6	0,6	26,8	0,85	7,8	—	53,6	9,4	—	27,0	—

10 *мг/л* йода и до 2,6 *мг/л* брома. Кроме того, йод обнаружен в водах скв. 2 и 7, а бром в скв. 72 и 75. Присутствие нафтеновых кислот зафиксировано в водах, отобранных при испытании скв. Р-2, Р-3 и Р-6.

Весь комплекс признаков характеризует воды хлоркальциевого типа как глубинные пластовые.

На Хромовской площади по многим скважинам (скв. 2, 4, 11, 13, 26, 28, 34, 35 и 36) водопроявления выражались в разжижении глинистого раствора или слабом переливе через устье скважины. Однако все эти водопроявления связаны с проникновением в скважину грунтовых вод.

Проявления глубинных водоносных горизонтов обнаружены по скв. 10, 27 и 30. В процессе бурения эти скважины были обсажены обсадными трубами (скв. 10 — до глубины 250 *м*; скв. 27 — до 400 *м* и скв. 30 — до 302 *м*), причем по скв. 30 башмак колонны был зацементирован. Приток пластовых вод возникал при понижении в скважинах уровня тартанием. Так, в скв. 10 при понижении уровня до глубины 250 *м* наблюдался слабый приток воды с дебитом около 500 *л/сутки*. В скв. 27 приток воды появился при снижении уровня до глубины 400 *м*. В скв. 30 приток воды был вызван снижением уровня до глубины 190 *м*; статический уровень водоносного горизонта определен на глубине 150 *м*.

Из табл. 30 видно, что пластовые воды Хромовской площади являются минерализованными. По химическому составу они относятся к водам гидрокарбонатнонатриевого типа. Существенной особенностью этих вод является их бессульфатность.

По Воямпольской площади водоносные горизонты были встречены только при бурении колонковой скв. 26-К на глубинах 45 и 210 *м*. С глубины 210 *м* вода вместе с газом выбивала фонтаном; высота струи над устьем скважины достигала 15 *м*. Примерный дебит этого горизонта составил свыше 54 $м^3$/*час*. По мнению В. В. Вороновой, воды нижнего водоносного горизонта поступают в скважину по тектонической трещине из более глубоко залегающих горизонтов.

По своему химическому составу и минерализации воды скв. 26-К на Воямпольской площади аналогичны водам, обнаруженным в пределах Хромовской площади (см. табл. 30). Так же как и на Хромовской площади, воды из скв. 26-К являются минерализованными, бессульфатными и относятся к гидрокарбонатнонатриевому типу. Существенной особенностью их является обнаружение в воде, отобранной с глубины 210 *м*, небольших количеств йода и брома.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЕЙ ТРЕТИЧНОГО РАЗРЕЗА

Как уже указывалось, на минувшем этапе поисково-разведочных работ перспективы нефтегазоносности третичного разреза Камчатки в основном связывались с наиболее древними его частями — с богачевской серией на восточном и с тигильской серией на западном побережьях. В результате изучения третичных отложений, как показывают приведенные выше данные, накопились материалы, позволяющие значительно расширить наши представления о перспективах нефтегазоносности этих отложений. На возможную нефтегазоносность верхних частей третичного разреза неоднократно указывали Б. Ф. Дьяков, Е. П. Кленов, Г. А. Фисенко и другие исследователи, однако конкретно это положение впервые сформулировано упомянутой выше комиссией и коллективом геологов, привлеченных к ее работе. Ниже приводятся сводные данные, характеризующие нефтегазоносность различных частей третичного разреза.

Хулгунская свита. Битуминозность палеоценовых отложений Западной Камчатки установлена в бассейне рек Морошечной и Белоголовой (Е. П. Кленов, 1959 г.). Здесь породы имеют керосиновый запах, а каль-

цитовые включения окрашены. Литологическая характеристика пород (песчаники, конгломераты) дает основание предполагать, что пласты здесь имеют хорошие коллекторские свойства.

Тигильская и ковачинская серии. В результате изучения отложений этих серий в ряде районов западного побережья были получены материалы, указывающие на их перспективность в нефтеносном отношении.

Количество битумов в породе, установленное люминесцентно-битуминологическими исследованиями, составляет 0,01—0,04%.

При экстрагировании хлороформом в песчаниках тигильской серии оказалось 0,1% битума и 0,52% органического вещества, что явно выходит за рамки возможного содержания сингенетичного породе битума, поэтому можно говорить о присутствии в породе вторичных концентраций битума.

В кернах скважин при бурении наблюдался жидкий битум с резким запахом бензина, дающий на воде ирризирующие пленки.

Исследования газов показали, что содержание метана достигает 88,6% и тяжелых углеводородов 10,7%.

Воямпольская серия. Признаки нефтеносности в отложениях этой серии известны в нескольких пунктах Западно-Камчатского прогиба. Так, в песчаниках воямпольской серии по р. Крутогоровой в результате исследований обнаружен битум в количествах 0,17, 0,15 и 0,7%. Кроме того, признаки нефтеносности в отложениях воямпольской серии отмечены в районе рек Кавран и Хайрюзовой. Здесь в породах нижней части воямпольской серии люминесцентно-битуминологическими исследованиями установлено, что содержание битумов колеблется от 0,075 до 0,85%. Здесь же в мергельных конкрециях отмечены капельки жидкого битума, очень легкого. После раскалывания конкреции битум через несколько минут улетучивается. В этом же районе в верховьях р. Хейсли и на Лухлинской структуре обнаружены сероводородные источники.

В районе россошинской группы антиклинальных структур (реки Россошина и Аманинская) содержание битума в отложениях воямпольской серии составляет 0,156%; в пробах некоторых вод (ручьи Тальниковый и Двурогий) обнаружено незначительное содержание нафтеновых кислот. Нефтепризнаки в отложениях воямпольской серии, кроме того, обнаружены в нижнем течении Ичи, по рекам Кихчик, Опалы — Саван.

В центральной части Тигильского района воямпольская серия представлена в основном туфогенно-глинистыми отложениями и лишь в верхней ее части появляются песчаники, которые могут быть коллекторами нефти. Далее на юг по данным Б. Ф. Дьякова литологический состав отложений этой серии меняется — количество песчаников увеличивается и они появляются в нижней части толщи; с этими песчаниками связана битуминозность, установленная Б. Ф. Дьяковым по р. Крутогоровой.

Эти признаки указывают на перспективность воямпольской серии в отношении нефтеносности и выдвигают ее в качестве самостоятельного объекта разведки, особенно в южной части Тигильского района.

Кавранская серия. Перспективы нефтеносности ее на западном побережье Камчатки до настоящего времени почти не изучались; имеется лишь несколько люминесцентно-битуминологических анализов образцов песчаников. По этим анализам содержание легких маслянистых битумов в породе в среднем составляет 0,01%. Пористость песчаников также по единичным определениям колеблется в пределах от 9,9 до 29%.

Эти данные не позволяют уверенно определять перспективы нефтеносности кавранской серии, но дают некоторое основание для положительной их оценки. Об этом косвенно может свидетельствовать и тот факт, что на о. Сахалине в возрастных аналогах кавранских отложений известны промышленные залежи нефти.

Вопрос о нефтеносности отложений кавранской серии требует дальнейшего и тщательного изучения.

Богачевская серия. Отложения этой серии содержат все наиболее яркие прямые и косвенные признаки нефтеносности.

Помимо двух естественных источников нефти и многочисленных источников горючих углеводородных газов, прямые признаки нефтеносности на Богачевской площади отмечены в большинстве пробуренных колонковых и роторных скважин. Выражаются они в газировании, наличии включений битума и примазках нефти в керне и непромышленных притоках ее по некоторым скважинам.

Люминесцентно-битуминологическому анализу подвергнуто около 4000 образцов, отобранных по 38 колонковым и четырем роторным (Р-1, Р-2, Р-3 и Р-4) скважинам, т. е. почти по всему разрезу богачевской серии.

В результате анализов установлено повсеместное повышенное содержание битума, заметно возрастающее сверху вниз. Так, если в верхних горизонтах разреза (горизонт зеленых аргиллитов и алевролитовый горизонт) число образцов, содержащих битум от 0,31 до 0,62%, не превышает 20—25%, то в отложениях песчано-конгломератового горизонта оно возрастает до 70%, причем отдельные образцы содержат от 1,25 и до 2,5% битума.

Данные люминесцентно-битуминологических исследований позволяют утверждать, что повышенная битумонасыщенность отложений богачевской серии сохраняется повсеместно. Притоки глубинных минерализованных хлоркальциевых вод нефтяного типа, обнаруженные в колонковых (2, 5, 7, 50, 59, 72, 76 и др.) и роторных скважинах (Р-2, Р-3 и Р-6), могут служить косвенным признаком нефтеносности.

Ольгинская и тюшевская серии. Возможная нефтеносность более молодых, чем богачевские, отложений обосновывается общим благоприятным характером разреза (наличие нормальных осадочных отложений морского происхождения) и признаками нефтеносности, устанавливаемыми по данным люминесцентно-битуминологических исследований. Люминесцентно-битуминологическим исследованиям подвергнуто свыше 250 образцов пород этих отложений, отобранных как по колонковым скважинам, так и в естественных обнажениях в различных участках Кроноцкого района.

В результате проведенных работ установлено, что породам ольгинской и тюшевской серий также присуща повсеместная повышенная битуминозность, достигающая во многих случаях 0,16—0,31%.

Газовая съемка, осуществленная на Кроноцкой равнине (область распространения ольгинской серии), показала повсеместное распространение углеводородных газов (в том числе тяжелых) в составе подпочвенного воздуха. Кроме того, в пробах, отобранных из четвертичных отложений, обнаружена битуминозность.

Из других признаков нефтегазоносности ольгинских отложений следует упомянуть еще слабые притоки горючего газа, обнаруженные при бурении колонковых скв. 1 и 2 в пределах Кроноцкой равнины.

Новые интересные данные получены в результате работ ВНИГРИ. Химический анализ органических веществ пород тюшевской серии показал, что они имеют большое сходство с органическим веществом чокракской свиты Северного Кавказа.

Несмотря на почти полное отсутствие специальных поисковых работ на нефть в воямпольской и кавранской сериях и их аналогах восточного побережья, уже имеется ряд указаний на нефтепроявления в них. Воямпольская и кавранская серии Камчатки сходны по литологическому составу и сопоставляются по возрасту с продуктивными толщами Сахалина. Главными продуктивными нефтяными толщами в Японии и Индонезии также являются неогеновые толщи. Можно предположить, что в южных районах Камчатки у Срединного массива, являвшегося в неогеновое время областью размыва, коллекторские свойства пород воямпольской и ковранской серий могут значительно улучшиться.

По этим причинам воямпольская, кавранская, тюшевская и ольгинская серии заслуживают внимания в отношении поисков в них нефти.

Из имеющихся материалов видно, что территория полуострова является областью, несомненно перспективной на нефть и газ.

Перспективы нефтеносности связываются здесь с морскими осадочными отложениями третичного возраста.

В настоящее время нет возможности выделить в мощном разрезе третичных отложений какие-либо конкретные горизонты, которые можно было бы принять за объекты для проведения на них разведочных работ

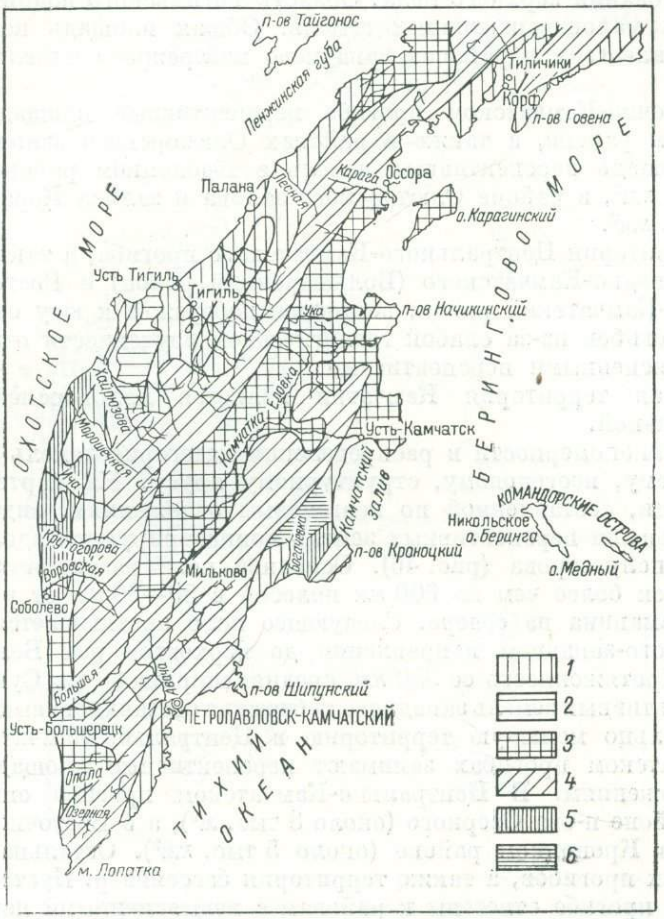


Рис. 45. Карта перспектив нефтеносности п-ова Камчатки по отложениям тигильской, ковачинской и богачевской серий.

Земли: *1* — перспективные, *2* — малоперспективные, *3* — невыясненных перспектив, *4* — неперспективные, *5* — трудно осваиваемые; *6* — глубины залегания выше 3000 *м*.

на нефть и газ. Практически залежи нефти могут быть обнаружены здесь почти во всех звеньях третичного разреза, каждое из которых в потенциале в равной степени перспективно.

Исходя из этого, при составлении карт перспектив нефтеносности Камчатки разрез третичных отложений условно был подразделен на два структурных этажа: нижний — в основном палеогеновый и верхний — неогеновый. Карты (рис. 54) построены на базе имеющихся схем тектонического районирования с учетом экономики, геологического строения и степени изученности того или иного района.

На карте перспектив нефтеносности (рис. 45), составленной по нижнему этажу третичного разреза, перспективные районы на Камчатке занимают значительную площадь. Наибольшие площади перспективных земель сосре-

доточены по западному побережью (Западно-Камчатский прогиб) и в меньшей мере в других районах Камчатки.

Вдоль западного побережья они прослеживаются широкой полосой, составляющей в среднем 70—80 *км* (иногда до 130—140 *км*), от поселка Соболево на юге до Рекиникской губы на севере. Имея общую протяженность около 800 *км*, эта полоса прерывается лишь в районе Тигильского поднятия, где на дневную поверхность выведены наиболее древние горизонты палеогена и образования верхнего мела. Область Тигильского поднятия отнесена к категории малоперспективных земель. Общая площадь перспективных земель по палеогену в районах западного побережья составляет не менее 60 тыс. $км^2$.

В Восточно-Камчатском прогибе перспективные площади выделены в Кроноцком районе, а также в районах Олюторского залива и залива Корфа. Площадь перспективных земель в Кроноцком районе составляет более 8 тыс. $км^2$, в районе Олюторского залива и залива Корфа она достигает 10 тыс. $км^2$.

Все территория Центрального-Камчатского прогиба, а также отдельные площади Западно-Камчатского (Большерецкий район) и Восточно-Камчатского (Усть-Камчатский район, восточное побережье к югу от г. Петропавловска) прогибов из-за слабой геологической изученности отнесены к землям с невыясненными перспективами.

Остальная территория Камчатки является малоперспективной или бесперспективной.

Те же закономерности в распределении категорий земель сохраняются и по верхнему, неогеновому, структурному ярусу. На карте перспектив нефтеносности, составленной по неогеновым отложениям, видно, что наибольшие площади перспективных земель концентрируются вдоль западного побережья полуострова (рис. 46). Основное поле развития этих земель протягивается более чем на 600 *км* полосой в 50—60 *км* от р. Озерной на юге до р. Аманина на севере. Следующее поле протягивается от поселка Палана в юго-западном направлении до верховьев рек Белоголовой и Быстрой. Протяженность ее 350 *км*, средняя ширина 60 *км*. Суммарная площадь перспективных земель западного побережья составляет свыше 50 тыс. $км^2$.

Значительно меньшую территорию в Центрально-Камчатском и Восточно-Камчатском прогибах занимают перспективные площади по неогеновым отложениям. В Центрально-Камчатском прогибе они выделены только в районе п-ова Озерного (около 8 тыс. $м^2$), а в Восточно-Камчатском прогибе — в Кроноцком районе (около 5 тыс. $км^2$). Остальная часть территории этих прогибов, а также территория бассейна р. Пустой в Западно-Камчатском прогибе отнесены к районам с невыясненными перспективами.

На основе карт перспектив нефтеносности была дана сравнительная оценка отдельных районов, установлена очередность их изучения и разработано основное направление поисково-разведочных и научно-исследовательских работ по Камчатке в целом и по отдельным регионам на 1959—1965 гг.

На основании имеющихся геологических материалов наибольшие перспективы нефтеносности связываются с Западно-Камчатским прогибом и в меньшей мере с Восточно-Камчатским. Перспективы нефтеносности Центрально-Камчатского прогиба пока остаются неясными.

Учитывая эти обстоятельства, а также экономические особенности и степень геологической изученности отдельных районов в Западно-Камчатском прогибе, поисково-разведочные работы рекомендуется сосредоточить в первую очередь в пределах склонов Тигильского поднятия и в Большерецкой впадине, в меньшей мере в Паланской впадине. В пределах Восточно-Камчатского прогиба основным районом развития поисково-разведочных работ является Кроноцкий.

Следует иметь в виду, что в связи с недостаточной геологической изученностью территории Камчатки составленные карты перспектив нефтеносности в значительной мере схематичны. При получении дополнительных

данных не исключено, что отнесение отдельных районов к той или иной категории земель и установление очередности их изучения будет пересмотрено. В частности, по ряду общегеологических предпосылок намечается серьезное расширение перспектив нефтегазоносности Центрально-Камчатского прогиба (бассейн р. Камчатки), при этом значительная часть его территории будет переведена из категории земель с невыясненными

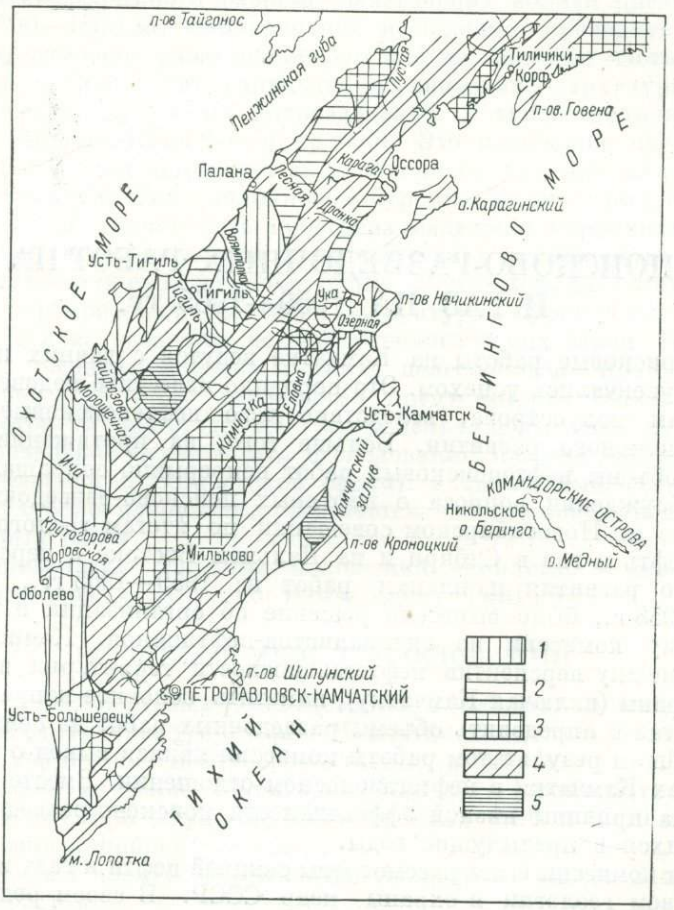


Рис. 46. Карта перспектив нефтеносности п-ова Камчатки по неогеновым отложениям воямпольской, кавранской, ольгинской и тюшевской серий.

Земли: *1* — перспективные, *2* — малоперспективные, *3* — невыясненных перспектив, *4* — неперспективные, *5* — трудно осваиваемые.

перспективами в категорию перспективных земель. Учитывая большие размеры этой территории, а также относительно благоприятные экономико-географические условия ее освоения, бассейн р. Камчатки уже в ближайшие годы может оказаться одним из первоочередных районов проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Приведенные в книге материалы со всей очевидностью говорят о реальности задач, стоящих в области поисков нефтяных и газовых месторождений на Камчатке. Намеченным планом работ на 1959—1965 гг. предусматриваются открытие промышленного месторождения нефти, а также научное обоснование направлений и объектов разведки.

Успешное решение этих задач создает необходимую базу для значительного расширения фронта поисково-разведочных работ на нефть и газ в последующем семилетии.

ПЛАН ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ НА 1959—1965 гг.

Нефтепоисковые работы на Камчатке ведутся с давних пор, но пока что они не увенчались успехом. Это породило известное недоверие к нефтеперспективам полуострова, вследствие чего нефтепоисковые работы не получили должного развития. Больше того, на протяжении последнего пятилетия объемы нефтепоисковых работ непрерывно сокращались.

При обсуждении вопроса о нефтяных поисково-разведочных работах на Камчатке на Новосибирском совещании по итогам геологоразведочных работ на нефть и газ в Сибири и на Дальнем Востоке и перспективам их дальнейшего развития и планам работ на 1959—1965 гг., проведенном в апреле 1958 г., было вынесено решение об организации и направлении на Камчатку комиссии из специалистов-нефтяников. Комиссия должна была дать оценку перспектив нефтегазоносности территории всего Северо-Востока страны (включая Камчатку), наметить основное направление работ на нефть и газ и определить объемы разведочных работ на семилетие.

Важнейшим результатом работы комиссии явился вывод о несомненных перспективах Камчатки в нефтегазоносном отношении. Вместе с тем комиссия вскрыла причины низкой эффективности поисково разведочных работ, проводившихся в предыдущие годы.

Выводы комиссии были рассмотрены секцией нефти и газа и утверждены Министерством геологии и охраны недр СССР. В своем решении Министерство геологии и охраны недр СССР значительно расширило задачи в области поисков нефти и газа в районах Дальнего Востока, в том числе и Камчатки, по сравнению с рекомендациями комиссии. Геологам-нефтяникам было поручено установить в текущем семилетии промышленную нефтегазоносность в одном — двух районах. В связи с этим в плане поисково-разведочных работ на нефть и газ по районам Дальнего Востока и Северо-Востока СССР предусматривается сосредоточение их в трех районах — на Камчатке, в Зея-Амурской и Амуро-Сунгарийской впадинах. В качестве основных задач, поставленных на 1959—1965 гг., на Камчатке предусматривается решить вопросы о промышленной нефтегазоносности полуострова, выяснить общие перспективы нефтегазоносности отдельных регионов и определить основные направления дальнейших поисково-разведочных работ путем проведения региональных геофизических работ, профильного, структурного, опорного и поисково-разведочного бурения, а также усилить научно-исследовательские работы, особенно в области разработки стратиграфии, тектоники, изучения коллекторских свойств и сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности различных районов с разработкой методики и рационального комплекса поисково-разведочных работ на нефть и газ. При определении объемов, методики и направлений поисково-разве-

дочных работ на 1959—1965 гг. учитывается накопленный опыт за весь предшествующий период их проведения.

При современном состоянии изученности вопроса перспективы нефтеносности следует связывать со всеми звеньями третичного разреза. Разведку различных комплексов отложений следует проводить раздельно. При этом в первую очередь основной упор должен быть сделан на разведку более молодых звеньев стратиграфического разреза, залегающих вблизи дневной поверхности (до 1500—1800 *м*). Одновременно необходимо проводить подготовку структур под глубокое разведочное бурение на нижнюю часть третичного разреза. При этом следует учитывать несовпадение структурных планов различных стратиграфических подразделений, а также наличие глыбовой тектоники в Западно-Камчатском прогибе. Это положение предопределяет специфику подготовки площадей под поисковое бурение для различных районов и структур. Так, колонковое бурение можно применять только в тех районах, где может быть проведена надежная корреляция разрезов и при условии, если структура предполагаемых нефтеносных горизонтов будет соответствовать структурному плану горизонтов, по которым ведется структурное картирование. На других структурах бурение следует применять лишь с целью решения частных геологических задач. В отдельных случаях для решения поисковых задач целесообразно применять колонковое бурение. Для этого необходимо предусмотреть бурение скважин малого диаметра глубиной до 1500 *м*. С целью подготовки структур под глубокое разведочное бурение для исследования нижней части третичного разреза (тигильской и богачевской серий), а также вышележащих толщ там, где они глубоко погружены, намечается значительное увеличение сейсмо-разведочных работ.

Ниже приводятся основные положения семилетнего перспективного плана нефтепоисковых работ по Камчатскому РайГРУ.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплекс региональных исследований всключает в себя изучение геологической структуры территории Камчатки в целом и более углубленное изучение территории нефтеперспективных регионов.

Региональное изучение территории Камчатки предусматривает аэромагнитную съемку при двух высотных уровнях (500 и 2000 *м*), а также проведение гравитационной съемки.

Аэромагнитная съемка на Камчатке проводится Северо-Западным геофизическим трестом.

Планом региональных гравиметрических работ намечается проведение четырех профилей: Петропавловск — Большерецк, Белоголовая — Кроноки, Тигиль — Усть-Камчатск и Лесная — Карага.

Комплекс, предусматривающий изучение региональной структуры нефтеперспективных районов, включает в себя геологическую съемку и геофизические работы, в том числе электроразведочные съемки методом ТТ, проложение комплексных профилей (профильное бурение и сейсморазведка) и опорное бурение. Сюда же относится организация тематических научно-исследовательских работ.

Геологическая съемка должна проводится на протяжении всей семилетки. Основной упор при этом будет сделан на изучение территории Западно-Камчатского прогиба. Геологосъемочные партии изучат площадь около 70 тыс. $км^2$, а это означает, что с учетом ранее проведенных работ территория Западно-Камчатского и Восточно-Камчатского прогибов будет полностью покрыта геологической съемкой. Кроме того, с 1961 г. геологической съемкой того же масштаба должна изучаться территория Центрально-Камчатского прогиба.

В пределах Западно-Камчатского и Центрально-Камчатского прогибов намечается проложить семь комплексных геологических профилей (профиль-

ное бурение, сейсмические профили). В Восточно-Камчатском прогибе для осуществления профильного бурения с целью решения стратиграфических задач предусматривается глубокое колонковое бурение в объеме 26 тыс. *м*. В пределах Большерецкой впадины будут проложены Большерецкий магистральный профиль протяженностью 60 *км*, с размещением скважин средней глубины 1400—1500 *м* через 2,5—3,0 *км*, и три вспомогательных профиля — Опалинский, Коловский и Колпаковский общей протяженностью 110 *км*, с размещением скважин через 5 *км*. В Паланской впадине будет выполнено два профиля — Тигильский и Воямпольский, общей протяженностью 150 *км*, с размещением скважин через 5 *км*. Средне-Камчатский профиль, протяженностью 90 *км*, намечается проложить в пределах Центрально-Камчатского прогиба, с размещением скважин через 5 *км*. Общий объем профильного бурения (включая и Восточно-Камчатский прогиб) составит около 160 тыс. *м*, из них в текущем семилетии будет выполнено 90 тыс. *м*.

На основе геологических материалов, полученных в предыдущие годы, и осуществления части работ, намеченных семилетним планом, можно будет обосновать заложение опорных скважин. Планом предусматривается бурение Большерецкой и Средне-Камчатской опорных скважин глубиной по 3000 *м*. Большерецкая опорная скважина будет пробурена в 1962—1963 гг., Средне-Камчатская — в 1964—1965 гг. Общий объем опорного бурения на семилетие составит 6 тыс. *м*.

Научно-тематические работы намечено проводить на протяжении всего семилетия. В основном они будут направлены на решении задач стратиграфии с целью создания унифицированной стратиграфической схемы для всей Камчатки, определение коллекторских свойств и физических параметров горных пород, изучение тектоники и т. п. Выполнение этих работ будет способствовать созданию научной базы для обоснования перспектив нефтегазоносности отдельных членов третичного разреза и сравнительной оценки перспективности различных районов и площадей Камчатки.

ПОДГОТОВКА ПЛОЩАДЕЙ К РАЗВЕДКЕ

В 1959—1965 гг. намечается подготовить площади к разведочному бурению на структурах, расположенных в пределах Западно-Камчатского и Восточно-Камчатского прогибов. Вопрос о размещении поисково-разведочных работ в районах Центрально-Камчатского прогиба будет решен после получения результатов опорного бурения. Наибольшие объемы работ должны быть выполнены в Западно-Камчатском прогибе, который признан основным районом нефтепоисковых исследований.

Комплекс работ, связанных с подготовкой структур к постановке поискового бурения, дифференцируется применительно к различным звеньям стратиграфического разреза и в полном соответствии с предложениями комиссии и экспертно-геологического Совета Министерства геологии и охраны недр СССР. При этом в разрезе третичных отложений для проведения поисковых работ на нефть и газ условно выделяются два структурных этажа, требующих различного комплекса подготовительных работ. Нижний структурный этаж на западном побережье сложен отложениями, в основном, тигильской и ковачинской серий, на восточном побережье — отложениями богачевской и ольгинской серий. К верхнему структурному этажу относятся отложения воямпольской серии, развитые в пределах Западно-Камчатского прогиба, и отложения тюшевской серии Восточно-Камчатского прогиба. В тех случаях, когда отложения воямпольской серии перекрыты более молодыми образованиями значительной мощности, подготовка структур в этой серии должна осуществляться с применением комплекса работ, предусмотренных для нижнего структурного этажа.

Основным методом подготовки структур для поискового бурения по отложениям нижнего структурного этажа принимается сейсморазведка. Однако

учитывая, что значительные объемы работ будут сосредоточены в районах, характеризующихся развитием мощных четвертичных отложений при отсутствии достаточной обнаженности третичных пород, для всестороннего изучения строения структур будет применяться колонковое бурение с целью разрешения задач геологического картирования.

За основной метод подготовки структур по отложениям верхнего структурного этажа (воямпольская и тюшевская серии) принимается структурное колонковое бурение.

Колонковое бурение в обоих случаях будет применяться в двух модификациях: мелкое колонковое бурение (глубина скважин до 500 *м*) и глубокое колонковое бурение (глубина скважин до 1500 *м*). Перед глубоким колонковым бурением, помимо разрешения структурно-геологических задач, ставится задача оценки характера нефтегазоносности верхних, неглубоко залегающих горизонтов разреза. При этом глубокое колонковое бурение будет осуществляться только на тех структурах, которые окажутся наиболее благоприятными для проведения разведки.

В целом для подготовки структур принимается следующий комплекс исследований:

по отложениям нижнего структурного этажа — детальная геологическая съемка, сейсморазведка и колонковое бурение с задачами геокартирования;

по отложениям верхнего структурного этажа — детальная геологическая съемка и структурное колонковое бурение.

Исходя из опыта проведения аналогичных работ на Сахалине и Камчатке, целесообразно принять следующие средние объемы работ, связанные с подготовкой каждой структуры к оценочно-поисковому бурению.

1. По отложениям нижнего структурного этажа сейсморазведка — 500 *км*, колонковое бурение — 10 тыс. *м* (на структурах, где будет проводиться поисковое бурение по верхним горизонтам разреза), мелкое колонковое бурение составит 4 тыс. *м* и глубокое колонковое бурение 6 тыс. *м*.

2. По отложениям верхнего структурного этажа структурное колонковое бурение составит 20 тыс. *м*.

ГЛУБОКОЕ РАЗВЕДОЧНОЕ БУРЕНИЕ

До конца семилетки на территории Камчатки должно быть закончено оценочное бурение на шести разведочных площадях, из них в пределах Западно-Камчатского прогиба на четырех-пяти структурах и по Восточно-Камчатскому прогибу на одной-двух структурах. Кроме того, здесь намечается завершение оценочно-поискового бурения в пределах Богачевской нефтеразведочной площади.

Средняя глубина разведочных скважин 2500 *м*. Для оценки перспектив промышленной нефтегазоносности на каждой площади в среднем намечается бурение трех глубоких разведочных скважин. Однако на отдельных структурах число скважин может увеличиться до 4—5, а на других сократиться до 1—2.

По плану глубокое разведочное бурение намечается начать с 1962 г. Ежегодные объемы бурения должны увеличиться с 6 тыс. *м* в 1962 г. до 24 тыс. *м* в 1965 г. Всего за семилетие объем глубокого разведочного бурения составит 60 тыс. *м*.

Путем постановки глубокого колонкового и глубокого разведочного бурения будет дана оценка перспектив нефтегазоносности верхней части разреза третичных отложений и отложений нижнего структурного этажа по ряду структур, находящихся в различных геологических условиях. Такой фонд разведочных структур позволяет надеяться на то, что уже в текущем семилетии на Камчатке будет открыто промышленное месторождение нефти.

Следует иметь в виду, что слабая геологическая изученность территории Камчатки предопределяет значительную условность составленного плана.

В заключение следует указать, что поиски нефтяных и газовых месторождений на Камчатке сопряжены с преодолением больших трудностей. В сложных физико-географических условиях основное оборудование к месту работ завозится лишь в короткий период морской навигации в районы побережий, откуда до разведочных площадей оно доставляется тракторами. На доставку оборудования от поставщиков до пунктов разведки затрачивается в среднем не менее года. Все это свидетельствует о том, что для решения больших задач, стоящих в области поисков нефтяных месторождений на Камчатке, требуется хорошее материально-техническое оснащение разведочных организаций, работающих в этом регионе.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории Камчатского п-ова имеются обоснованные перспективы обнаружения промышленных месторождений золота, меди, свинца, цинка, серебра, ртути, угля, торфа, серы и различных видов сырья для производства строительных материалов (рис. 47). Здесь открыты промышленные месторождения угля, серы, торфа и строительных материалов. Отсутствие промышленных запасов других полезных ископаемых объясняется не бедностью земных недр полуострова, а очень слабой изученностью его территории.

ЗОЛОТО

В пределах Камчатки известны проявления как рудного, так и россыпного золота.

Россыпная золотоносность в виде знаков, реже весовых знаков отмечается почти по всей территории полуострова, за исключением самой южной его части — территории, прилегающей к Кроноцкому заливу, и бассейнов некоторых рек, впадающих в Охотское море. На этих площадях производились либо мелкомасштабные исследования, либо преимущественно нефтепоисковые работы обычно без шлихового опробования, однако не исключена возможность, что при более детальном изучении часть гидросети этих районов может оказаться золотоносной.

Наибольший практический интерес для поисков промышленных месторождений россыпного золота представляет Срединный массив древних пород, являющийся составной частью Центрально-Камчатской зоны поднятий. Площадь Срединного массива достигает 10 тыс. *км*^{2}. Как уже указывалось, в его строении принимают участие метаморфические условно протерозой-палеозойские породы, среди которых выделены колпаковская, камчатская и малкинская серии. Отложения этих серий прорваны несколькими комплексами интрузивных, преимущественно гранитоидных пород с сопровождающими их дайково-жильными образованиями.

На территории Срединного массива обнаружены проявления золота двух различных генетических типов. Повышенная золотоносность аллювия южной и отчасти центральной части Срединного массива пространственно связана с выходами филлитов малкинской серии. Вероятным коренным источником золота являются небольшой мощности кварцевые жилы, весьма многочисленные в породах этой серии. Не исключена также возможность, что источником золота могут являться интрузивные и дайково-жильные образования, прорывающие породы малкинской серии.

Рудное золото, обнаруженное преимущественно в северной части Срединного массива, связано с гидротермально измененными породами (типа кварцевых пропилитов) третичного возраста. Россыпные проявления золота

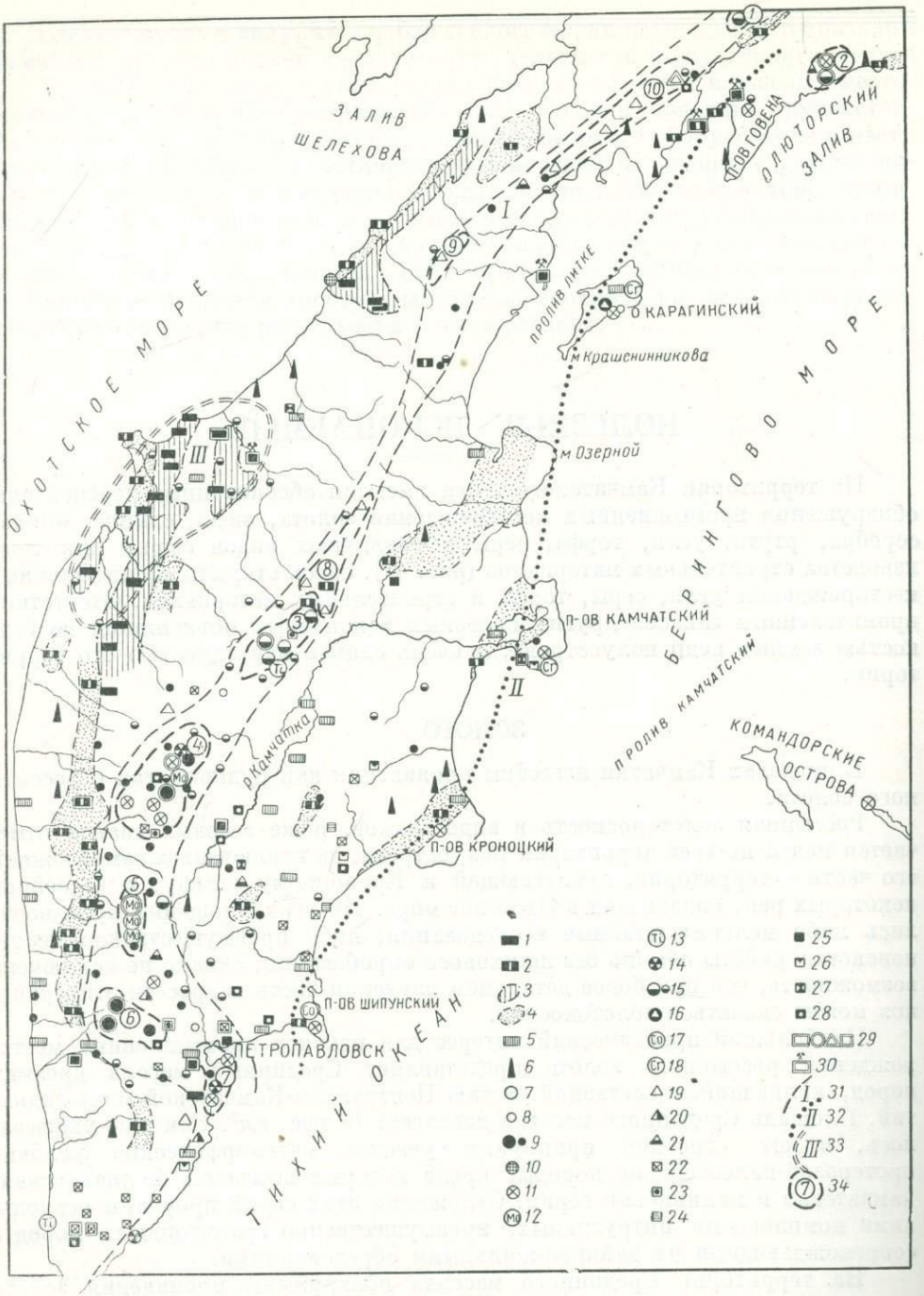


Рис. 47. Схема полезных ископаемых Камчатки (составили Г. М. Власов и И. Ф. Мороз.)

1 — уголь каменный; *2* — уголь бурый, переходный к каменному, и низкоуглефицированный каменный; *3* — возможная площадь залегания каменных углей; *4* — возможная площадь залегания бурых, переходных к каменным, и низкоуглефицированных каменных углей; *5* — торф; *6* — нефтепроявления; *7* — важнейшие проявления в коренных породах; *8* — проявления металлов в шлифах; *9* — золото; *10* — марганец; *11* — медь; *12* — молибден; *13* — титан; *14* — полиметаллы (свинец, цинк, серебро, медь); *15* — ртуть; *16* — никель; *17* — кобальт; *18* — хром; *19* — сера самородная; *20* — пирофиллит; *21* — барит; *22* — цемза; *23* — перлит; *24* — туфолава; *25* — глина кирпичная; *26* — гипс; *27* — известняк; *28* — минеральная краска; *29* — месторождения, частично разведанные; *30* — месторождения эксплуатирующиеся; *31* — Центральнокамчатская рудная зона (медь, молибден, золото, серебро, свинец, цинк, ртуть); *32* — Восточно-Камчатская рудная зона (медь, хром, никель, кобальт, ртуть); *33* — Хайрюзовско-Тигильская рудная зона (ртуть); *34* — рудные узлы (цифры в кружках); *1* — Вивникский (ртуть, платина), *2* — Кимлингский (медь, ртуть), *3* — Анавгайский (ртуть), *4* — Кирганикский (медь, молибден, цинк, свинец, золото, серебро), *5* — Кагнисинский (молибден, медь), *6* — Быстринский (золото), *7* — Петропавловский (медь, цинк, свинец, золото?), *8* — Алнейский (сера), *9* — Лесновский (сера), *10* — Ветроваямский (сера). Примечание. Лигниты эрмановской (верхнеплиоценовой) толщи на карте не показаны, так как они не имеют практического значения.

в северной части Срединного массива имеют, вероятно, тот же источник. Золото второго типа отличается от золота южной части Срединного хребта более высоким содержанием серебра и имеет явно эпитермальный генезис.

Поисковыми работами, проведенными в долинах рек и ручьев, развитых на площади Срединного массива, в ряде случаев установлена устойчивая знаковая золотоносность, достигающая в отдельных пробах промышленных значений. Наиболее интересные данные получены в среднем течении Быстрой (южная часть Срединного массива).

В долине р. Быстрой, ширина которой в среднем течении составляет 1—1,5 *км* развиты аккумулятивные и смешанные террасы пяти уровней. Кроме поймы, здесь имеются 3; 5—7; 12; 35 и 60—80-*м* террасы, развитые по правой и левой сторонам долины. Ширина террас изменяется от 50 до 1000 *м*. Детальное опробование этих террас не производилось. Шлиховые пробы в единичных расчистках террас двух нижних уровней показывают наличие золота от 0,5 до 1,5 *г/м*^{3}. В одном из шурфов содержание золота достигает 8 *г/м*^{3}.

Повышенное содержание россыпного золота установлено также в целом ряде правых и левых притоков среднего течения р. Быстрой. По одному из таких притоков ведется разведка, выявившая небольшую по масштабам промышленную золотоносную россыпь. Другие притоки реки характеризуются в ряде случаев устойчивой знаковой золотоносностью; в единичных случаях в шурфах содержание золота достигает 12 *г/м*^{3}. В долинах притоков развиты четыре террасы, имеющие высоты 2—3; 5—7; 10—12 и 20—25 *м*; террасы смешанные и аккумулятивные, ширина их колеблется от 50 до 200 *м*.

Коренные источники россыпного золота в этом районе пока не установлены. Однако уже сейчас можно говорить о связи рудного золота с широко развитыми здесь кварцевыми прожилками в породах малкинской серии. Мощность этих прожилков колеблется от нескольких миллиметров до 5—6 *см*.

Представляющие практический интерес рудные проявления золота второго типа обнаружены в верховьях р. Кирганик. Вместе с рудопроявлениями меди они образуют Мильковский металлоносный узел, в развитии которого существенное значение будет иметь расположенное вблизи Крутогоровское месторождение каменных углей.

В геологическом строении района р. Кирганик принимают участие верхнемеловые яшмовидные туфы, кремнисто-углистые сланцы и туфогенные песчаники, а также третичные эффузивно-пирокластические образования. Последние представлены андезитами, базальтами и туфогенными песчаниками анавгайской серии и андезитами, дацитами, липаритами и туфогенными песчаниками алнейской серии. Центральная часть участка сложена диоритами. Многочисленные дайковые образования представлены андезитами, андезито-дацитами и диоритовыми порфиритами.

Рудными телами являются сложные по составу кварцевые жилы, сгруппированные в свиту, прослеживающуюся с перерывами в северо-восточном направлении на 5—6 *км*. При этом фланговые части свиты жил расположены в экзоконтакте диоритового интрузива, а ее центральная часть находится в пределах северной оконечности интрузива.

По простиранию отдельные жилы прослеживаются на 0,8—1,5 *км*. Мощность их часто не выдержана и характеризуется пережимами до 0,1 *м* и раздувами до 8 *м*. Простирание жил преимущественно северо-восточное, падение на юго-восток под углом 60—80°.

Жилы сложены кварцем; в меньшей степени карбонатами и баритом. Вмещающие породы часто представлены кварцево-каолинитовыми образованиями, к периферии сменяющимися пропилитизированными андезитами.

Рудные минералы представлены самородным золотом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и киноварью. Данные анализов указывают на наличие серебра; минералогия этого элемента не установлена.

Шлихи, отмытые от протолочек рудных проб, содержат промышленные концентрации золота; имеются образцы жил с видимым золотом. Рудопроявления относятся к эпитермальному типу.

Разведочные работы на участке проведены в незначительных объемах, поэтому дать перспективную оценку и определить масштабы золото-серебряного оруднения в настоящее время невозможно.

В геологическом строении участка, расположенного в верховье р. Кирганик, принимают участие верхнемеловые эффузивно-пирокластические образования (ирунейская свита) и прорывающие их верхнетретичные интрузивные породы. Эффузивно-пирокластические породы представлены андезитовыми порфиритами и их туфами. Среди интрузивных пород преимущественно развиты диоритовые порфириты экструзивного облика и в меньшей степени диориты. Дайковые образования представлены андезитами и андезито-базальтами.

Рудоносными являются кварцевые жилы средней мощностью 0,3—0,8 *м*, прослеживающиеся по простиранию на несколько сот метров.

По простиранию жилы имеют пережимы до 10 *см* и раздувы до нескольких метров. Одна из жил участка в южной части переходит в линейно вытянутую штокверковую зону. Жилы сложены молочно-белым ноздреватым кварцем с многочисленными пустотами. Пустоты нередко выполнены друзами горного хрусталя, размеры кристаллов которого достигают 2—5 *мм*. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, самородным золотом, халькопиритом, малахитом, азуритом, церусситом и различными окислами железа. Содержания отдельных металлов резко колеблются как по отдельным жилам, так и внутри жил. Максимальные значения по отдельным пробам достигают: золота — 13,8 *г/т*, серебра — 380,6 *г/т*, меди — 2,63%, свинца 48,38% и цинка — 9,95%. При этом следует отметить тесную и прямую связь в содержаниях золота, серебра и полиметаллов. На месторождении проведены в незначительном объеме поверхностные разведочные работы.

Другие известные на полуострове рудопроявления золота не изучены.

МЕДЬ

Рудопроявления меди известны в ряде пунктов вдоль восточного побережья полуострова, в Срединном Камчатском хребте, на о. Карагинском и на о. Медном (Командорские острова). На о. Медном и в бассейне р. Паратунки зафиксированы проявления самородной меди. В остальных пунктах развиты различные сульфиды меди. Наибольший практический интерес представляют рудопроявления Срединного Камчатского хребта.

В геологическом строении района озера Сухого участвуют эффузивно-пирокластические породы верхнего мела (ирунейская свита), представленные порфиритами, алевро-пелитовыми и псаммитовыми туфами, которые в северной части площади прорваны диоритовыми порфиритами. В северо-восточной и юго-западной частях участка обильно развиты дайки андезито-базальтов, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Центральная часть рудного участка сложена породами, вероятно, метасоматического происхождения, по составу близкими шонкинитам. Эти породы образуют вытянутое в северо-западном направлении линзообразное тело, имеющее в плане извилистую линию очертания. На площади их распространения развиты дайки андезито-базальтов, диоритовых порфиритов и микродиоритов.

Рудоносными являются зоны измененных шонкинитов. Одна из таких рудных зон при ширине 50—160 *м* прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на километр: Северный фланг рудной зоны приобретает северо-восточное простирание. Главными породообразующими минералами зоны являются кварц, апатит, биотит, карбонат, пироксены и барит. Рудная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, галенитом, сфалеритом, малахитом, азуритом, халькозином, золотом и др.

В связи с неравномерным характером оруднения в пределах зоны выделяются подзоны богатых и выщелоченных руд. Подзона богатых руд прослеживается в пределах северного фланга рудной зоны. Пройденные в этом участке поисковые канавы дали следующие результаты: канава 60 вскрыла подзону шириной 7 *м* со средним содержанием меди 3,2%; в канаве 61 отбиваются три подзоны: четырехметровая (юго-восточная) со средним содержанием меди 2,18%, пятиметровая (центральная) со средним содержанием меди 1,75% и шестиметровая (северо-западная) со средним содержанием меди 3,22%. Совместно с медью в небольших количествах присутствует золото и серебро. Максимальное содержание золота в одной пробе достигает 3 *г/т*, серебра — 14,7 *г/т*.

Восточнее описанной зоны выявлена вторая зона выщелоченных руд с незначительным содержанием меди.

Рудопроявление в целом заслуживает дальнейшего изучения и постановки поисково-разведочных работ.

Близкие по генезису меднорудные проявления обнаружены в пределах Срединного камчатского хребта. Участок рудопроявлений сложен эффузивно-пирокластическими образованиями третичного возраста. Интрузивные породы вблизи рудопроявлений отсутствуют. Рудная залежь имеет овальную форму. В средней части она перекрыта ледниковыми валунно-галечниковыми отложениями. Рудные залежи бедные, выщелоченные. Однако из 47 проанализированных рудных проб, взятых из канавных выработок, 36 проб показали содержание меди больше 0,5%; максимальное содержание меди (в одной пробе) достигает 2%. Шаромские рудопроявления меди заслуживают дальнейшего изучения и постановки предварительной разведки.

Верхне-Крутогоровские рудопроявления меди представлены рассеянной вкрапленностью халькопирита в гранитах. На этом участке сравнительно мощные зоны рассеянной сульфидизации на поверхности не имеют четких зальбандов. В долинах небольших ручьев, дренирующих площадь рудопроявления, обнаружены своеобразные «малахитовые брекчии», представляющие собой сцементированные малахитом алювиально-делювиальные обломки пород. Образование таких «брекчий» указывает на значительные концентрации меди на глубине. Практическое значение этого рудопроявления пока не ясно.

Кимлингское рудопроявление расположено в верховьях р. Кимлинг. На небольшой площади здесь обнаружено около 40 жил мощностью от 0,8 до 2,5 *м*. Совместно с медью в рудных пробах отмечены следы никеля, кобальта, титана, ванадия, молибдена, свинца и цинка. Повышенные содержания меди (2—4%) установлены только в двух из 36 анализированных проб. В остальных пробах содержания меди составляют десятые доли процента.

Проявления самородной меди, установленные на о. Медном и в долине р. Паратунки практического интереса не представляют.

РТУТЬ

Данные шлихового опробования гидросети полуострова свидетельствуют о том, что проявления ртути на Камчатке широко распространены. Киноварь в шлиховых пробах отмечалась в долинах рек северо-восточной части полуострова, в нескольких участках Срединного камчатского хребта, в некоторых долинах рек Валагинского хребта, в бассейнах рек Тигильского района и на о. Карагинском.

Различное геологическое строение участков распространения киновари, а также неодинаковый вещественный состав рудных тел свидетельствуют о том, что на территории полуострова имеются два генетических типа рудопроявлений ртути.

Первый генетический тип характеризуется пространственной связью киновари с зонами вторичных кварцитов неогенового возраста, широко развитыми в эффузивно-туфовых породах. Рудопроявления этого типа раз-

виты в пределах Срединного камчатского хребта и на северо-востоке территории. Характеризуются они, как правило, высокими содержаниями ртути, однако известные к настоящему времени месторождения обладают небольшими запасами.

Второй генетический тип рудопроявлений ртути представлен ртутоносными жилами и брекчиями, располагающимися в осадочных породах. В настоящее время на Камчатке не обнаружено еще ни одного месторождения этого генетического типа, однако на сопредельных территориях (Корякское нагорье) в аналогичных геологических условиях известны интересные в практическом отношении месторождения ртути.

Поисково-разведочные работы проводились на трех рудопроявлениях ртути в Срединном камчатском хребте — Анавгайском, Алнейском и Яковском.

На участках Ильинка, Ковавля, Огансиглы и Апапель киноварь встречена в гидротермально измененных породах (вторичных кварцитах); содержание ртути здесь незначительное и не превышает сотых долей процента. Следует отметить, что на этих участках проведен очень небольшой комплекс поисковых работ.

Наибольший практический интерес представляет участок Чемпура. Он сложен туфо-эффузивными породами анавгайской серии (палеоген-неогенового возраста), прорванными гипабиссальной интрузией кварцевых диоритовых порфиритов.

Литологически туфо-эффузивные породы представлены темно-серыми андезитами, переслаивающимися со светло-зелеными агломератовыми и псефитовыми туфами. Мощность пластов последних колеблется от 1 до 3 *м*. Предверхнемиоценовые кварцевые диоритовые порфириты образуют межпластовые залежи и небольшие интрузивные тела сложной формы.

В пределах участка развиты гидротермально измененные породы. Они образуют линейно вытянутые зоны, которые по характеру вторичных изменений и вещественному составу делятся на две группы: слабо измененные и нацело измененные (формация вторичных кварцитов) породы. Основная масса киновари приурочена к зонам вторичных кварцитов, которые по существу являются рудоносными зонами. Наиболее перспективными на участке Чемпура являются Главная и Поперечная рудоносные зоны. Мощность их колеблется от одного до нескольких метров, протяженность составляет несколько сот метров.

Оруднение киноварью чрезвычайно неравномерно. Последняя в пределах зон образует неправильной формы линзообразные тела, быстро выклинивающиеся как по простиранию, так и на глубину. Средние содержания ртути в пределах рудных линз также резко колеблются. Небольшие запасы ртути в рудных телах участка не позволяют относить последний к первоочередным объектам для постановки детальных разведочных работ.

На Алнейском участке рудопроявлений найдены обломки и глыбы (до 2—3 *м* в поперечнике) ртутных руд, представляющие собой гидротермально измененные породы формации вторичных кварцитов с большим содержанием диаспора (диаспориты), содержащие около 2% ртути. В коренном залегании рудоносные тела не вскрыты. Здесь необходимо продолжить поисково-разведочные работы.

В несколько иных геологических условиях находятся рудопроявления ртути в верховье р. Яковской. Здесь киноварь встречена в маломощных кварц-кальцитовых жилах среди пропилитизированных вулканогенных пород верхнемелового возраста. В результате небольшого объема поисковых работ, проведенных на этом участке, этому рудопроявлению дана отрицательная оценка.

В пределах остальных ранее перечисленных ртутоносных участков проявления киновари отмечались в шлиховых пробах в количествах единиц или десятков знаков на лоток. Коренные источники, обусловившие наличие киновари в долинных отложениях, не выявлены.

Дальнейшие поисковые и разведочные работы на ртуть необходимо в первую очередь проводить в бассейнах рек Тигиль и Хайрюзовой. Здесь развита толща осадочных пород, прорванная малыми интрузиями гранитоидов. Коренными источниками россыпной киновари могут быть кварцевые жилы, брекчии и пласты прокварцованных песчаников, которые по аналогии с северными районами области должны иметь более выдержанные содержания ртути, чем рудоносные зоны вторичных кварцитов.

Аналогичный характер рудопроявлений ртути возможен в Валагинском хребте, где поисковые работы на ртуть также должны быть поставлены в первую очередь.

Необходимо развивать поисково-разведочные работы на киноварь и в неогеновой зоне вторичных кварцитов, где, помимо упомянутых выше участков, известны многочисленные шлиховые ореолы с повышенным содержанием киновари. Следует отметить также, что проведенные работы на участке Чемпура далеко не полностью выявили возможности этого рудного узла в отношении промышленных скоплений ртути.

Параллельно с названными необходимо развивать поиски ртути в бассейнах рек Кичиги, Тымлат, Белой, Дранки и на о. Карагинском. В долинных отложениях киноварь встречается здесь довольно часто в знаковых, реже в весовых (до 0,3 *г/м*^{3}) содержаниях.

МОЛИБДЕН

Рудопроявления молибдена на территории полуострова установлены в последнее десятилетие в ряде пунктов центральной части Срединного Камчатского хребта.

Вблизи горы Кагнисин рудопроявления молибдена зафиксированы на трех участках: Восточно-Кагнисинском, Безымянном и Перевальном, сложенных гранодиорит-порфирами, биотитово-роговообманковыми диоритами и роговиками. Оруденение молибденитом приурочено к сети тонких нитевидных (максимально 2—3-*см*) кварцевых прожилков, пересекающих интрузивные породы и роговики. В некоторых местах количество прожилков достигает 14—16 на 1 *м* сечения. Иногда молибденит в виде рассеянной вкрапленности наблюдается в гранодиоритах и роговиках. Содержание молибдена в штуфных пробах достигает 0,04%. Одновременно на этих участках отмечаются жилы мощностью до 3 *м*, сложенные безрудным кварцем.

Второе рудопроявление молибдена расположено в верхнем левом распадке р. Крутогоровой. Оруденение наблюдается здесь в кварцевых жилах мощностью до 30 *см* и в виде рассеянных вкраплений в гранит-порфирах. Это рудопроявление представляет значительный интерес и заслуживает постановки более детальных работ.

Кроме упомянутых выше, известен еще целый ряд точек с проявлениями молибдена, однако имеющиеся о них сведения слишком незначительны для более или менее достоверной оценки их.

Дальнейшие поиски этого металла необходимо вести в средней части Срединного камчатского хребта на участках, сложенных гранитоидами и роговиками. Очень интересны также площади широкого развития гидротермально измененных пород, где возможно нахождение крупных медно-молибденовых месторождений.

СЕРА

Сера на описываемой территории представлена двумя минералогическими типами: самородная сера, связанная с третичным и четвертичным вулканизмом, и сера, связанная с различными сульфидами. Второй минералогический тип пользуется широким распространением, однако специально не изучался. Проявления самородной серы также сравнительно широко распространены. Часть из них в той или иной степени изучена, по некоторым подсчитаны промышленные запасы.

Г. М. Власов, много лет изучавший вулканические месторождения серы на Камчатке, выделяет следующие генетические типы: 1) кратерно-озерные, в числе которых имеются погребенные кратерно-озерные и донные (или современных кратерных озер); 2) метасоматические, 3) поверхностные отложения серы газами и источниками, среди которых имеются натечные и сублимационные и 4) серные потоки. Наибольший практический интерес представляют первые два генетических типа месторождений.

Из числа известных в настоящее время проявлений самородной серы детально разведано Ветроваямское месторождение. Разведочные работы на месторождении производились Камчатским геологическим управлением в 1950—1951 гг.

Территория месторождения сложена неогеновыми туфогенными породами и четвертичными вулканическими образованиями. Проявления самородной серы связаны с трещиной, простирающейся в субмеридиональном направлении. Трещина отходит от неогеново-древнечетвертичного вулкана им. В. А. Обручева, который является крайним северным вулканом в северо-восточной цепи древних вулканов Камчатки. По генезису месторождение относится к метасоматическим образованиям. Некоторые исследователи считают, что месторождение кратерно-озерного происхождения.

Сероносные породы прослеживаются в направлении разлома, вдоль которого протекает ручей Серный. В поперечном сечении эти породы имеют грибообразную форму с максимальной мощностью и максимальными содержаниями серы у линии разлома. К периферии от линии разлома уменьшается мощность и падает содержание серы. Самородная сера приурочена к белым каолинизированным и опализированным породам.

На месторождении разведывались шесть участков: Центральный, Северный, Восточный, Юго-западный, долины ручьев Серного и Перевального.

Промышленное значение имеет только Центральный участок.

Залежи располагаются непосредственно у дневной поверхности или на глубине нескольких метров. Границы с вмещающими породами резкие; безрудные или слабо осерненные участки внутри залежей встречаются редко.

Наиболее распространенным типом руд являются бледно-желтые, зеленовато-желтые и желтовато-серые плотные крепкие сероносные породы с весьма равномерным содержанием серы, достигающим 33%. Это преимущественно андезиты, замещенные опалом и серой. Менее распространены темно-зеленые хрупкие руды с явными следами переплавления. Содержание серы в них нередко достигает 50—80%.

Наименьшим распространением пользуются опалиты с вкрапленной и прожилковой серой. Содержание серы в этих рудах колеблется от единиц до десятков процентов.

Не исключена возможность открытия серных месторождений к северо-востоку от Ветроваямского месторождения, что подтверждается наличием четвертичных вулканических образований в Корякском хребте и находками самородной серы в бассейне р. Анадырь.

Южнее описанного выше месторождения известно еще пять рудопроявлений серы, также связанных с неогеново-древнечетвертичными вулканами.

Рудопроявление серы Белый Яр расположено в верховье р. Вироваям. Здесь в борту 25—30-*м* террасы, прослеживающейся на 500—600 *м*, местами встречаются делювиально-аллювиальные высыпки бледно-желтых серных руд. Содержание серы равномерное и достигает 20—25%. Поверхность террасы покрыта флювиогляциальными отложениями невыясненной мощности.

Рудопроявление Красный откос находится на склоне одноименного древнего вулкана. Сера образует редкую вкрапленность и отдельные гнезда в каолинизированных и опализированных вулканических породах. Произведенные здесь в 1950 г. разведочные работы показали, что эти руды не имеют практического значения.

Луноваямское рудопроявление серы расположено на левом берегу одноименной реки. Здесь на склоне долины в трех местах встречены россыпи глыб серных руд. Расстояние между крайними рудными выходами достигает 300 *м*. Совместно с серой присутствуют опал, гипс и сульфиды железа. Анализы штуфовых проб показали содержание серы от 12 до 34%. Практическое значение рудопроявления не выяснено.

Ингиноваямские проявления серы прослеживаются по отдельным выходам руд из-под рыхлых аллювиальных отложений обоих берегов русла одноименной реки. Прослеживаются они вдоль русла на протяжении около 150 *м*. Анализы штуфных проб показали содержание серы от 23 до 61%. Выходы серных руд практически не изучены.

Ольховое рудопроявление серы расположено на правом берегу среднего течения одноименной реки. Площадь участка сложена белыми измененными породами, в которых отмечаются тонкие линзы и прожилки желтой кристаллической серы. Данные поверхностных разведочных работ, проведенных в 1949 г., показали, что рудопроявление не имеет промышленного значения.

В районе центральной части полуострова рудопроявления серы приурочены в основном к осевой линии Срединного хребта. Здесь зафиксировано пять обособленных рудопроявлений серы.

Ичинское рудопроявление расположено на северном склоне вулкана Ича. По данным Э. Н. Эрлиха, обнаружившего эти проявления (1956 г.), северная залежь обнажается на протяжении 150 *м*. Содержание серы по визуальным определениям достигает 30%; практического значения рудопроявление не имеет.

Рудопроявление р. Половинной расположено в среднем ее течении. В геологическом строении здесь принимают участие эффузивно-пирокластические осадки плиоценового возраста. Пластообразная залежь серы расположена в долине ручья Серного. Падение ее северное, мощность около 50 *м*, прослежена по простиранию на 200 *м*. Сложена агломератовидными рудами с содержанием серы около 25—35%. Сверху залежь перекрыта ледниковыми отложениями мощностью около 25 *м*. Сугубо ориентировочно запасы серы определяются в 200 тыс. *т*. Неблагоприятными факторами для этого рудопроявления являются возможная мощная зона выщелачивания, мощный покров рыхлых отложений и удаленность от основной водной магистрали района — р. Камчатки (40—50 *км*).

Алнейские рудопроявления расположены в истоках р. Левой Киревны, на восточных склонах вулкана Алней. Серные руды в виде обломков наблюдаются в осыпях и пролювии у обрывов кальдеры, сложенной позднеплиоценовыми или древнечетвертичными вулканическими породами. Судя по обломкам, здесь развиты массивные и вкрапленные серные руды. В верхней недоступной части обрывов отмечены полого падающие пластообразные залежи серных руд, на значительных площадях перекрытые ледниками. Значительные высоты расположения руд, наличие ледников, удаленность от путей сообщения делают эти проявления не пригодными для эксплуатационных работ.

Рудопроявления р. Левой (приток р. Еловки) расположены в верховье ее левого притока. Маломощные прожилки и вкрапления самородной серы отмечены в светлых кварцитах, обнажающихся под потоками глыбовой лавы вулкана Кэбеней. Сероносные кварциты прослеживаются на протяжении 200—250 *м*. Практическое значение рудопроявлений не выяснено.

Рудопроявления р. Кунхилок приурочены к породам, слагающим размытую кальдеру ранее существовавшего здесь вулкана. Выходы серных руд зафиксированы в двух участках. Первый из них расположен в истоках р. Кунхилок и представляет собой небольшой обрыв, сложенный прожилково-вкрапленными рудами с содержанием серы 12—15%. Второй аналогичный выход серных руд встречен в обрыве правого берега реки, в 3 *км* ниже по течению. Здесь массивные серные руды содержат до 25—30% серы.

Восточная часть полуострова также характеризуется рудопроявлениями серы, на одном из которых — Мутновском рудопроявлении — проводились специальные исследования.

Вулкан Мутновский расположен в 15—20 *км* от берега Тихого океана и в 70 *км* к юго-западу от г. Петропавловска. Он сложен андезитами, андезито-базальтами, дацитами, туфами и туфобрекчиями. Кальдера вулкана сложная. В ней находятся горячее и холодное озера, разобщенные перемычкой. Диаметр озер 250 и 300 *м*. На берегах имеются многочисленные фумаролы, иногда сопровождающиеся серными буграми. Склоны кальдеры покрыты льдами мощностью от 50—60 до 100 *м*. В обнаженных от льда местах в разрезе озерных отложений обнаружены три пластообразные залежи серных руд мощностью от 0,5 до 4 *м*. Содержание серы в руде в среднем 20—30%, иногда поднимается до 50% или падает до 5—13%. Ориентировочные запасы серы на вулкане Мутновском оцениваются в несколько сот тысяч тонн, однако практического значения это рудопроявление не имеет из-за труднодоступности.

Отдельные обломки серных руд и бугры фумарольной серы зафиксированы в долинах рек Налычевки, Озерной, Камбальной, а также у картеров вулканов Камбальная сопка, Желтовская сопка, Ходутка, Опала, Авача, Жупановская сопка, Узон, Конради и Ключевская сопка.

Образцы желтой кристаллической серы доставлялись местными жителями из долины р. Тигиль.

Из сказанного следует, что на п-ове Камчатка имеются надежные предпосылки для обнаружения новых промышленных месторождений серы.

УГОЛЬ

Угленосные отложения Камчатки приурочены в основном к осадкам третичного возраста. Углепроявления в верхнемеловых образованиях (мыс Омгон на западном побережье) практически мало интересны, а промышленной мощности пласты углей этого возраста известны уже за пределами полуострова, на восточном побережье Пенжинской губы.

Характер геологического разреза свидетельствует о том, что в третичный период на Камчатке существовали три основные эпохи угленакопления, оптимально проявившиеся в эоцене, среднем миоцене и верхнем плиоцене.

Среди углепроявлений палеогенового и среднемиоценового возраста известен ряд промышленно-перспективных месторождений как уже разведанных с подсчетом запасов по промышленным категориям, так и требующих детального изучения. Палеогеновые угли в большинстве случаев характеризуются сложным строением пластов и высоким содержанием золы. Плиоценовые угли представлены обычно небольшими линзами в рыхлых грубообломочных породах и промышленного значения не имеют. Главные перспективы угленосности Камчатки связываются с углями миоценового возраста.

Наибольшее количество известных углепроявлений находится на западном побережье полуострова. Угольные пласты, в различной степени удаленные от береговой линии Охотского моря, прослеживаются здесь почти вдоль всего побережья. Поэтому данный район рассматривается как крупный угленосный бассейн с возможными промышленными запасами угля в несколько миллиардов тонн.

На восточном побережье наиболее перспективным является район залива Корфа. Южнее в окрестностях Усть-Камчатска, бухты Жировой и в других местах выходы угольных пластов маломощны и угли нередко имеют высокую зольность. Наряду с этим на восточном побережье в некоторых долинах рек и ручьев встречались отдельные крупные обломки высококалорийных и малозольных углей.

В районе Центральной Камчатской депрессии известны пока единичные находки угольных пластов по правобережью р. Быстрой, не имеющие,

вероятно, практического значения, однако предпосылки обнаружения угольных месторождений промышленного значения для всей депрессии весьма благоприятны.

Детально разведывались с подсчетом запасов по высоким категориям только три угольных месторождения Корфовское, Крутогоровское и Тигильское.

Корфовское угольное месторождение расположено на восточном побережье полуострова в заливе Корфа. Разведка его производилась в 1938—1939 гг.

В разрезе миоценовых угленосных отложений морского побережья установлено около 60 угольных пластов и пропластков. Из них 14 имеют рабочую мощность в среднем 2—4 *м*; мощность отдельных пластов достигает 5 *м*, максимальная — 7,8 *м*. Суммарная рабочая мощность угольной массы колеблется от 27 до 37 *м*. Степень углефикации угольных пластов снизу вверх по разрезу заметно уменьшается.

Тепловая способность угля нижних пластов достигает 5000 *кал.*, верхних — 3500—4000 *кал.* Разведанные запасы угля по категориям $A_2 + B$ составляют около 1 млн. *т*, по категориям C_1—1,3 млн. *т*. Геологические запасы определяются в 50 млн. *т*. На ближайшие годы запланирована доразведка этого месторождения с целью увеличения запасов угля по категориям $A_2 + B + C_1$ до 8—10 млн. *т*. Это единственное в области эксплуатирующееся (открытым способом) месторождение, на котором ежегодно добывается 15—20 тыс. *т* угля. Проведенные опытные работы по применению этих углей в котельных установках на судах показали, что корфовские угли требуют почти двойного расхода, легко шлакуются и приводят к перегрузке колосниковой решетки; наряду с этим они имеют низкую транспортабельность. В связи с этим месторождение, даже при благоприятном экономическом расположении, не стало основной угольной базой Камчатки и разрабатывается для удовлетворения местных нужд.

Дальнейшие геологические исследования в этом районе будут направлены на поиски новых угольных месторождений, находящихся в непосредственной близости от Ветроваямского серного, а также некоторых металлических месторождений в Корякском нагорье, которые в недалеком будущем станут объектами эксплуатации.

Крутогоровское угольное месторождение расположено в Соболевском районе (западный берег Камчатки), в верховье р. Крутогоровой, в 120 *км* от берега Охотского моря.

Изученная часть крутогоровской угленосной свиты неогенового возраста включает 11 пластов каменного угля, пять из которых имеют рабочую мощность. Мощность и строение пластов по простиранию изменяются. Расстояния между пластами в разрезе также невыдержаны, однако на изученной площади угольные пласты нигде не утрачивают своего рабочего качества.

Детальные разведочные работы проведены на участке площадью 1,4 *км*^{2}. Здесь изучены и подготовлены к эксплуатации четыре пласта, имеющие следующую характеристику.

I пласт — мощность от 6 до 30 *м*, мощность чистого угля от 4 до 22 *м*.

II пласт — мощность от 2,5 до 6 *м*, мощность чистого угля от 2 до 4,5 *м*.

III пласт — мощность от 1,85 до 5 *м*, мощность чистого угля от 1 до 2,5 *м*.

IV пласт — мощность от 2,5 до 10 *м*, мощность чистого угля от 1,5 до 6 *м*.

Исчисленные запасы угля по этим пластам по сумме категорий ($A_2 + B + C_1 + C_2$) составляют 28,8 млн. *т*, из них по категориям $A_2 + B$ около 13 млн. *т*. Геологические запасы месторождения оцениваются в 600 млн. *т*.

В 6 *км* юго-восточнее разведанного участка выявлен новый перспективный угленосный участок площадью около 1 *км*^{2}.

По своему характеру разведанные угли относятся к каменным, длиннопламенным. Данные химико-технологических испытаний позволяют относить их к высококачественному энергетическому топливу. Зольность на рабочее топливо колеблется от 8 до 35%, теплотворная способность составляет 5000—6000 *кал.*

Крутогоровское месторождение наиболее близко расположено (из изученных) к южным промышленным районам Камчатки; оно находится также вблизи недавно выявленного Мильковского металлоносного узла. На некоторых участках месторождения возможна разработка открытым способом. Однако до начала эксплуатации здесь необходимо выполнить некоторый дополнительный объем разведочных работ, что будет осуществлено в течение 1960—1961 гг.

Тигильское месторождение находится в 30—35 *км* от берега Охотского моря и в 18 *км* западнее с. Тигиль. В пределах изученного разреза угленосной толщи (палеоген) выявлено 19 угольных пластов и пропластков. В качестве промышленных выявлено четыре пласта со средней мощностью от 1,5 до 3 *м*. Разведанная площадь составляет 5 *км*^{2}. Исчисленные запасы угля (до глубины 380 *м*) по категориям $A_2 + B + C_1$ составляют 6,8 млн. *т*. Угли каменные, высокозольные (от 24 до 40%); теплотворная способность их 4000—6000 *кал.*

Кроме указанных выше месторождений, в ряде пунктов западного побережья выявлены выходы отдельных пластов и пачек угля, которые при дальнейшем изучении могут оказаться промышленными месторождениями.

В районе бухты Подкагерной вскрыто до десяти угольных пластов мощностью от 0,8 до 2 *м*. Угли каменные, длиннопламенные, зольность их составляет от 11 до 82%. Геологические запасы угля (до глубины 400 *м*) достигают 240 млн. *т*. Полное отсутствие крепежного и строительного леса, мелководность и каменистость бухты значительно понижают ценность этих углей.

Пять выходов угольных пластов обнаружены вдоль берега Пенжинской губы от устья р. Пенжино до мыса Маметчинского. Угли каменные. Мощность пластов достигает 5 *м* при зольности от 16 до 40%. Районы выходов угольных пластов геологически слабо изучены, что в значительной мере обусловливается тяжелыми условиями навигации и удаленностью от потребителей.

Сидминские углепроявления расположены в бассейне р. Средней Воровской. Здесь зафиксировано четыре маломощных (до 0,55 *м*) пропластка каменных углей хорошего качества. При дальнейшем проведении поисковых работ не исключена возможность выявления угольных пластов рабочей мощности.

Хайрюзовские углепроявления находятся в 10—12 *км* к востоку от с. Хайрюзово и в 40 *км* от берега моря. Поисками установлено два угольных пласта мощностью 1,4 и 2,6 *м*. Угли каменные, высокого качества, вероятно, коксующиеся, но очень зольные и сильно нарушенные. Геологические запасы составляют более 50 млн. *т*. Удаленность от берега моря, трудность проведения подъездных путей по заболоченной тундре, рейдовая погрузка на расстоянии 15—20 *км* от берега, а также сложность геологических и гидрогеологических условий заметно снижают перспективы освоения этих углей.

Чананские углепроявления находятся западнее Хайрюзово. Они представлены одним пластом угля мощностью 1,56 *м*, обнаруженным при маршрутной геологической съемке.

Хомутинские углепроявления расположены в верховьях рек Хомутинки, Утки и Кихчик. По данным геологосъемочных работ здесь установлено несколько угольных пластов мощностью до 1,5 *м*. Один из пластов рабочей мощности имеет зольность порядка 10—12% и теплотворную способность 5000—5500 *кал.*

В 1959 г. здесь начаты поисковые буровые работы.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве сырья для производства строительных материалов на территории полуострова могут быть использованы развитые здесь строительные камни, облицовочные камни, рыхлые песчано-гравийно-валунные образования, глины и суглинки, рыхлые вулканические туфы и шлаки, диатомиты, карбонатные породы, гипс, минеральные краски, вулканические стекла и др.

Строительные камни весьма широко распространены на полуострове, хотя многие населенные пункты западного побережья и долины р. Камчатки испытывают недостаток в них из-за больших расстояний от коренных выходов.

В окрестностях областного центра г. Петропавловска разведано три месторождения строительного камня — горы Мишенной, Узовское и мыса Казак.

Гора Мишенная расположена у западной окраины города и представляет собой экструзивный купол роговообманкового андезита четвертичного возраста. Разведанные запасы камня оцениваются в 3 млн. $м^3$.

Узовское месторождение андезита расположено на п-ове Завойко, в юго-западной окраине города. Месторождение представлено лавовым потоком (возможно, экструзивный выход) андезитов, залегающих среди псефитовых туфов верхнего миоцена.

Подсчитанные запасы разведанного участка составляют 875 тыс. $м^3$.

Третье месторождение расположено в юго-западной части Авачинской губы, на полуострове с мысом Казак. Строительным камнем являются андезито-базальты, залегающие, по-видимому, в основании разреза четвертичных отложений. Запасы андезито-базальтов на разведанном участке составляют 2650 тыс. $м^3$.

При дальнейшем развитии жилищного строительства для производства материалов могут использоваться Елизовское месторождение базальтов, Озерновское месторождение базальтов, базальтовые месторождения у устья р. Тымлат и в окрестностях Жупановского комбината.

Облицовочные камни. В качестве облицовочного камня могут быть использованы серпентиниты и метаморфизованные светлые туфы. Эти породы легко обрабатываются и имеют красивый рисунок. Кроме того, как облицовочный и поделочный камень, вероятно, могут быть использованы разноцветные яшмовидные породы верхнемеловых кремнисто-вулканогенных отложений.

Песчано-гравийно-валунные образования довольно широко распространены в долинах рек и на морских берегах. В пределах г. Петропавловска разрабатывается месторождение горы Петровской. Здесь этими породами сложена древнечетвертичная морская терраса высотой около 100 *м*. Мощность рыхлых отложений достигает 50 *м*. Учтенные запасы составляют 2 млн. $м^3$. Геологические запасы определяются в 5 млн. $м^3$. Отложения косослоистые, неравномерного гранулометрического состава.

При использовании необходимы сортировка, промывка и составление искусственных смесей.

Хорошим строительным материалом являются пемзовые пески и гравий, образующиеся за счет размыва пемзы. Они используются для производства легкого бетона, применяющегося при строительстве; такой бетон обладает хорошими звуко- и теплоизоляционными свойствами.

Неограниченные запасы пемзовых песков и гравия имеются на юге Камчатки, в среднем течении р. Озерной; здесь они используются строителями рыбокомбината. Аналогичные отложения на берегу Авачинской губы вблизи устья р. Паратунки также применяются в строительстве.

Глины и суглинки многочисленных месторождений характеризуются различным генезисом и качеством сырья.

Наибольший практический интерес представляют месторождения глин морского и лагунного происхождения, которые приурочены к террасам

высотой до 40 *м*. К их числу относятся месторождения Усть-Камчатское, Оссорское, Кичигинское, Тиличикинское и др.

Эксплуатирующиеся залежи суглинков и глин Черемховского месторождения (левый берег р. Плотниковой, в 40 *км* от Усть-Большерецка) относятся к образованиям лагунного происхождения. Площадь месторождения около 150 *га*, мощность полезного слоя 0,8—1,6 *м*. Кирпич из этого сырья имеет хорошее качество, прочность на сжатие 120—130 *кг/см*^{2}.

Корякское месторождение и крыловско-паратунская группа месторождений геологически изучены слабо и поэтому нет единой точки зрения на их происхождение. Месторождения Крыловское и Паратунское находятся на сравнительно небольшом расстоянии от г. Петропавловска и представляют наибольший практический интерес.

Крыловское месторождение расположено на правой 10-*м* террасе р. Паратунки. Мощность глины 0,45—5,5 *м*. Запасы глин составляют 212 тыс. *м*^{3}. Кирпич из этой глины обладает прочностью 188 *кг/см*^{2}.

Паратунское месторождение находится в 3 *км* северо-западнее Крыловского, у с. Паратунка. Запасы глин достигают 200 тыс. *м*^{3}.

Месторождения глин аллювиального происхождения встречаются редко. В их числе можно отметить Мильковское месторождение, расположенное вблизи с. Мильково. Мощность буровато-серых песчанистых глин колеблется от 0,2 до 2,65 *м*. На площади 8 *га* разведанные запасы составляют 137 тыс. *м*^{3}.

Среди озерных отложений нередко встречаются крупные залежи глин. Примерами могут служить Шаромское, Кирганикское, Караковское, Култучное и Тигильское месторождения. На этих месторождениях иногда встречаются голубовато-зеленые и белые разновидности глин. Белые глины местными жителями применяются как побелочный материал. Мощность пластов нередко достигает 5—6 *м*, иногда 10 *м*. Пласты прослеживаются по выходам на дневную поверхность на 5—6 *км*. Иногда перекрываются не пригодными для производства строительных материалов рыхлыми отложениями мощностью до 30 *м*.

В северной части западного побережья Камчатки на протяжении около 400 *км* встречаются выходы бентонитовых глин, образовавшихся путем диагенетических преобразований вулканических пепловых туфов, ранее отложившихся в морской среде. Мощность пластов бентонита колеблется от 0,5 до 3,5 *м*.

Заслуживающие внимания выходы этих глин расположены у мыса Пенсепель, на р. Лесной, в бухте Подкагерной и в других местах.

Рыхлые вулканические туфы и шлаки. Это преимущественно продукты современной вулканической деятельности, в числе которых практический интерес представляют залежи пемзы, шлаков и различных рыхлых туфов.

Небольшое месторождение туфов расположено на южных склонах Авачинской и Корякской сопок, находящихся в непосредственной близости от г. Петропавловска. Площадь залежи достигает более 250 *км*^{2}. Местные строительные организации начали разработку этой залежи еще в 1951 г. В 1954—1956 гг. здесь разведан участок площадью 0,65 *км*^{2} с запасами около 4,5 млн. *м*^{3}; шурфы глубиной до 19 *м* не вскрыли подошвы залежи. Содержание песка и пепла в туфах достигает 50% (по объему). Остальная часть приходится на гравий и валуны, иногда достигающие 2 *м* в поперечнике. Туфы используются в качестве заполнителя для бетона при изготовлении блоков и кирпича.

Второе заслуживающее внимания месторождение темно-серых андезитовых песков расположено у подножья сопки Козельской (в 40 *км* от г. Петропавловска). Мощность песчаной залежи этого месторождения 2 *м*. Пески имеют равномерный гранулометрический состав с размером зерен порядка 1—3 *мм*. Месторождение используется местными строительными организациями для изготовления туфобетонных блоков.

Базальтовые шлаки в виде конусов высотой до 200 *м* отмечены в верхнем течении р. Паратунки. Они, вероятно, могут служить заполнителем для легких стеновых блоков.

Диатомиты. По характеру пород и масштабам залежей выделяются две четко отличающиеся разновидности этих пород — третичные и четвертичные.

Третичные диатомиты обычно образуют мощные пласты, значительно больше уплотнены и часто преобразованы в опоки.

Пласты диатомитов на о. Карагинском прослеживаются по простиранию на 40—45 *км*. Мощность их достигает 0,5—2 *м*. Цвет от белого до охристого; объемный вес порядка 0,35.

На р. Воямполке мощность аналогичных третичных диатомитов измеряется сотнями метров. Цвет пород изменяется от грязно-белого до бурого; объемный вес меньше 1.

Диатомиты четвертичного возраста обнаружены у совхоза Большерецкого. Мощность залежи 0,3—0,5 *м*. Залежь перекрыта торфом мощностью до 0,25 *м*. Ориентировочная площадь распространения 0,5 $км^2$, запасы достигают 100 тыс. $м^3$.

Карбонатные породы. До 1951 г. среди геологов, изучавших Камчатский полуостров, существовало мнение, что в геологической истории региона не было благоприятных условий для отложения карбонатных пород.

В 1951 г. было открыто Валагинское месторождение известняков. Оно расположено в водораздельной части Валагинского хребта. Здесь на площади около 100 $км^2$ в третичных отложениях установлено несколько пластов серых известняков и мергелей мощностью до 5 *м*. Запасы, по-видимому, значительны, однако удаленность от дорог, населенных пунктов и труднодоступность месторождения не позволяют считать его рентабельным для разработки.

Усть-Камчатское месторождение известняков расположено в Усть-Камчатском горном массиве и представлено верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщей, в состав которой входят пласты своеобразных слоистых кремнистых известняков. Они прослеживаются по простиранию на 25 *км*, при мощности горизонта около 80—100 *м*. По данным геолога Д. Е. Саватеева описываемые породы являются химическими осадками. Известняк в пластах составляет 55—60% породы, остальные 40—45% представляют кремнистые слои. В наиболее доступном участке разведано около 12 млн. $м^3$ известняков. Геологические запасы месторождения огромны. Попытка кустарного обжига известняка, отсортированного вручную, дала положительные результаты.

На о. Карагинском пласты мергеля часто повторяются в разрезе верхнетретичной свиты мощностью около 400 *м*.

В отрогах Ганальского хребта встречены пласты окремненных известняков мощностью до 100 *м*. Возможность их использования в строительном деле не установлена.

Гипс. Известные проявления гипса и огипсованных пород связаны с гидротермальной деятельностью третичного времени. Установлено также наличие гипса и вблизи современных вулканов. Проявления гипса в виде тонких ветвящихся прожилков отмечаются вблизи вулканических аппаратов, как правило, находящихся на значительном удалении от селений и дорог.

В наиболее благоприятных условиях находится Асачинское проявление гипса, расположенное в Асачинской бухте, в 100 *км* южнее г. Петропавловска. Анализ образцов показывает, что с добавками чистого гипса до 30% после обжига получается гипс удовлетворительного качества. Не исключена возможность, что эти породы окажутся пригодными для введения в цемент или при несложном обогащении будут применены для производства вяжущих материалов.

Минеральные краски. Этот вид сырья представлен в основном охрами, реже другими пигментами.

Наибольший интерес представляет Паужетское месторождение глин. Окраска глин преимущественно темная и буро-красная, но имеются разновидности серых, розовых, оранжевых, лиловых и сиреневых тонов. Предварительные испытания дали удовлетворительные результаты при приготовлении красок на олифе и цветных цементных плиток.

Начикинское месторождение охр расположено вблизи о. Начики. Мощность залежи достигает 2 *м*, площадь около 1 *га*.

Мильковское и Кирганикское месторождения расположены вблизи одноименных поселков. Представляют собой залежи охр типа болотных железных руд. Одновременно с охрами установлено наличие вивианита. Запасы и качество сырья не установлены.

Вулканические стекла представляют практический интерес как сырье для получения перлита. При производстве перлита существенное значение будут иметь близость крупных энергетических источников и экономическое положение района месторождения. Из числа многих образований вулканических стекол наибольший практический интерес представляет Начикинское месторождение, расположенное в 8 *км* южнее с. Начики.

Предварительная разведка месторождения начата летом 1959 г. По ее данным запасы вулканического стекла достигают более 1 млн. $м^3$. Разработку залежи можно будет производить карьерным способом.

Заканчивая описание минерального сырья, пригодного для производства строительных материалов, следует отметить наличие небольших находок асбеста, огнеупоров и абразивных материалов.

Асбест обнаружен в небольших количествах в бухте Раковой, Ганальском хребте, на о. Карагинском и в Усть-Камчатском горном массиве.

Огнеупорное сырье представлено тальком, высокоглиноземными минералами и пирофиллитом. Известные находки большого интереса не представляют.

В качестве абразивных материалов можно отметить гранитовые пески, точильный камень, пемзы и др. Из их числа только пемзы имеются в неограниченном количестве.

ТОРФ

На территории полуострова учтено более 2600 торфяных месторождений с общей площадью 3,4 млн. *га* и запасами около 8 млрд. *т* воздушно-сухого торфа. До 75% этих запасов приходится на западное побережье и 25% на восточное побережье полуострова.

Экономическая целесообразность разработки этих месторождений определяется качеством сырья и непосредственной близостью к потребителям.

Наиболее крупными торфяными месторождениями на западном побережье являются Октябрьское площадью 80 тыс. *га*, Митогинское — 60 тыс. *га*, Крутогоровское — 38,5 тыс. *га*, Большое Сопочное — 60 тыс. *га* и Опалинская тундра — 32 тыс. *га*.

Наиболее крупными торфяными месторождениями на восточном побережье являются Большое Жупановское площадью 18 тыс. *га*, Деткинское — 4,3 тыс, *га*, Курильское — 1,4 тыс. *га* и др.

В течение 1942—1952 гг. добычу торфа на топливо производили Ичинский, Кихчикский, Митогинский и Октябрьский рыбные комбинаты. Работы велись трудоемкими и малосовершенными методами, вследствие чего торф был низкого качества и очень влажный.

В настоящее время начата механизация торфоразработок, применяется рациональная технология сушки, что повышает качество добываемого сырья.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ КАМЧАТКИ

За последнее время в ряде стран появился большой интерес к проблеме использования геотермической энергии в практических целях. В районах молодого вулканизма Италии, Исландии, Новой Зеландии и др. тепловая энергия термальных вод и паров используется для теплофикации населенных пунктов и получения дешевой электроэнергии.

Несколько лет назад лаборатория вулканологии Академии Наук СССР и Камчатское районное геологоразведочное управление Главгеологии РСФСР начали изучать возможность использования энергии горячих источников в южной части Камчатского полуострова.

На Камчатке известно 192 местонахождения минеральных источников, большинство из которых представляет группы с большим числом отдельных грифонов (рис. 48).

Среди источников преобладают горячие (124 группы). Температура воды некоторых из них на выходе достигает 100°. Дебит отдельных источников редко превышает нескольких децилитров в секунду, в исключительных случаях достигает 80—100 *л/сек* (р. Гейзерная).

Значение минеральных источников Камчатки не ограничивается их лечебной ценностью. Они могут быть использованы для теплофикации населенных пунктов и строительства электростанций. Специфические холодные источники связаны с третичными нефтеносными отложениями и служат ценным признаком при поисках нефти. Изучение горячих минеральных источников таких молодых вулканических областей, как Камчатка и Курильские острова, важно для решения вопросов гидротермального рудообразования и некоторых проблем петрологии.

Термальные ключи Камчатки расположены главным образом в пределах Восточно-Камчатского и Центрально-Камчатского прогибов, а также в южных районах полуострова.

Первые сведения о горячих источниках Камчатки приведены в монографии С. П. Крашенинникова (1755 г.). Подробное описание терм Камчатки дано в работах Б. И. Пийп (1937 г.), С. И. Набоко (1954 г.), В. В. Иванова (1957, 1958 гг.), О. Н. Толстихина (1959 г.). Ниже более детально будут освещены гидрогеологические материалы по термальным источникам, тепловая энергия которых будет использована в ближайшем будущем (Паужетские) или частично уже используется (Паратунские). Эти группы источников изучены лучше других и полученные материалы по ним позволят в дальнейшем более эффективно и с наименьшей затратой материальных средств изучить другие термы Камчатки; накопленные данные по паужетской группе источников дают первые, весьма интересные сведения об условиях формирования и возможностях использования термальных вод и пароводяных смесей Камчатки для практических целей.

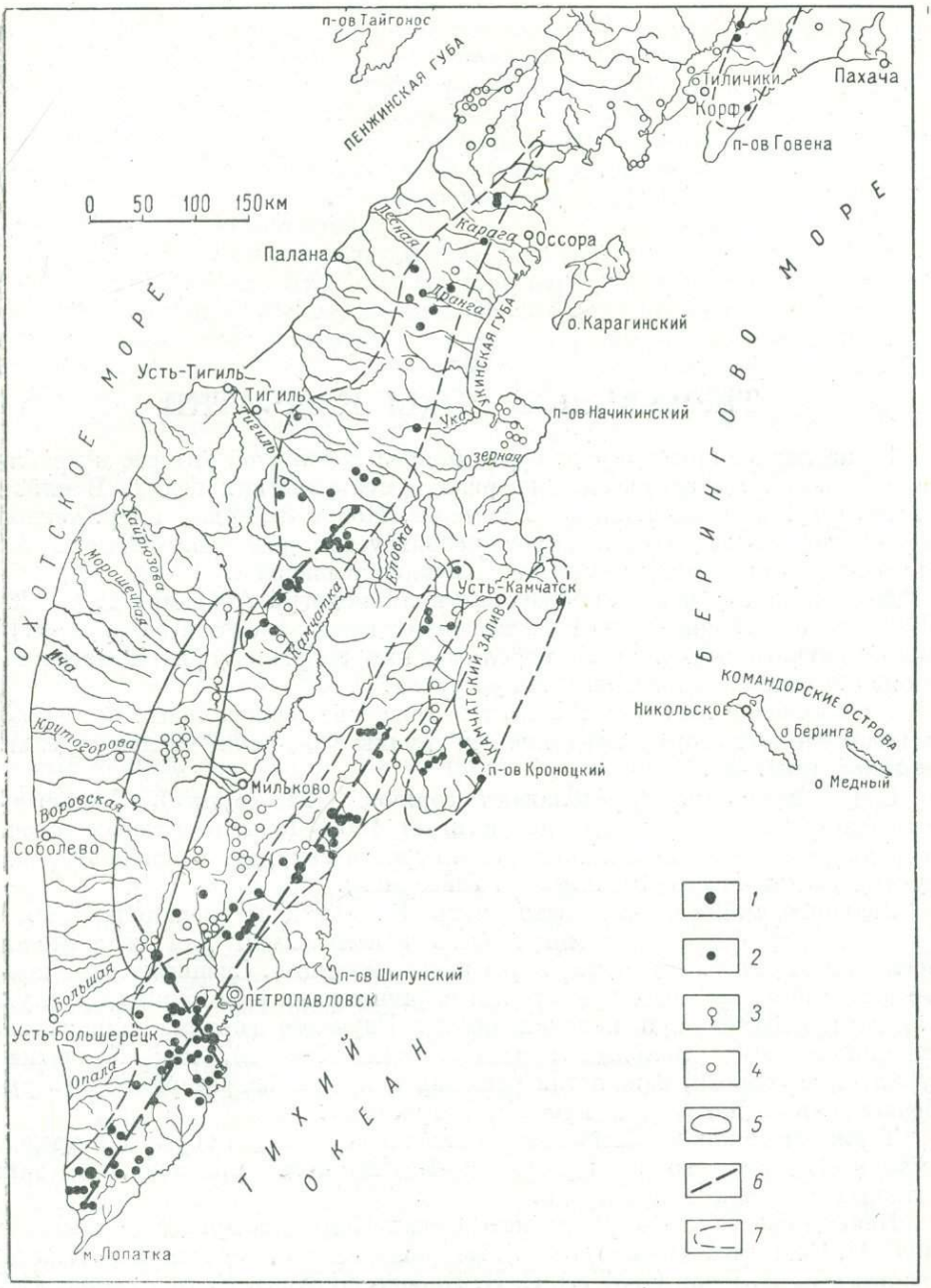


Рис. 48. Карта минеральных источников Камчатки.

1 — хлоридно-щелочные высокотемпературные источники; *2* — прочие типы горячих источников; *3* — железисто-углекислые холодные источники; *4* — гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевые и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые холодные источники; *5* — примерная граница области развития железисто-углекислых источников; *6* — проявления хлоридно-щелочных высокотемпературных источников; *7* — граница областей развития горячих источников.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ КАМЧАТКИ

На Камчатке четко прослеживаются три вулканических пояса. Два восточных пояса наиболее молодых вулканов, действующих и в настоящее время, окаймляют с запада и с востока Восточно-Камчатскую цепь горных сооружений. Вулканический пояс, проходящий вдоль восточного склона Срединного хребта, представляет цепь так же молодых четвертичных вулканов, но уже недействующих. Таким образом, крайняя западная цепь вулканов по отношению к восточной является более древней. Цепи вулканов связаны с крупными разломами земной коры, подчиненными общему северо-восточному простиранию. Кроме разломов этого господствующего простирания, довольно широко развиты дизъюнктивы северо-западного простирания, т. е. почти нормального направления по отношению к основному. Обычно к зонам пересечения северо-восточных и северо-западных разломов приурочены вулканы.

Для геотектонического развития Дальнего Востока и Северо-Востока СССР характерно непрерывное разрастание складчатых систем в восточном направлении, иными словами, этапы наиболее энергичной тектонической жизни имеют непрерывную тенденцию омоложения с запада на восток. Этот общий геотектонический процесс находит свое отражение и в зональном распределении активности вулканической деятельности на Камчатке. Наиболее восточные вулканические цепи, как указывалось выше, представлены ныне действующими вулканами, в то время как в более западную цепь входят уже потухшие вулканы. Это обстоятельство определяет основные зоны развития терм Камчатки.

На большей части полуострова можно четко выделить два структурных этажа: нижний — фундамент и верхний — осадочный чехол. Породы фундамента на дневную поверхность выведены обычно в виде срединных массивов, имеющих различный возраст слагающих пород: допалеозойский, палеозойский, мезозойский, меловой и палеогеновый (?). Предполагается, что на большей части Камчатки фундамент сложен породами мелового возраста и лишь в крайних восточных ее частях его возраст возможно палеогеновый (?). Породы фундамента сильно метаморфизованы и уплотнены, поэтому в них возможно развитие только трещинных вод.

Осадочный чехол представлен мощной (свыше 10 тыс. *м*) толщей терригенных образований третичного возраста, в большей части сильно уплотненных и значительно трещиноватых. Коллекторские свойства осадочного чехла изучены крайне слабо, поэтому роль отдельных пачек пород или пластов в накоплении пластовых вод выявлена недостаточно. По-видимому, в отложениях палеогена и неогена развиты воды трещинного типа и нормальные пластовые. Областями питания для этих вод являются горные сооружения Камчатки и их склоны, а также области разгрузки — Охотское море, Тихий океан и в незначительной мере долины многочисленных рек, прорезающих Камчатку обычно вкрест ее основного северо-восточного простирания. Исключением из этой закономерности развития речной системы является р. Камчатка — самая полноводная река полуострова. Течет она в северо-восточном направлении, принимая на своем пути много притоков, берущих начало в горных сооружениях, обрамляющих ее долину с северо-запада и юго-востока.

Для третичных отложений в пределах Камчатки, видимо, можно наметить три крупных артезианских бассейна — Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский, отвечающих основным депрессиям этого полуострова.

В настоящее время наиболее хорошо изучен Западно-Камчатский прогиб, в составе которого в качестве структурных элементов подчиненного значения выделяются крупные впадины, отделяемые одна от другой зонами поднятий. Последние в отдельных случаях, по-видимому, могут служить

частично областями питания. Таким образом, крупный Западно-Камчатский артезианский бассейн может быть в известной мере дифференцирован на более мелкие, отвечающие тектоническим впадинам (Большерецкой, Паланской и т. д.). Однако нет еще достаточных данных для окончательного решения этого вопроса. В целом Западно-Камчатский артезианский бассейн охватывает огромную территорию Охотского побережья Камчатки с общим наклоном в сторону Охотского моря, которое и является областью разгрузки. Областью питания для этого бассейна являются западные склоны Срединного хребта.

Центрально-Камчатский артезианский бассейн с северо-запада и юго-запада ограничен Срединным хребтом и с юго-востока — Восточно-Камчатским. Зонами питания являются склоны этих горных сооружений, а зонами разгрузки — Тихий океан и его заливы.

Восточно-Камчатский артезианский бассейн с северо-запада ограничен Восточно-Камчатским хребтом и имеет общий наклон в юго-восточном направлении в сторону Тихого океана. Областью питания являются юго-восточные склоны упомянутого горного сооружения и областью разгрузки—Тихий океан.

Так как в пределах всех упомянутых артезианских бассейнов широко развиты дизъюнктивы, то они безусловно служат также интенсивными зонами разгрузки подземных вод. Иногда разгрузка этих вод может осуществляться через коллекторы четвертичных отложений. Общее направление движения подземных вод контролируется, по-видимому, не только общей направленностью потока от зоны питания к области разгрузки, но и многочисленными дизъюнктивами, широко развитыми на Камчатке, а также структурными осложнениями основных прогибов, с которыми связывается развитие артезианских бассейнов.

В долинах рек и на морских побережьях широко распространены террасовые отложения, обычно представленные галечниками, крупно- и среднезернистыми песками рыхлыми и слабосцементированными; все эти породы, как известно, являются хорошими коллекторами. Поэтому они нередко аккумулируют не только поверхностные воды, инфильтрующиеся сверху вниз, но и трещинные термальные воды, проникающие снизу вверх, если для этого создаются благоприятные геологические условия. Иными словами, террасовые образования нередко выполняют роль как бы своеобразной промежуточной транспортной системы для глубоких термальных вод от контакта их с террасовыми образованиями до пункта разгрузки обычно в долинах рек.

Современные вулканогенные образования — туфы, пеплы, шлаки, лавобрекчии и т. д. — в существенной мере трещиноваты, благодаря чему к породам этого типа приурочены многочисленные источники вод. В зависимости от характера трещиноватости, а также условий циркуляции подземных вод водопроявления в вулканогенных породах весьма разнообразны.

В отличие от обычных горных областей, в пределах которых вулканическая деятельность прекратилась в дочетвертичное время, на Камчатке на условия формирования подземных вод влияют современные процессы вулканизма и термометаморфизма, в особенности в отношении вод глубокой циркуляции.

Источником для подземных вод служат атмосферные воды, инфильтрующие в областях питания, а также погребенные воды бассейнов седиментации и в какой-то мере ювенильные воды. Погребенные воды обычно сохраняются в закрытых структурах затрудненной циркуляции и в застойных условиях. В обоих случаях погребенные воды, вступая во взаимоотношения с вмещающей их средой, изменяют свой состав, приобретая характерные свойства метаморфизованных вод. Такие воды, например, выявлены в ряде скважин на Богачевской площади в третичных отложениях на различных глубинах. Роль ювенильных вод, выносимых в процессе вулканической деятельности, в пополнении запасов подземных вод, по-видимому, незначительна и проявляется она только на локальных участках активной вулканической деятельности.

Геотермические условия Камчатки изучены весьма слабо. Детальные исследования, сопровождавшиеся бурением скважин, проводились только на Паужетском и Паратунском месторождениях. Кроме того, измерение геотермической ступени осуществлялось в глубоких скважинах Богачевской нефтеразведки. Эти скважины находятся примерно в 15 *км* к юго-востоку от действующего вулкана Гамчен, однако геотермическая ступень здесь близка к среднему значению для земной коры (т. е. через каждые 30—35 *м* происходит повышение температуры на 1° С).

Паужетские источники (рис. 49) находятся на юго-западе Камчатки, на 5 *км* выше устья р. Паужетки (левый приток Озерной). В 20 *км* к северу от них расположены вулканы Кошелева и Камбальный, которые в настоящее время находятся в стадии сольфаторной деятельности. Выходы термальных вод приурочены к террасовым отложениям р. Паужетки и размещаются на небольшой площадке (750 × 300 *м*), вытянутой вдоль реки; этот участок



Рис. 49. Общий вид Паужетских источников (по Б. И. Пийпу, В. Б. Иванову и др., 1957 г.).

известен под названием термальной площадки (рис. 50). Наибольшую мощность имеют источники: Парящие № 1 и № 2, группа Пульсирующих источников и Гейзеры № 1 и № 2. Подробное описание их приведено в работе Б. И. Пийпа, В. В. Иванова, В. В. Аверьева и А. С. Нехорошева «Проект опытно-разведочных и исследовательских работ на участке Паужетских термальных источников на Южной Камчатке в целях выведения горячих вод и пара».

Суммарный дебит Паужетских источников составляет примерно 35 *л/сек* или 3000 $м^3$/*сутки*, из них 60% приходится на Парящие и Пульсирующие источники. Водами Паужетских источников выносится значительное количество минеральных солей — более 2000 *т* в год. Содержание их в водах составляет (в *мг/л*): NaCl — 1500, H_2SiO_3 — 250 и HBO_2 — 150.

В районе Паужетской термальной площадки Камчатским РайГРУ начаты буровые работы с целью выявления и подготовки ресурсов термальных вод для энергетических целей.

К концу 1959 г. в этом районе пробурены три скважины: одна роторная (Р-1) и две структурные (1-К и 2-К). Ниже приводятся результаты испытания этих скважин.

Роторная скв. Р-1 была обсажена 8″ колонной до глубины 300 *м*, ниже до ее забоя (800 *м*) скважина не обсаживалась.

Гидрогеологическое опробование скважины проводилось в интервалах 0—52, 120—196, 300—500 и 300—800 *м*. Интервалы 52—120 и 196—300 *м* не испытывались, что послужило поводом для заложения дублера — скв. 2-К. В результате испытания скв. Р-1 в интервале 120—196 *м* получен небольшой приток перегретых вод с дебитом 457 *т/сутки* и температурой на

выходе 142° С. Фонтанирование пароводяной смеси из этого интервала носит пульсирующий характер. Теплосодержание пароводяной смеси составляет от 120 до 135 *ккал* в 1 *кг*. По химическому составу эти воды сходны с водами источников.

Температуру в скв. Р-1, как и в колонковых, замеряли максимальным ртурным термометром. Следует отметить, что температура горных пород в скважинах обычно определяется после трехсуточного покоя. Однако при прохождении высокотемпературных зон с горизонтами пароводяных смесей,

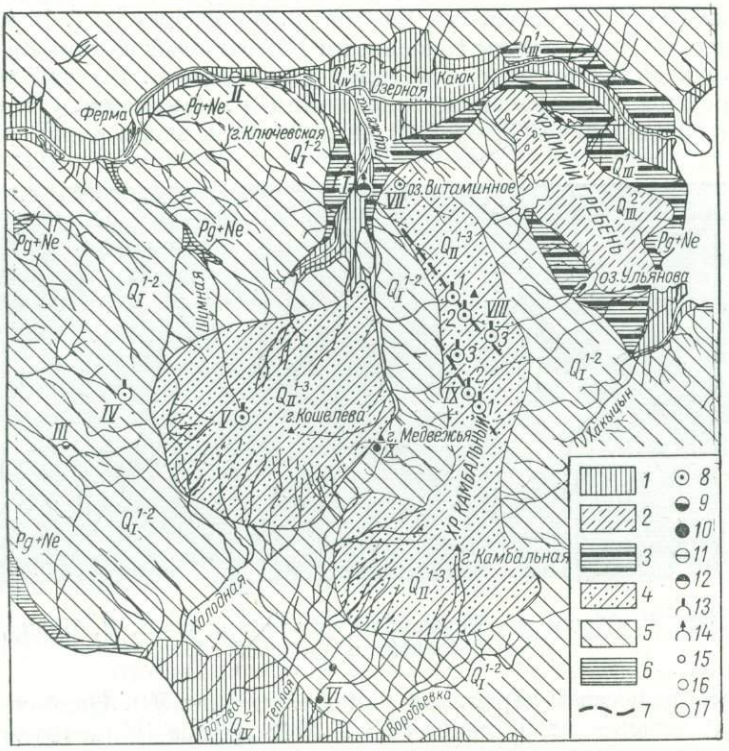


Рис. 50. Обзорная карта выходов термальных вод, горячих газов и паров района вулканов Кошелева и Камбального на Южной Камчатке. (Составили В. В. Иванов, А. С. Нехорошев, 1956 г.).

Породы: *1* — песчано-галечниковые аллювиальные, озерные и морские отложения; *2* — дациты Дикого гребня; *3* — пемзовые отложения; *4* — андезиты, андезито- базальты, дациты и их туфы молодых вулканов; *5* — андезиты, андезито-базальты, туфы, туфобрекчии древних вулканов и лавовых плато; *6* — песчаники, туфопесчаники, андезиты и их туфы; *7* — тектонические разломы. Выходы термальных вод. Поверхностные и грунтовые воды; *8* — сернисто-углекислые, сульфатные. Напорные трещинные и пластово-трещинные воды; *9* — углекислые гидрокарбонатные; *10* — углекислые хлоридно-сульфатные, *11* — азотно-щелочные хлоридно-сульфатные; *12* — азотно-щелочные хлоридные. Выходы паровых и газовых струй; *13* — кислые; *14* — щелочные. Температура воды, газов и паров; *15* — 50°С; *16* — от 50 до 100° С; *17* — 100° С и более. Название источников: *I* — Паужетские, *II* — Озерновские, *III* — Сивучинские, *IV* — Нижне-Кошелевские, *V* — Верхне-Кошелевские, *VI* — Тепловские, *VII* — Верхне-Паужетские, *VIII* — Северо-Камбальные (*1, 2, 3*). *IX* — Южно-Камбальные (*1, 2, 3*), *X* — Теплое озерко, *XI* — Курильские.

обладающих повышенными давлениями, остановить скважину на такой длительный период небезопасно. Поэтому геотермические исследования в скважинах производились тогда, когда состояние скважин позволяло это осуществить. В результате этого полученные данные являются ориентировочными и заниженными по сравнению с истинными значениями температуры естественного теплового поля на измеряемой глубине.

По данным Камчатского РайГРУ в результате замеров в роторной скважине установлено следующее.

До глубины 120 *м* температура горных пород возрастает от 100 до 171° С со средним градиентом 0,5 *град/м*. Максимальная температура на этом интервале отмечена на глубине 120 *м*. С глубины 120—400 *м* температура

возрастает со средним градиентом 0,075 *град/м*. Максимальная температура (188° С) отмечена на глубине 400 *м*.

В интервале от 400 до 500 *м* температура в скважине не замерялась, а определялась только температура пароводяной смеси при испытании скважины. Температура смеси при извержении колебалась в пределах 116—119°.

Геотермическая ступень в указанных выше интервалах глубин соответственно составляет 2 и 13,2 *м/град*. Геотермический градиент с возрастанием глубины скважины (свыше 120 *м*) заметно снижается. Это указывает на то, что геотермическая аномалия в этом районе создана не вулканическим телом типа интрузии, залегающим ниже, а за счет боковой миграции теплоподводящих потоков.

Скв. 1-К заложена в 700 *м* от скв. Р-1 с проектной глубиной 300 *м*. Пробурена она до глубины 237,55 *м*; дальнейшее бурение было невозможно из-за пароводяных выбросов. Эта скважина обсажена 8″ трубами на глубину 8,3 *м* и трубами 146 *мм* на глубину 24,12 *м*. Тампонаж первой из этих колонн произведен цементом, второй — глиной. Геологический разрез скв. 1-К приведен на рис. 51.

При испытании этой скважины в интервале 24—102 *м* установлено два водоносных горизонта. Предполагают, что верхний расположен на глубине 20 *м* и представляет зону растекания термальных вод в аллювиальные отложения. Статический уровень этого горизонта 4,9 *м* ниже поверхности земли, температура воды около 45° С, дебит порядка 0,05 *л/сек*. Воды верхнего горизонта кремнистые, борные, хлоридно-натриевые, с общей минерализацией 2,7 *г/л*. Другой горизонт, глубина которого точно не установлена, имеет статический уровень выше поверхности земли; дебит его порядка 0,003 *л/сек*.

При опробовании интервала 24—198 *м* был вскрыт пароводяной горизонт, характеризующийся прерывистым режимом гейзерного типа. За трое суток произошло 34 извержения со средней продолжительностью одного извержения 15,5 мин. Среднесуточный расход по извержениям составляет 3,54 *л/сек* (303 *м*^{3}*/сутки*). Теплосодержание пароводяной смеси, извергаемой скважиной, по данным многократных замеров равно 132,1 *ккал/кг*. В конце отдельных извержений намечается тенденция к постепенному увеличению теплосодержания к концу выбросов от 100—120 до 160—190 *ккал/кг*, что свидетельствует о постепенном относительном увеличении паровой фазы к концу извержения. Максимальная температура, зарегистрированная на устье, равна 109° С. Наибольшее давление (1,7 *ат*) устанавливалось на 2—3 мин. после начала выброса, вслед за чем начинался его спад.

Температурная характеристика естественного теплового поля в скв. 1-К приведена в табл. 31.

Таблица 31

Минимальные значения температуры естественного теплового поля в скв. 1-К за 1959 г.
(по данным Камчатского РайГРУ)

Дата	Глубина, *м*	Время выдержки, часы	Температура, °С	Дата	Глубина, *м*	Время выдержки, часы	Температура, °С
24/VII	71,7	0,5	66	27/VII	50,00	26	68
25/VII	80,54	8,5	92	27/VII	100,00	26	101,6
26/VII	100,00	1	80	1/VIII	100,00	2	85
26/VII	100,00	5	90	1/VIII	150,00	2	95
26/VII	100,00	7	94	1/VIII	150,00	2	110,5
26/VII	100,00	12	97	15/VIII	234,00	3	175
27/VII	20,00	26	53				

Средний температурный градиент по этой скважине принят равным 0,76° С *град/м* и соответственно геотермическая ступень — 1,3 *м/град*.

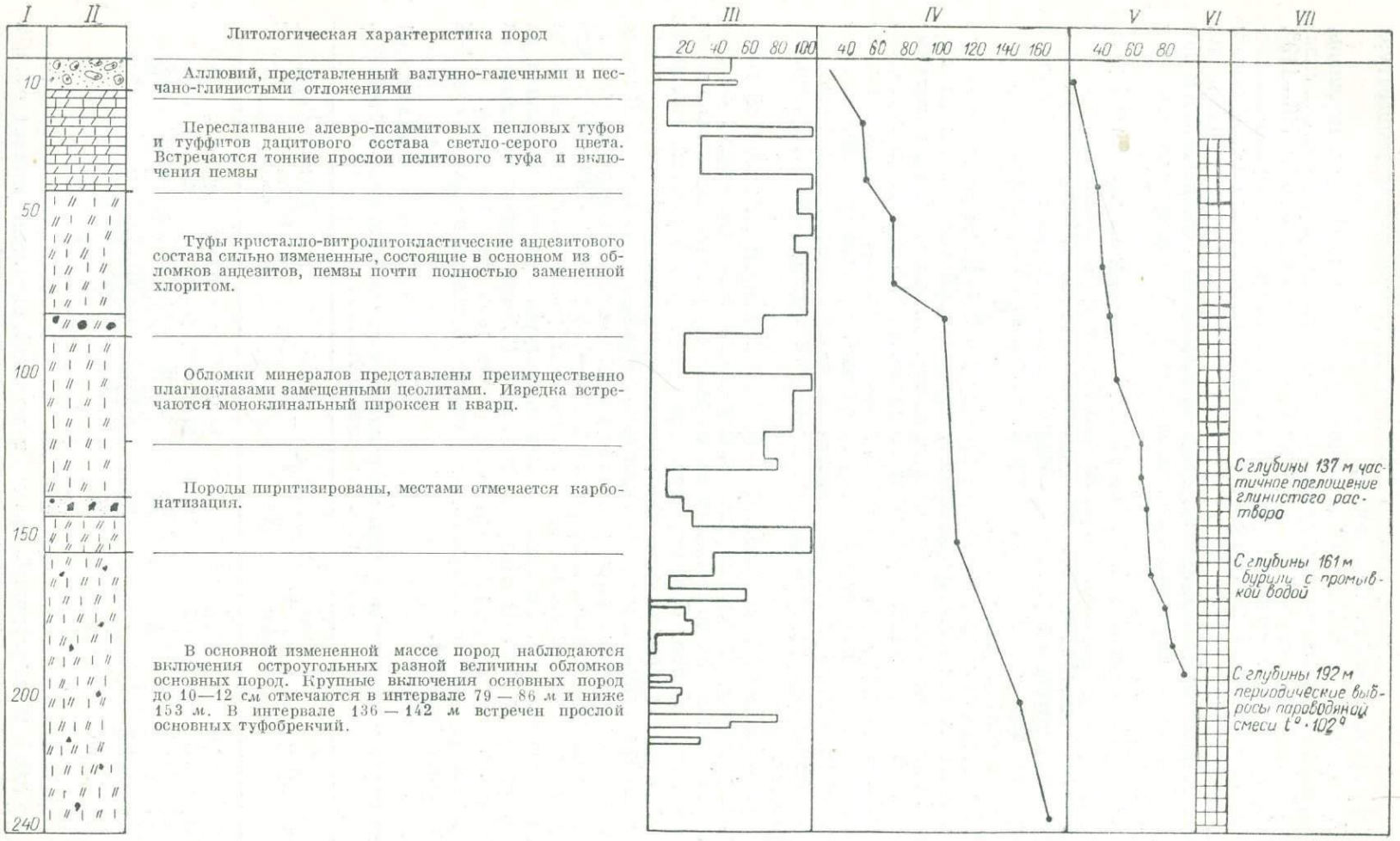


Рис. 51. Геологический разрез скв. дублер Р-1, 1959 г.

I — масштаб; *II* — литологическая колонка; *III* — выход керна, %; *IV* — температура в скважине, градусы; *V* — температура глинистого раствора градусы; *VI* — интервал испытания; *VII* — примечание.

Скв. 2-К заложена в качестве дублера роторной скв. Р-1. Разрез этой скважины приведен на рис. 52.

При испытании скв. 2-К в интервале 14,5—168 *м* был получен фонтан пароводяной смеси, который действовал в течение 6 суток. Первые двое суток фонтан бил через 8″ трубу на высоту свыше 16 *м*, причем наблюдалась явная пульсация в извержениях — временами фонтан воды бил с большой

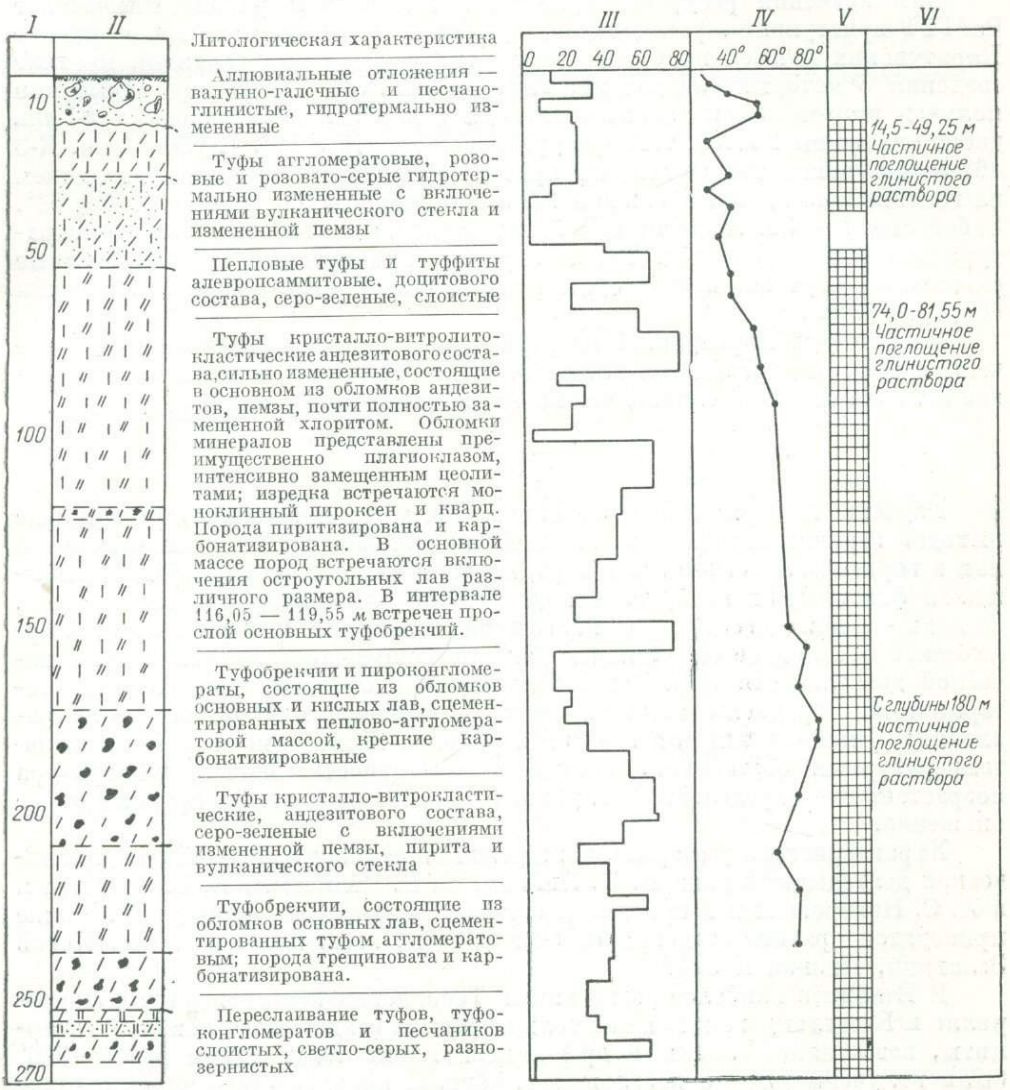


Рис. 52. Геологический разрез скв. 1-К, 1959 г.

I — глубина, *м*; *II* — литологическая колонка; *III* — выход керна, %; *IV* — температура глинистого раствора, градусы; *V* — интервалы испытаний; *VI* — примечания.

силой в кронблок (15 *м*), вслед за чем высота водяного столба фонтана уменьшалась до 10 *м* с одновременным относительным увеличением количества пара. Продолжительность таких периодов составляла приблизительно 20 мин. Производительность скважины при открытом фонтанировании определялась объемным способом, т. е. по стоку воды, собиравшейся в ручей. Неоднократные замеры дебита дали одну и ту же величину, равную 10 *л/сек* (864 $м^3$/*сутки*).

Паратунские источники (три группы) находятся в 70 *км* к северо-западу от Петропавловск-Камчатского и приурочены к пойменным образованиям р. Паратунки. Паратунские ключи имеют небольшую температуру, колеблющуюся в зависимости от условий их выхода от 25 до 40°. На базе этих ключей построена небольшая лечебница. Местное население принимает горячие ванны непосредственно у выхода термальных вод в небольших ямах, где скапливается теплая вода.

Для изучения ресурсов термальных вод в этом районе Камчатское РайГРУ приступило к разведочному бурению. В настоящее время в районе Паратунских ключей пробурено несколько разведочных скважин, краткие сведения о которых следующие. Глубина скв. К-2 317 *м*; при испытании получен приток самоизливающейся воды с давлением на головке 1, 87 *ат*, дебит скважины 2 *л/сек*, температура пород на забое 57°. Глубина скв. К-3 465 *м*; при испытании ее получен приток переливающейся воды с давлением на головке 2 *ат*, дебит скважины 2,7 *л/сек*, температура пород на забое 63°. Забой скв. К-4 396 *м*, дебит ее 3 *л/сек*, давление на головке 1 *ат*, температура пород на забое 57°. Таким образом, пробуренные три разведочные скважины могут обеспечить суммарный максимальный дебит 7,7 *л/сек* или 665,3 $м^3$/*сутки*.

На площади Паратунской гидроразведки, где термальные воды приурочены к пористым разностям аллювиальных отложений, естественное тепловое поле значительно слабее, чем на Паужетских источниках.

Изучение геотермической обстановки Камчатки показывает, что в районе выходов горячих источников естественное тепловое поле весьма изменчиво как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Правда, имеющихся фактических материалов недостаточно для окончательных выводов, но пока что можно говорить о такого типа тенденциях. Материалы по геотермической обстановке зарубежных районов современной активной вулканической деятельности также свидетельствуют о большой изменчивости геотермического градиента как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Вместе с тем для всех этих районов характерно наличие высокотемпературных обстановок, начиная с поверхности; иногда температура возрастает до определенной глубины, после чего опять происходит ее снижение.

Характеристика геотермических режимов районов современной вулканической деятельности дана Б. И. Пийпом, В. В. Ивановым, В. В. Аверьевым и А. С. Нехорошевым в проекте работ по Паужетским источникам. Ниже приводятся краткие сведения из этой работы, касающиеся Италии, Новой Зеландии, Японии и США.

В Италии в наиболее разведанных Тосканских месторождениях Ларделло и Кастельнуово в мощной толще древних осадочных отложений (кварциты, известняки, сланцы и др.) максимальные температуры в 220—240° были получены уже на небольших глубинах, порядка 300—500 *м*, а ниже скважины, по-видимому, выходили из наиболее прогретых зон.

В месторождениях Флегрейские поля и Иския, заключенных в основном в вулканических породах, с глубиной температура все время возрастала и на максимально вскрытых глубинах (1800 *м*) достигла в Флегрейских полях 300° С и в Искии (на глубине 139—306 *м*) 142°.

В Новой Зеландии в пределах вулканической области Роторуа — Таупо, в районе Вайракей, разведочным бурением из толщи пемзовых отложений и нижележащих риолитовых туфов с глубины 450—960 *м* были выведены перегретые вода и пар с температурой до 260—270°. В пределах только главного разведочного участка размером примерно 2 × 0,5 *км* было пробурено более 20 скважин, которые установили наличие крайне низких геотермических ступеней — не более 5—6 *м/град*.

В Японии геотермические исследования, начатые несколько лет назад, в ряде районов также уже дали интересные результаты. Разведочным бурением в области Отаке на о. Кюсю в 1953 г. на высоте около 1000 *м* над уровнем моря вскрыты в мощной толще трещиноватых андезитов на глубине 300—400 *м* высоконапорные (до 7,8 *ат*) перегретые вода и пар с температурой до 184° на глубине и на выходе около 145°. Геотермическая ступень в пределах до 250 *м* была менее 3 *м/град*.

Таблица 32

Геотермические ступени на участках современной гидротермальной деятельности
(из работы Б. И. Пийпа, В. В. Иванова и др.)

Области	№ скв.	Глубина скважины, *м*	Интервал глубин, *м*	Интервал температуры, °С	Геотермическая ступень, *м/град*
Италия, Флегрейские поля	21	1207	0—80	96—112	5,0
			80—441	112—163	7,1
			441—600	163—200	4,3
			600—1207	200—233	18,4
			0—1207	96—233	9,0
	23 (около в. Сольфатара)	1840	0—1410	100—230	10,8
			1410—1800	230—300	5,6
			0—1800	100—300	9,0
О. Иския	Скважина в местности Фумароле	306	0—55	92—113	2,6
			55—114	113—135	2,7
			114—139	135—142	3,6
			0—139	92—142	2,8
Лардерелло [1]	То же	До 1600	0—200	100—190	2,2
			200—300	190—239	2,0
			0—500	100—241	3,5
Кастельнуово [1]	»	До 1100	0—200	100—193	2,1
			200—500	193—222	10,3
			0—500	100—222	4,1
Новая Зеландия, район Вайракей	4	450	15—87	75—98	3,1
	4/1		87—135	98—165	0,7
			135—237	165—185	5,1
			237—281	185—217	1,4
			281—450	217—263	3,7
			15—450	75—263	2,3
	11	До 600	115,5—265,5	130—214	2,0
			265,5—600	214—270	6,0
			115,5—600	130—270	3,5
Япония, о. Кюсю, область Отаке	3	400	35—85	92—134	1,2
			152—254	142—184	2,4
США, Иеллоустонский парк	3	—	20,5—73,5	123—205	0,6

[1] Для Лардерелло и Кастельнуово приведены средние приближенные данные геотермической ступени для глубин до 500 м, в пределах которых наблюдались значительные возрастания температур.

Наконец, в известном Иеоллоустонском национальном парке США, в районе выходов горячих источников и гейзеров, температура в риолитовых лавах на глубине 73,5 *м* достигала 205°, а геотермическая ступень до этих глубин выражалась ничтожной величиной 0,6 *м/град*.

Наиболее характерные геотермические данные по перечисленным выше областям приведены в табл. 32.

Несмотря на известную приближенность и условность указанных данных, они с очевидностью свидетельствуют о весьма малых геотермических ступенях, существующих на участках активной гидротермальной деятельности, не превышающих на глубинах до 500 *м*, как правило, 10 *м/град*, а в большинстве случаев даже 5 *м/град*.

Геотермический режим приповерхностных зон земной коры в районах современной активной вулканической деятельности и заглохшей в недавнем прошлом обусловливается тепловыми потоками, возникающими в результате внедрения в верхние слои земной коры магматической массы. Известно, что это внедрение может привести к прорыву всей мощности земной коры с образованием вулканических конусов различного типа или к образованию интрузивных тел на различных глубинных уровнях. В земной коре тепловые потоки, исходящие от магматических тел, распределяются прежде всего в зависимости от литологического состава пород. Однако в эту общую закономерность распределения тепловых полей существенный корректив вносится гидрогеологическими режимами, присущими тем или другим районам. В результате определенной направленности движения подземных вод, обусловливаемой в каждом отдельном случае особенностями геологического строения района, возникает локализованное направление тепловых потоков. Это в свою очередь приводит к образованию деформаций в контурах и размерах геотермических аномалий, возникших в зоне развития молодых вулканогенных образований, а также к образованию такого рода аномалий в районах, значительно удаленных от вулканических тел — источников тепла. Гидрогеологическими особенностями района обычно объясняется и своеобразное распределение высокотемпературных зон в вертикальном разрезе, когда по мере углубления в недра земли наблюдается понижение температуры пород, а не повышение.

Высокотемпературные очаги создают вокруг выходы фумарольных газов и источников горячей воды. В зависимости от интенсивности геотермических аномалий вода в недрах земли может находиться в жидком или парообразном состоянии и проявление источников этих вод на поверхности соответственно может быть различным. Следует отметить, что большое значение имеет и степень закрытости недр над резервуарами подземных вод, ибо в прямой зависимости от этого находятся возможность образования избыточных давлений и создание высоконапорных гидротерм при вскрытии таких вод или при выходе их на поверхность. Таким образом, форма существования парогидротерм на глубине и проявление их на поверхности обусловливаются прежде всего термодинамическими условиями.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ КАМЧАТСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Первой специальной работой, в которой описаны минеральные источники полуострова, была монография Б. И. Пийпа «Термальные ключи Камчатки» (1937 г.). В этой работе составы вод рассматривались в связи с геологическим строением районов выходов ключей. Б. И. Пийп выделял две генетические группы источников, связанные с изверженными породами кислого и основного состава. Признавая роль метеорных вод в формировании горячих источников Камчатки, Б. И. Пийп большинство вод этих источников относил к «свежим», связанным с молодой вулканической деятельностью и образовавшимся в значительной степени за счет ювенильных эманаций. Главной химической особенностью свежих вод является богатство хлор-

водородной кислотой, кремнеземом, щелочами. Содержание водами сульфатов Б. И. Пийп рассматривает как результат «метаморфизма» вод у поверхности, где серная кислота возникает при окислении сероводорода и сернистого газа. Другими проявлениями метаморфизма вод являются уменьшение содержания кремнезема, увеличение гидрокарбонатных ионов и замещение щелочных ионов щелочно-земельными (кальцием). Особенностью термальных вод Камчатки является богатство их мышьяком. Ювенильное происхождение мышьяка доказывается содержанием его в кратерных газах вулкана Авача и в фумарольных водах кальдеры Узон.

Сделанное Б. И. Пийпом разделение минеральных вод Камчатки на связанные с кислыми и основными породами, в настоящее время не может быть принято. Остальные же положения Б. И. Пийпа о связи источников с вулканизмом и метаморфизме минеральных вод у поверхности являются обоснованными, не потерявшими значения и сейчас.

Открытие бурно действующих гейзеров на Камчатке (Т. Н. Устинова, 1941 г.) привлекло внимание вулканологов к хлоридно-натриевым термам, свойственным гейзерам. Т. Н. Устинова и С. И. Набоко, изучавшие гейзеры, пришли к мнению о формировании вод гейзеров в толщах морских осадков и о последующем нагреве их у вулканических очагов. Вместе с тем С. И. Набоко отмечает, что объяснить происхождение хлора за счет магматических эманаций в этих водах было бы легко, так как хлор в изобилии выделяется с газами при извержениях и из лавовых потоков после извержений. Мышьяк, обычно присутствующий в натриево-хлоридных водах гейзеров, по С. И. Набоко имеет магматическое происхождение (1954 г.).

С 1950 по 1952 г. на Камчатке работала комплексная экспедиция Института курортологии под руководством В. В. Иванова, которая в последующие годы продолжала изучение минеральных источников Камчатки и Курильских островов. В основу классификации минеральных вод Камчатки В. В. Иванов положил их газовый состав. Он выделил среди них три главные группы: углекисло-сернистые метановые, углекислые и азотно-щелочные термы. Вулканический характер признавался лишь за первой группой. Углекислые воды подразделялись на две подгруппы: хлоридную, образование которой связано с морскими осадочными толщами, и гидрокарбонатную, связанную с выщелачиванием вулканических пород. Азотно-щелочные термы также подразделялись на две подгруппы: слабоминерализованные сульфатно-хлоридные и повышенно-минерализованные щелочно-хлоридные. В целом азотно-щелочные термы, по первоначальному мнению В. В. Иванова, ничем не отличаются от азотно-щелочных вод других областей Советского Союза. Богатство щелочных терм Камчатки мышьяком и металлическими примесями В. В. Иванов объясняет также выщелачиванием из окружающих вулканических пород (1953 г.).

В основу первой классификации минеральных вод Камчатки, проведенной В. В. Ивановым, была положена классификация вод, разработанная для невулканических районов. Эта попытка подверглась критике со стороны Г. М. Власова (1955, 1958 гг.), указавшего на факты резкого увеличения содержания хлора в кратерных водах действующих вулканов, в частности в кратерном озере вулкана Эбеко на о. Парамушире (Курильские острова). Когда В. В. Иванов убедился в справедливости этих фактов, он расширил пределы вулканических вод и отнес к ним в дополнение к сульфатным фумарольным водам также и сульфатно-хлоридную подгруппу азотно-щелочных терм. Сульфатные воды теперь рассматриваются им как образования поверхностной зоны вулканической обстановки, сульфатно-хлоридные — более глубокой зоны, куда поступают менее измененные вулканические эманации, в том числе хлор; термы эти обычно обогащены также фтором и бором, нередко примесями различных металлов. Другая подгруппа азотно-щелочных терм, так же как и преобладающее количество минеральных источников Камчатки других типов, по-прежнему рассматривается В. В. Ивановым как не связанная непосредственно с вулканическими процессами (1957, 1958 гг.).

Разделение минеральных вод вулканических районов по газовому составу, применяющееся В. В. Ивановым, не вполне удачно. Оно прежде всего не отражает в нужной степени генезиса вод. Азот в водах имеет преимущественно поверхностное происхождение, что доказывается как количественными соотношениями $\frac{Ar}{N_2}$, очень близкими к воздушному, так и другими фактами. В последней классификации В. В. Иванова азотные термы в генетическом отношении представляют разнородную группу, одна часть которой отнесена к вулканическим, другая — к невулканическим образованиям. Углекислота в минеральных водах Камчатки по общему признанию частично обязана угасающим вулканическим процессам, частично же накопляется в вулканических минеральных водах при взаимодействии с породами у поверхности. Метан, часто встречающийся в значительных количествах (например, 75% газового состава в Восточных Авачинских источниках), также имеет различное происхождение. Некоторое количество его могло образоваться при термометаморфизме пород, но какое-то количество его связано с биохимическими процессами, присущими нефтеносным областям. Об этом свидетельствует то, что среднее содержание (10,7%) метана в газах терм Камчатки более чем в 5 раз превышает содержание метана для терм Курильских островов (1,7%). Южнее в минеральных источниках Сахалинской нефтеносной области метан вновь появляется в значительных количествах. В некоторых горячих источниках вместе с метаном выходит и жидкая нефть (Саванские источники). Газирующие метаном источники часто содержат йод и нафтеновые кислоты (О. Н. Толстихин, 1958 г.).

Мнению В. В. Иванова о преимущественно термометаморфическом происхождении метана в минеральных водах большинства районов Камчатки противоречит отсутствие метана в наиболее высокотемпературных хлоридно-щелочных термах, в которых продукты термометаморфизма казалось бы должны были содержаться в наибольших количествах.

Неудобства классификации минеральных вулканических вод по газовому составу обусловлены также быстрой дегазацией вод у выходов на поверхность, затрудняющей определение истинного газового состава их. Такие газы, как HCl, B и другие, на значительной глубине при встрече подземных вод уходят из состава газов H_2S и SO_2 и быстро окисляются у поверхности. По этой причине, по-видимому, В. В. Иванов пришел к неверному выводу о том, что в камчатских термах сероводород встречается редко. Из сказанного выше видно, что в основу классификации вулканических вод следует принимать не содержание газов, а особенности ионного состава вод с дополнительным учетом и составом газов. К такой по существу классификации перешел и В. В. Иванов в своих последних работах, касающихся вулканических терм Камчатки и Курильских островов (1957, 1958 гг.).

С 1951 г. в течение ряда лет на Камчатке работала группа сотрудников Геологического управления № 5. Материалы о термальных источниках Камчатки были обобщены в 1958 г. О. Н. Толстихиным. Следуя В. В. Иванову, О. Н. Толстихин к вулканическим водам отнес, во-первых, сульфатно-хлоридные воды Курильских островов, которые, по его мнению, характеризуют раннюю фазу формирования вулканических вод, не проявленную на Камчатке, во-вторых, сульфатные термы, характеризующие среднюю фазу, и, наконец, продукты поздней поствулканической фазы с сульфатно-гидрокарбонатным составом вод. Наиболее высокотемпературные хлоридно-щелочные термы Камчатки О. Н. Толстихин рассматривает как нагретые морские соленые воды, которые были ранее захоронены в осадочных толщах. Обогащение хлоридно-щелочных вод мышьяком, бором, металлическими примесями он объясняет влиянием магматических процессов. В работе О. Н. Толстихина содержатся противоречия. Он отрицает проявления на Камчатке сульфатно-хлоридных вулканических терм и в то же время указывает Апапельский источник сульфатно-хлоридного типа как возможный пример отработанных рудоносных гидротерм. Защищаемое О. Н. Толстихиным мнение об отсут-

ствии на Камчатке ранних фаз формирования вулканических вод (сульфатно-хлоридного состава) не согласуется с большой активностью здесь вулканических процессов, а также с неоднократно наблюдавшимися на Камчатке выделениями при извержениях вулканов значительных количеств хлора. Ошибкой О. Н. Толстихина является вывод о малоперспективности района г. Петропавловска в отношении получения горячих вод. Основанием для этого вывода явилось неправильное предположение о том, что г. Петропавловск расположен на юго-восточном погружении домезозойских пород, бесперспективных в отношении горячих вод.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГИДРОТЕРМ КАМЧАТКИ

Генетическая классификация термальных вод Камчатки в настоящее время еще недостаточно разработана и единого взгляда среди исследователей по этому вопросу пока не установлено. В то же время выработка научно

Таблица 33

Основные виды современной гидротермальной деятельности Камчатки

Основные виды деятельности	Основные типы	Температура, °С	Основные компоненты		Условия формирования
			газового состава	ионно-солевого состава	
Выходы вулканических (фумарольных) газов	Высокотемпературные (хлористо-углекислые)	Сотни градусов	Cl, F, CO, CO_2, H_2S, SO_2, H, NH_3, CH_4, (N_2+O_2)	—	В магматической и термометаморфической обстановке
	Низкотемпературные (сероводородно-углекислые)	100—150	CO_2, H_2S, иногда CH_4	—	То же
Выходы термальных вод	Сернисто-углекислые	80—100	CO_2, H_2S, иногда CH_4	SO_4, Cl, H, Fe, Al, NH_4, H_2SiO_3, HBO_2	В окислительной обстановке, в сфере воздействия вулканических газов
	Углекислые	30—75	CO_2	HCO_3, Cl, SO_4, Na, Ca, H_2SiO_3	В зоне воздействия термометаморфических процессов
	Азотно-щелочные	50—100	N_2+редкие газы	Cl, SO_4, Na, H_2SiO_3	В восстановительной обстановке, вне генетической связи с вулканическими явлениями
Выходы паровых струй	Глубинные	Около 100	Следы CO_2, N_2	—	В результате перехода в пар (подземного кипения) глубинных перегретых напорных вод
	Поверхностные	100	N_2+O_2	—	В результате перехода в пар в нагретых горных породах нисходящих холодных вод

обоснованной методики разведки термальных вод для электрификации и теплофикации населенных пунктов приобретает сейчас особо важное значение в народном хозяйстве области. Кроме того, генезис термальных вод является одним из определяющих факторов при решении проблемы термального рудообразования. Учитывая большое практическое значение рассматриваемого вопроса, в настоящем очерке излагается краткая характеристика основных типов гидротерм по материалам различных исследователей.

Проявление современной гидротермальной деятельности на Камчатке (по Б. И. Пийпу, В. В. Иванову и др.) происходит в следующих трех основных формах:

1) выходах горячих вулканических (фумарольных) газов;
2) выходах термальных вод разнообразного состава и генезиса;
3) выходах паровых струй.

В табл. 33 дана сводная краткая характеристика этих форм по данным упомянутых выше авторов.

Не останавливаясь на характеристике фумарольных газов, мы кратко охарактеризуем выходы термальных вод и паровых струй по работе Б. И. Пийпа, В. В. Иванова и др.

СЕРНИСТО-УГЛЕКИСЛЫЕ ФУМАРОЛЬНЫЕ ПАРОГИДРОТЕРМЫ

В составе парогидротерм этого типа В. В. Ивановым выделяются два основных подтипа — воды глубинного и воды поверхностного формирования. Термальные воды первого подтипа формируются под непосредственным воздействием вулканических газов вблизи современных вулканических очагов. Воды глубинного формирования в представлении этого исследователя образуются путем насыщения подземных вод на относительно большой глубине высокотемпературными вулканическими газами (ClO, H_2S, CO_2 и др.), в результате чего они и приобретают хлоридно-сульфатный состав. Воды второго подтипа образуются за счет насыщения грунтовых, поверхностных и неглубоко залегающих вод сернисто-углекислыми вулканическими газами, уже «профильтрованными» через глубинные воды. Эти воды имеют сульфатный состав. В. В. Иванов считает, что на Камчатке пока выявлены только сульфатные гидротермы, воды же подтипов распространены на Курильских островах.

Все известные фумарольные термы Камчатки образуются непосредственно на участках выхода фумарольных газов и представляют собой то небольшие поверхностные ручейки и озерки, то разнообразные кипящие источники и бурлящие водоемы, то грязевые воронки и котлы, заполненные жидкой глиной и продуктом разрушения окружающих горных пород. Дебит большинства таких источников небольшой, но в некоторых случаях они в сумме образуют довольно мощные потоки кислых горячих вод.

По химическому составу рассматриваемые термы характеризуются рядом специфических особенностей: минерализация их небольшая (менее 2 *г/л*), сульфаты, образовавшиеся в этих водах за счет окисления сернистых газов (H_2S, SO_2), составляют от 85 до 100 *мг-экв*; благодаря наличию свободной серной кислоты воды эти имеют резко кислую реакцию: в составе катионов наряду с H^+, Fe^{2+} и Al^{3+}, как правило, присутствует ион NH_4^+ иногда в количествах до 100 *мг-экв* всех катионов. Присутствие значительного количества аммония, придающего водам необычный сульфатно-аммонийный состав, а в газовой составляющей метана (CH_4) является специфической особенностью фумарольных вод Камчатки, отличающей их от аналогичных вод Курильских островов.

По абсолютному возрасту фумарольные термы являются в полном смысле слова современными водами, имеющими узкоочаговое распространение только в районах действующих вулканов. По мере удаления этих вод от активных фумарольных участков их характерные особенности в результате взаимодействия с горными породами постепенно сглаживаются и исчезают.

Крупными и характерными представителями фумарольных термальных вод и связанных с ними газо-паровых струй являются, в частности, Верхне- и Нижне-Кошелевские источники в южных районах Камчатки. Образуются они на участках мощных выходов горячих паров и газов в разрушенном кратере и на склоне вулкана Кошелева на высоте около 1300 *м* над уровнем моря.

Из табл. 34 и 35 видно, что газовый и ионный состав вод, так же как и образование их за счет атмосферных поверхностных и грунтовых вод, позволяет отнести их к подтипу фумарольных терм поверхностного формирования.

Основным компонентом газового состава вод является CO_2; содержание углекислоты достигает обычно 70—90% и она является обязательной частью всех газов вулканического и термометаморфического происхождения.

Сероводород в исследованных газах нигде обнаружен не был; если он в самих водах и содержится, то в совершенно ничтожных количествах, о чем свидетельствует, во-первых, отсутствие у источников характерного запаха, во-вторых, отсутствие на поверхности отложений серы, что всегда наблюдается у выхода типичных сернистых фумарол.

Вместе с тем на некоторой глубине в поднимающихся фумарольных газах компоненты группы серы — H_2S и SO_2, очевидно, должны в незначительных количествах присутствовать, так как только окислением их может быть объяснен чисто сульфатный состав всех кислых термальных вод, образующихся на участках выхода вулканических газов.

Весьма характерно присутствие метана во всех газах термальных источников района. Метан является обычным компонентом всех фумарольных терм Камчатки, но, как правило, отсутствует в азотно-щелочных термах.

Таблица 34

Состав свободновыделяющихся газов фумарольных терм Южной Камчатки
(аналитик Н. С. Красникова)

Источники	Время взятия пробы	Температура воды, °С	Компоненты, % объемн.				Кем взяты пробы
			CO_2	H_2S	CH_4	N_2 + редкие газы	
Верхне-Кошелевские (грязевой котел)	5/VI 1952 г.	92,5	90,62	Не обнаружено	1,07	8,27	С. И. Набоко
Нижне-Кошелевские (кипящее озеро)	23/VIII 1951 г.	97,8	66,02		24,79	9,19	Г. А. Гансовской
Северо-Камбальные (грязевой водоем)	7/VIII 1955 г.	85	91,79	Не обнаружено	0,45	7,76	А. С. Нехорошевым
Северо-Камбальные (грязевая воронка)	7/VII 1955 г.	95	92,76	То же	0,41	6,83	В. В. Ивановым
Южно-Камбальные	2/IX 1955 г.		90,62	0,82	5,51	3,05	А. С. Нехорошевым
Восточно-Паужетские (грязевой котел)	19/X 1950 г.	100	73,60		3,20	21,20	В. В. Ивановым
Восточно-Паужетские (водяная воронка)	1955 г.		82,40	Не обнаружено	2,37	15,23	А. С. Нехорошевым
Паужетские, Источник Центральный, грифон	18/X 1950 г.	100		44,79	1,25	53,96	В. И. Ивановым
Источник Южный	1955 г.		73,73	Не обнаружено	2,03	24,24	А. С. Нехорошевым

Таблица 35

Краткая сравнительная характеристика ионного состава фумарольных терм Южной Камчатки

Источники	Дата обследования	Температура воды, °С	Формула ионного состава	pH	Кем взяты пробы и выполнение анализа
Верхне-Кошелевские (грязевой котел)	5/VIII 1951 г.	92,5	$M_1 \frac{SO^4_{99}}{NH^4_{45}(Na+K)_{26}Ca_{16}}$	4,3	Г. А. Гансовской, Е. Ф. Прокофьевой
Нижне-Кошелевские (грязевое озеро)	25/VIII 1951 г.	97,8	$M_3 \frac{SO^4_{98}}{2(NH_4+Na+K)_{50}Ca_{34}Mg}$	5,5	То же
Нижне-Кошелевские (кипящая воронка)	1955 г.	98	$M_0 \frac{SO^4_{92}}{3Ca_{58}NH^4_{20}(Na+K)_{15}}$	7,6	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Южно-Камбальные (водяная воронка I)	2/IX 1959 г.	90	$M_{2,0} \frac{SO^4_{98}}{NH^4_{85}}$	6,6	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Южно-Камбальные II	2/IX 1959 г.	91	$M_{2,0} \frac{SO^4_{96}}{NH^4_{72}Ca_{17}}$	6,5	То же
Южно-Камбальные III (водяная воронка)	7/VIII 1959 г.	80	$M_{0,7} \frac{SO^4_{82}HCO^3_{15}}{NH^4_{65}Ca_{30}}$	6,2	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Северо-Камбальные I (грязевой водоем)	7/VIII 1959 г.	85	$M_{0,8} \frac{SO^4_{100}}{NH^4_{46}Ca_{22}}$	—	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Северо-Камбальные II (грязевой водоем)	7/VIII 1955 г.	95	$M_{0,6} \frac{SO^4_{74}HCO^3_{17}}{Ca_{53}NH^4_{32}}$	7,0	В. В. Ивановым, Е. П. Рябичкиной
Восточно-Паужетские (главный источник)	19/X 1950 г.	100	$M_{0,6} \frac{SO^4_{89}}{(NH_4+Na+K)_{63}Ca_{30}}$	6,8	В. В. Ивановым, Е. Ф. Прокофьевой
Восточно-Паужетские (грязевой котел)	19/VIII 1953 г.	—	$M_{1.5} \frac{SO^4_{99}}{NH^4_{54}Al_{15}}$	3,4	С. И. Набоко
Восточно-Паужетские (парящий грифон)	16/VIII 1955 г.	100	$M_{0,2} \frac{SO^4_{72}}{NH^4_{30}Ca_{29}Mg_{21}}$	7,5	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Паужетские (грязевое озеро)	1960 г.	60	$M_{0,6} \frac{SO^4_{93}}{(Na+K)_{57}Ca_{31}}$	6,2	В. В. Ивановым, Е. Ф. Прокофьевой
Восточно-Паужетские (грязевое озеро)	29/VII 1955 г.	65	$M_{0,4} \frac{SO^4_{78}Cl_{20}}{(Na+K)_{71}H^4_{15}}$	5,8	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Восточно-Паужетские (источник «Южный»)	1955 г.	92	$M_{0,4} \frac{SO^4_{88}}{NH^4_{67}(Na+K)_{13}}$	5,7	То же

Присутствие его во всех источниках Озерновского района и к северу от него (в районе р. Галыгиной) и особенно в значительных количествах в зоне, прилегающей к побережью, позволяет говорить об общей метаноносности района, связанной, возможно, с толщей третичных осадочных отложений.

Таблица 36

Содержание метана в свободных газах различных термальных источников юго-западной части Камчатки

Западная часть района		Восточная часть района	
источники	CH_4, %	источники	CH_4, %
Нижне-Кошелевские . . .	24,8	Верхне-Кошелевские . . .	1,1
Сивучинские	9,2—15	Паужетские	1,3—2,1
Озерновские	19,5	Восточно-Паужетские . . .	2,4—3,2
		Южно-Камбальные	5,5
		Северо-Камбальные	0,4

Кроме метана (табл. 36), во всех исследованных газах содержится значительная примесь азота (от 8 до 24%), вероятно, в основном воздушного происхождения.

По ионному составу все рассматриваемые группы термальных вод (табл. 35) характеризуются довольно однообразными чертами: это обычно чисто сульфатные, кислые, с невысокой минерализацией (до 1, реже до 3 *г/л*) воды с разнообразным катионным составом, определяющимся процессами взаимодействия кислых сульфатных вод с окружающими породами; содержание хлоридов в водах ничтожно мало: в Кошелевских источниках оно не превышает 14—27 *мг/л*, в Камбальных еще меньше. Бор во всех этих водах отсутствует.

Наряду с обычными катионами — Na, K, Ca, Mg и др. — характерным компонентом почти всех описываемых групп терм является NH_4, содержание которого в абсолютных количествах достигает 100 *мг/л*, а в процентном отношении 70—85% всех катионов.

Присутствие в рассматриваемых водах больших количеств аммония резко отличает фумарольные термы от всех иных генетических типов термальных вод Камчатки и других областей, так как ни в каких других термах аммоний в таких количествах не содержится (табл. 37).

Таблица 37

Содержание аммония в различных термальных водах юго-западной части Камчатки

Типы вод и источники	NH_4, *мг/л*	Типы вод и источники	NH_4, *мг/л*
Фумарольные термы		*Углекислые термы*	
Верхне-Кошелевские . . .	До 100	Сивучинские	7,2
Южно-Камбальные	До 250	Тепловские	Не обнаружено
Северо-Камбальные	До 100		
Паужетские (кислые) . . .	До 60	Теплое озеро	0,7
		Курильские	0,2
		Азотно-щелочные термы	
		Озерновские	1,2
		Паужетские	Не обнаружено

УГЛЕКИСЛЫЕ ГОРЯЧИЕ И ТЕПЛЫЕ ВОДЫ

На Камчатке воды этого типа широко распространены. Формирование их связано не только с современными вулканическими процессами, но и с более древними раннечетвертичными и позднечетвертичными. Углекислые воды приурочены главным образом к Восточно-Камчатской вулканической зоне и в меньшей мере к районам Срединного хребта. Они встречаются также в южных районах Камчатки, к числу которых, в частности, относятся источники Сивучинский, Тепловский и Теплое озеро.

Формирование углекислых вод приурочено к зонам затрудненного водообмена, т. е. к структурам закрытого и полузакрытого типов. Температура этих вод в поверхностных условиях обычно невысокая и изменяется в пределах 35—79°. Химический состав их обусловливается главным образом процессами выщелачивания воднорастворимых солей из вмещающих пород и в существенно меньшей степени ассимиляцией погребенных морских вод в отложениях третичной системы. По Б. И. Пийпу, В. В. Иванову и др. (1957 г.) среди напорных глубокой циркуляции углекислых терм Камчатки по ионному составу выделяются воды двух подтипов. К первому подтипу относятся воды с преобладанием среди анионов гидрокарбонатов (до 2 *г/л*), незначительным содержанием хлоридов (до 0,25 *г/л*) и минерализацией до 4,5 *г/л*. Ко второму подтипу отнесены воды с преобладанием среди анионов хлоридов (до 3 *г/л*), меньшим содержанием гидрокарбонатов (до 1,1 *г/л*), с более высокой минерализацией — до 7,5 *г/л*, с отношением $\frac{Cl}{Br}$, близким к морскому. Катионный состав обеих групп вод натриевый или кальциево-натриевый. Основным компонентом газового состава этих вод является CO_2, содержание которого достигает 90—97% и в небольшом количестве содержатся азот и метан.

Для примера в табл. 38 приведена краткая характеристика ионного состава углекислых вод некоторых источников на юге Камчатки. Энергетического значения эта группа гидротерм в представлении упомянутых выше авторов не имеет.

Таблица 38

Краткая характеристика ионного состава углекислых вод некоторых источников на юге Камчатки

Источники	Дата обследования	Температура воды, °С	CO_2, *г/л*	Формула ионного состава	pH	Кем проведено обследование и выполнение анализа
Сивучинский	26/VIII 1951 г.	47,7	0,302	$M_1 \frac{SO^4_4Cl_{39}}{6\,(Na+K)_{59}Ca_{22}}$	5,8	Г. А. Гонсовской Е. Ф. Прокофьевой
Сивучинский	28/IX 1955 г.	48,0	0,647	$M_1 \frac{SO^4_{49}Cl_{34}}{9\,(Na+K)_{69}Ca_{28}}$	6,1	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Тепловские	1952 г.	20,0	0,301	$M_{0,4} \frac{HCO^3_{62}Cl_{22}}{Ca_{43}\,(Na+K)_{36}\,Mg_{21}}$	5,1	Экспедицией Министерства геологии
Курильские	1955 г.	—	—	$M_{0,8} \frac{HCO^3_{43}SO^4_{34}Cl_{23}}{(Na+K)_{74}Ca_{14}}$		Е. П. Рябичкиной
Теплое озеро	3/IX 1955 г.	25,5	1,217	$M_{1,5} \frac{HCO^3_{74}SO^4_{18}}{Mg_{49}Ca_{33}}$	6,2	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной

АЗОТНО-ЩЕЛОЧНЫЕ СЛАБОМИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ТЕРМЫ

Эти воды являются инфильтрационными трещинного типа атмосферного происхождения. Химический состав их формируется за счет выщелачивания водорастворимых солей из вмещающих пород в условиях активного водообмена. В случае попадания вод этого типа в зоны высокотемпературных аномалий они приобретают характер, свойственный для гидротерм, т. е. приобретают высокую температуру (70—100°). Минерализация этих вод обычно невысокая, в пределах до 1,5 *г/л*. Дебит большинства источников не превышает 10 *л/сек*.

В табл. 39 приведен химический состав газовой фазы этих вод.

Таблица 39

Состав свободных газов озерновских и некоторых других щелочных терм Южной Камчатки

(по Б. И. Пийпу, В. В. Иванову и др., 1957 г.)

Источники	Дата взятия пробы	Температура воды, °С	Компоненты, % объемн.				Кем взяты пробы
			CO_2	H_2S	CH_4	N_2 + редкие газы	
Озерновские	21/VII 1956 г.	80,0	0,46	Не обследован	19,5	80,04	А. С. Нехорошевым
Верхне-Галыгинские	1937 г.	76,8	0,60	То же	Следы	99,40	Б. И. Пийпом
Начикинские	20/IX 1950 г.	80,6	0,80	»	Не обследован	99,20	В. В. Ивановым

Наиболее характерной чертой для газовой составляющей вод рассматриваемого типа является резко преобладающее по сравнению с другими газами содержание азота явно воздушного происхождения. Метан встречается только в Озерновских источниках там, где воды соприкасаются с мощными осадочными толщами.

Таблица 40

Краткая характеристика ионного состава озерновских и некоторых других щелочных терм Южной Камчатки

(по Б. И. Пийпу, В. В. Иванову и др., 1957 г.)

Источники	Дата обследования	Температура воды, °С	Формула ионного состава	pH	Кем произведено обследование и выполнение анализа
Озерновские	20/IX 1950 г.	85,5	$M_{1,2}\frac{SO^4_{58}Cl_{34}}{(Na+K)_{49}Ca_{48}}$	8,6	В. В. Ивановым, Е. Ф. Прокофьевой
»	23/VIII 1955 г.	85,0	$M_{1,4}\frac{SO^4_{65}Cl_{33}}{(Na+K)_{57}Ca_{40}}$	8,2	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Верхне-Голыгинские	1937 г.	76,8	$M_{1,0}\frac{SO^4_{69}Cl_{25}}{(Na+K)_{77}Ca_{19}}$	7,6	Б. И. Пийпом, А. А. Резниковым
Начикинские	20/IX 1950 г.	80,6	$M_{1,1}\frac{SO^4_{59}Cl_{31}}{(Na+K)_{90}}$	8,4	В. В. Ивановым, Е. Ф. Прокофьевой

В ионном составе вод этого типа (табл. 40) преобладают анионы — SO_4'' и Cl, и катионы — (Na+K) и Mg". Такой химический состав является характерным для вод зоны активного водообмена. Воды имеют четко выраженный щелочной характер, поэтому их относят к типично щелочным термам.

В табл. 41 дано содержание микрокомпонентов в некоторых щелочных термах Южной Камчатки. Термальные воды этого типа на Камчатке распространены весьма широко.

Таблица 41

Содержание микрокомпонентов в озерновских источниках и некоторых других щелочных термах Южной Камчатки

(по Б. И. Пийпу, В. В. Иванову и др., 1957 г.)

Источники	F, *мг/л*	Br, *мг/л*	NH_4, *мг/л*	H_2S, *мг/л*	H_2SiO_3, *мг/л*	HBO_2, *мг/л*
Озерновские	1,2	0,2	1,3	18,0	111,8	40,0 (?)
Верхне-Голыгинские	—	—	Следы	Не обнаружено	97,5	11,3
Начикинские	2,0	0,1	Не обнаружено	То же	109,0	18,7

ПАРОВОДЯНЫЕ СТРУИ

(*Азотно-щелочные перегретые воды и пары*)

Перегретые воды (парогидротермы) по сравнению с рассмотренными типами гидротерм на Камчатке развиты сравнительно слабо. Характерной чертой парогидротерм является очень высокая температура, достигающая в недрах 200° и больше и на поверхности до 100°. Характер выделения на поверхности — бурнокипящий с большим выделением пара, температура которого на выходе достигает 102°; иногда источники этого типа имеют фонтанирование гейзерного типа. Дебиты источников обычно высокие. В связи с перегретым состоянием вод последние обычно бывают насыщены кремнекислотой, содержание которой иногда достигает 250—330 *г/л*. На месте выходов этих вод из-за снижения температуры образуется скопление кремнистых осадков, иногда в весьма причудливых формах. Известно, что содержание кремнекислоты может служить показателем степени термальности подземных вод.

Формирование парогидротерм, видимо, связано с глубокими зонами земной коры в районах современного вулканизма, сильно перегретыми и с резко восстановительной средой. При пересечении этих зон крупными разломами создаются необходимые условия для интенсивной разгрузки запасов глубоких термальных вод. Парогидротермы вследствие водообильности и большого содержания тепловой энергии представляют большой интерес для использования их в энергетических целях. К такому типу парогидротерм относятся Камчатские гейзеры, Киреунские источники и паужетская группа ключей.

Химический состав Камчатских и некоторых других парогидротерм (в том числе зарубежных) представлен в табл. 42 и 43.

Воды парогидротерм обычно имеют повышенную минерализацию (порядка 2—3,2 *г/л*) с резко выраженным хлоридно-натриевым составом (табл. 44).

Из табл. 44 видно, что содержание сульфатов по сравнению с хлоридами весьма незначительно. Отношение $\frac{Cl}{Br}$ близко к его значению для морских вод. Происхождение химического состава вод до сих пор осталось невыясненным; полагают, что в их формировании определенное значение

имеют метаморфизованные погребенные морские воды. По В. В. Иванову в общем балансе этих вод инфильтрационные атмосферные воды составляют не менее 85—90%. Для вод Камчатки вообще характерно высокое содержание сульфатов. Низкое их содержание в данном случае связано, видимо, не с их отсутствием в исходных водах, а с потерей сульфатов в резко восстановительной высокотемпературной обстановке в глубоких зонах земной коры в области активного вулканизма. В сильно восстановительной обстановке анион SO_4 неустойчив и подвергается разложению с отщеплением кислорода. Придя к такому выводу, В. В. Иванов согласился со взглядами Д. С. Коржинского (1940 г.), А. Д. Бетехтина (1953 г.) и ряда других исследователей, подчеркивавших исключительную роль концентрации кислорода для направления многих геохимических процессов в земной коре. А. Д. Бетехтин указывал,

Таблица 42

Краткая характеристика ионного состава камчатских и некоторых других термальных источников

(из работы Б. И. Пийпа, В. В. Иванова и др.)

Источники	Дата обследования	Температура воды, °С	Формула ионного состава	pH	Кем выполнен анализ
Камчатка					
Паужетские (Парящий № 1)	18/X 1950 г.	100,6	$M_{3,2}\frac{Cl_{94}}{(Na+K)_{92}}$	8,4	В. В. Ивановым, Е. Ф. Прокофьевой
То же	8/IX 1955 г.	100,5	$M_{3,2}\frac{Cl_{93}}{(Na+K)_{86}}$	8,2	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Паужетские (гейзер № 1)	15/X 1950 г.	102	$M_{3,0}\frac{Cl_{93}}{(Na+K)_{89}}$	8,4	В. В. Ивановым, Е. Ф. Прокофьевой
То же	8/IX 1955 г.	101	$M_{3,2}\frac{Cl_{93}}{(Na+K)_{88}}$	8,2	А. С. Нехорошевым, Е. П. Рябичкиной
Гейзерные (гейзер Великан)	27/IX 1951 г.	98,9	$M_{2,2}\frac{Cl_{83}}{(Na+K)_{94}}$	8,7	В. В. Ивановым, С. С. Крапивиной
Остров Кунашир					
Горячий пляж	25/IX 1954 г.	100	$M_{4,6}\frac{Cl_{96}}{(Na+K)_{93}}$	8,1	В. В. Ивановым, С. С. Крапивиной
Новая Зеландия					
Район Вайракей, скв. 4	—	—	$M_{3,9}\frac{Cl_{97}}{(Na+K)_{95}}$	8,6	По S. H. Wilsoniy (1955 г.)
США					
Иеллоустонский парк .	—	Кипящий	$M_{1,4}\frac{Cl_{71}CO^{3}_{19}}{(Na+K)_{99}}$	9,0	По D. I. Iout'y (1953 г.)

Таблица 43

Содержание микрокомпонентов в камчатских и некоторых других источниках
(по Б. И. Пийну, В. В. Иванову и др.)

Источники	P, *мг/л*	Br, *мг/л*	NH_4, *мг/л*	As, *мг/л*	H_2SiO_3, *мг/л*	HBO_2, *мг/л*	H_2S, *мг/л*
Камчатка							
Паужетские							
Парящий № 1	0,8	3,2	0,4	0,4	246,0	150,0	Не обнаружено
Гейзер 1	0,8	2,7	—	0,5	249,0	—	То же
Гейзерные							
Гейзер Великан	—	1,3	Не обнаружено	0,1	332,5	84,0	»
о. Кунашир							
Горячий пляж							
Главный источник	0,9	3,4	0,3	0,4	309,4	104,8	»
Новая Зеландия							
Район Вайракей, скв. 4	6,0	—	0,9	—	502,0	106,0	0,9
США							
Иеллоустонский парк							
Гейзер Старый Друг	22,0	—	—	—	—	—	—

Таблица 44

Содержание Cl и SO_4 и характерные ионные отношения в камчатских и некоторых других термальных источниках
(по Б. И. Пийну, В. В. Иванову и др.)

Источники	F, *мг/л*	Cl, *мг/л*	SO_4, *мг/л*	$\frac{Cl}{SO_4}$	$\frac{Na+K}{Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$
Камчатка						
Паужетские						
Парящий № 1	3,2	1684,0	83,1	27,5	0,98	527
Гейзер № 1	3,0	1496,0	103,8	19,5	0,95	550
Гейзерные						
Гейзер Великан	2,2	858,8	113,5	10,3	1,13	Среднее 338
Хлоридно-сульфатные щелочные термы Камчатки (среднее для десяти источников)	До 1,5	150,0	400,0	0,5	2,57	1100
о. Кунашир						
Горячий пляж						
Главный источник	4,6	2354,5	54,2	58,8	0,97	Среднее 735
Новая Зеландия						
Район Вайракей, скв. 4	3,9	1927,0	35,0	74,8	0,97	—
США						
Иеллоустонский парк						
Гейзер Старый Друг	1,4	435,0	21,0	28	1,40	—
Морская вода	35,0	19300,0	2700,0	9,7	0,87	300

что «... в более глубоких горизонтах процессы окисления в какой-то мере могут совершаться при помощи вадозных вод, содержащих какие-то количества растворенного кислорода или комплексные кислородные анионы, например SO_4^{2-}, способные в восстановительных условиях отдавать кислород.»

Насыщение газом вод паротерм сравнительно небольшое. Основным компонентом растворенных газов в этих водах является азот.

Таблица 45

Состав свободно выделяющихся газов источников Камчатки и о. Кунашир
(аналитик И. С. Красникова)

Источники	Дата опробывания	Температура воды, °С	Газ	Компоненты, % объемн.				Кем взяты пробы
				CO_2	H_2S	CH_4	N_2 + редкие газы	
Камчатка								
Паужетские								
Гейзер № 2 . . .	12/VIII 1951 г.	98,6	Свободный	3,5	Не обнаружено	2,07	94,43	Г. А. Гонсовской
о. Кунашир								
Горячий пляж								
Главный источник	17/IX 1953 г.	101,0	Свободный	13,85	Не обнаружено	21,77	64,98	В. В. Ивановым

В водах источников «Горячий пляж» на о. Кунашир содержится до 22% метана, видимо, полученного из осадочных отложений. Содержание углекислоты сравнительно небольшое. Весьма характерно отсутствие сероводорода.

Иную классификацию камчатских гидротерм предложил Г. М. Власов (1959 г.). По геологическим условиям областей формирования минеральных вод и их выхода Г. М. Власов выделяет следующие три группы.

1. Горячие источники, приуроченные к площадям современного или недавнего вулканизма.

2. Холодные железисто-углекислые источники, распространенные в областях древних кристаллических и метаморфических пород.

3. Холодные хлоркальциевые и гидрокарбонатно-щелочные источники, связанные с осадочными, в том числе нефтеносными, толщами.

Площади с выходами горячих минеральных вод соответствуют Восточному и Срединному вулканическим поясам. Относительно небольшое число горячих источников находится на восточных вулканических полуостровах. Срединный вулканический пояс представляет область почти угасшего вулканизма; температура горячих источников здесь колеблется от 50 до 75°. Восточный вулканический пояс является областью активного современного вулканизма и температура источников здесь соответственно выше (60—100°).

Выходы железисто-углекислых вод (с температурой 3—10°) отчетливо локализованы на площади Срединного массива древних пород и на его подземном северном продолжении. Этот район представляет собой провинцию холодных углекислых вод типа нарзан. Площадь Ганальского выступа древних кристаллических и метаморфических пород является продолжением этой провинции на юго-восток, но из-за наложения на этот выступ вулкани-

ческих процессов Восточного пояса здесь имеет место «подогрев» углекислых вод и смешение их с фумарольными вулканическими водами. Благодаря этому между р. Авачей и истоками рек Камчатки и Быстрой Плотниковской образовался район своеобразных углекислых термальных относительно низкотемпературных (30—70°) вод.

Холодные хлоркальциевые и гидрокарбонатно-щелочные источники приурочены к Центрально-Камчатскому и Восточно-Камчатскому прогибам, выполненным третичными осадочными и туфогенно-осадочными толщами, причем наибольшее число источников наблюдается на участках, нарушенных разломами. В Западно-Камчатском прогибе известны только единичные источники подобных вод, так как геологическая структура его представлена преимущественно в виде моноклинального бассейна с пологим наклоном слоев на запад и сравнительно небольшим количеством крупных разломов. Такая структура способствует формированию глубинных артезианских бассейнов минеральных вод и затрудняет разгрузку вод на поверхность. Там, где имеются крупные разломы, появляются и холодные минеральные источники (р. Крутогорова, район бухты Подкагерной).

Холодные железисто-углекислые источники, очевидно, связаны с кристаллическими и метаморфическими породами и областью давно угасшего вулканизма. Специфические хлоркальциевые и хлоридно-карбонатно-щелочные воды не имеют отношения к вулканическим процессам и представляют пластовые воды глубокого формирования, связанные с осадочными морскими толщами.

Значительные трудности представляет вопрос о генезисе горячих источников, являющихся сложной разнородной группой.

В этой группе Г. М. Власов выделяет следующие типы «свежих» вод: 1) сульфатные термы, 2) сульфатно-хлоридные (и хлоридные) термы, 3) хлоридно-щелочные термы. Широко распространенные на Камчатке сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные горячие воды не являются четко выраженными типами и представляют различные по генезису образования (смешанные «свежие» и метаморфизованные термы).

СУЛЬФАТНЫЕ ТЕРМЫ

Горячие минеральные воды этого типа очень распространены и вулканический характер их признается всеми исследователями. По В. В. Иванову сульфатные фумарольные термы формируются в поверхностных горизонтах вулканических пород при насыщении грунтовых вод вулканическими газами, уже «профильтрованными» на глубине через подземные воды. В зависимости от водообильности в больших пределах изменяются кислотность и общая минерализация их. Температура вод колеблется от 50 до 98°. У выходов источников при окислении сероводорода и сернистого газа отлагается сера. Сульфатные термы обычно группируются вдоль разломов на склонах, реже у подножьев вулканов, находящихся в состоянии сольфатарной деятельности.

Сульфатно-хлоридные термы. Эти воды от сульфатных отличаются более высокой температурой (около 100°), значительным содержанием хлора, иногда фтора, кремнезема, различных металлических примесей, а также сильно кислой реакцией. В. В. Иванов отмечает незначительное содержание газов на небольшом расстоянии от выводных каналов, что он объясняет удалением значительной части газов из высокотемпературных вод еще до выхода их на поверхность.

Сульфатно-хлоридные воды по В. В. Иванову формируются в более высокотемпературных условиях, чем сульфатные, при насыщении подземных вод вулканическими газами в наиболее интенсивную стадию деятельности вулканов, характеризующуюся выделением больших количеств галогенных кислот. Сульфатно-хлоридные воды в основном распространены в кратер-

ной и прикратерной частях вулканов (например, в кратерных озерах). Нередко кратеры с сульфатно-хлоридными водами окаймляются выходами сульфатных вод.

Утверждение В. В. Иванова о том, что сульфатно-хлоридные термы встречаются только на Курильских островах и не зарегистрированы до сих пор на Камчатке, не обосновано. Активность вулканов Камчатки и значительное количество хлора, выделяемого ими при извержениях, не согласуются с отсутствием сульфатно-хлоридных терм на Камчатке. В действительности они довольно широко распространены, но кратерные воды вулканов Камчатки почти не изучены. Распространенные же на Камчатке сульфатно-хлоридные термы, выходящие в удалении от кратеров и содержащие углекислоту, В. В. Иванов ошибочно относит к другим типам вод. Приняв за главный признак классификации вод содержание газов, он отнес даже очень малометаморфизованные и разбавленные сульфатно-хлоридные термы в хлоридную подгруппу углекислых источников Камчатки. К этой группе принадлежат Налычевские, Краеведческие, Тимоновские и ряд других источников, все прочие особенности которых соответствуют группе сульфатно-хлоридных и хлоридных вод (высокая температура, значительное содержание бора, мышьяка, металлические примеси и др.). Большинство горячих источников со значительным содержанием хлоридов располагается в непосредственной близости к современным вулканам, а также к выходам вод хлоридно-щелочного типа. О причине пространственного сближения вод этих типов будет сказано ниже.

Хлоридно-щелочные термы. В первоначальной классификации В. В. Иванова эти термы выделялись в группу азотно-щелочных терм в качестве подгруппы вод с повышенной минерализацией. В последних его работах эта подгруппа выделена в качестве самостоятельного генетического типа, косвенно связанного с вулканизмом. По В. В. Иванову хлоридно-щелочные термы образовались при подогреве на значительной глубине у магматического очага хлоридно-щелочных вод, сформировавшихся в толщах морских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород. О заимствованном главным образом из морских толщ составе хлоридно-щелочных вод пишут и другие исследователи камчатских минеральных источников [Т. Н. Устинова, 1946 г.; С. И. Набоко, 1954 г.; О. Н. Толстихин, 1958 г.]. Основаниями для такого суждения послужили главным образом большие дебиты хлоридно-щелочных источников, выходы их за пределами вулканических конусов, сходство состава хлоридно-щелочных вод Камчатки с хлоридно-натриевыми водами, широко распространенными в невулканических районах. Эти доводы, однако, неубедительны, а мнение о невулканическом характере состава хлоридно-щелочных вод — спорно.

Другие исследователи, например акад. А. Д. Бетехтин, рассматривают хлоридно-щелочные термы как наиболее яркий пример отработанных металлоносных терм, переносивших металлы в форме хлоридов и оставивших свою рудную нагрузку при окислении и обменных реакциях с боковыми породами. В итоге гидротермы оказались обогащены (кроме ювенильного хлора) натрием, заимствованным из боковых пород.

Группа хлоридно-щелочных вод является как по теоретическому, так и практическому значению важнейшей среди терм Камчатки, и вопрос об их происхождении является главным вопросом генезиса термальных вод вулканических районов.

Хлоридно-щелочные термы представляют определенный тип вод, присущий только вулканическим районам (Камчатка, Курильские острова, Исландия, Новая Зеландия, Италия, вулканические районы Западной Америки и др.). Особенностями их являются большой дебит источников, достигающий 100 *л/сек* и более, очень высокая температура, из-за которой у выхода вод перегретые пары часто достигают поверхности, хлоридно-натриевый состав с небольшим содержанием сульфатов, сильная щелочная реакция, насыщенность кремнеземом, разнообразные металлические при-

меси. Перегрев этих вод на небольших глубинах иногда достигает до 200—300°. Поэтому их можно широко использовать как источник энергии.

Отрицая вулканический характер минерального состава хлоридно-щелочных вод, исследователи встречаются с рядом противоречий. При извержении вулканов потоки излившейся лавы некоторое время выделяют хлор, который указывает на богатство магмы хлором и другими галогенными элементами. Все исследователи, изучающие минеральные воды Камчатки, устанавливают формирование сульфатно-хлоридных и хлоридных терм на бо́льших глубинах по сравнению с сульфатными, что вполне согласуется с первым положением. Естественно предположить, что хлоридно-щелочные воды являются наиболее глубинным звеном, логично дополняющим этот сульфатно-хлоридный ряд вулканических вод. О формировании хлоридно-щелочных вод в условиях значительной температуры и высокого давления указывает большое содержание в них кремнезема. Вероятными ювенильными составными частями в водах являются мышьяк и металлические примеси. Во многих случаях наблюдениями установлено обогащение поднимающихся вулканических гидротерм натрием. Калиевый метасоматоз боковых пород у разломов, обусловленный высокотемпературными гидротермами и сопровождающийся одновременным обогащением гидротерм натрием, наблюдался С. И. Набоко на современных вулканах (1959 г.). На камчатских примерах М. М. Василевским установлено, что калиевый метасоматоз присущ глубоким зонам неогенового гидротермального рудообразования (1959 г.). Пузырьки в кварце, сопровождающем руды, как отмечает А. Д. Бетехтин, часто содержат хлоридно-натриевый раствор, что указывает на подобный же состав «отработанных» металлоносных гидротерм. Почти исключительно хлоридный анионный состав рассматриваемых глубинных терм вполне объясним в условиях высоких температур, при которых существование сульфатного аниона невозможно.

На вулканический характер хлоридно-щелочных терм указывают и геологические условия районов, где эти гидротермы распространены и выходят на поверхность.

Особенностью хлоридно-щелочных терм является их тесная пространственная связь с вулканическими водами других типов — сульфатными и хлоридно-сульфатными. При этом сольфатарные поля часто окаймляют выходы хлоридно-щелочных терм. Интенсивная сольфатарная деятельность наблюдается у гейзерных выходов хлоридно-щелочных вод в долине гейзеров на Камчатке. У вулкана Барановского на о. Итурупе (Курильские острова) мощный выход хлоридно-щелочных вод находится почти в центре сольфатарного поля. В Иеллоустонском парке гейзерные поля встречены среди многочисленных сольфатар и грязевых котлов. По наблюдениям Бороу в Исландии щелочные источники, осаждающие кремнезем, обнаруживают переходы к кислым кипящим источникам, осаждающим серу (С. И. Набоко, 1954 г.). Такое явление естественно, так как в приповерхностной зоне происходят быстрая дегазация перегретых вод и полное удаление из них CO_2 и H_2. (В. В. Иванов, 1959 г.). Деятельность этих газов и проявляется в форме более низкотемпературных сольфатар на периферии гейзерных полей.

На карте минеральных источников Камчатки хорошо видно расположение хлоридно-щелочных терм вдоль трех линий. Первая проходит в северо-восточном направлении вдоль оси Восточного вулканического пояса через западный берег Кроноцкого озера — Петропавловск — вулкан Академии Наук — Курильское озеро. Вторая линия северо-западного направления соответствует изгибу структур на юге Камчатки и проходит через вулкан Вилючик — Банные ключи — Начики к Малке. Наконец, намечается линейное расположение хлоридно-щелочных терм вдоль отрезка глубинного разлома Центральной Камчатки между Апапельскими ключами (верховье р. Быстрой Козыревской) и Киреунскими источниками.

Северо-восточная линия Камчатки, по которой располагаются гейзерные источники, имеет ряд интересных геологических особенностей. Вдоль нее располагаются крупнейшие кальдеры Камчатки: Курильское озеро, кальдера Штюбеля, Мутновская кальдера, Авачинская губа (?), Карымское озеро (кальдера Узон), Кроноцкое озеро. С большинством этих кальдер связаны поля пемзовых отложений. В этом же направлении наблюдается развитие таких своеобразных пород, как игнимбриты, а также многочисленные экструзии липаритов и дацитов. Все это представляет поверхностные проявления неглубоко залегающих периферических магматических очагов, обусловленных прорывами на поверхность дифференцированных газонасыщенных продуктов магматических очагов. Судя по возрасту пород, эти очаги сформировались в конце неогена и продолжали давать кислые дифференциаты и высокотемпературные гидротермы в четвертичное время. По наблюдениям С. Е. Апрелкова (1959 г.) у Курильского озера, в районе выходов Паужетских гейзеров, позднеогеновый и четвертичный разрезы сложены почти сплошь кислыми лавами, игнимбритами, туфами. Подобное наблюдается и в других классических гейзерных районах: Йеллоустонском парке (с риолитовым плато), Новозеландском Вайракее (с мощными толщами игнимбритов) и т. д. Очевидно, первоначально имевшие место непосредственные прорывы не поверхность магматических продуктов периферических очагов с течением времени сменились выходами на поверхность лишь высокотемпературных гидротерм, обусловливающих гейзерные явления.

Другие линии с выходами высокотемпературных хлоридно-щелочных вод на Камчатке приурочены к двум отрезкам глубинного разлома Центральной и Юго-Восточной Камчатки. Этим разломом контролировалась непрерывная вулканическая деятельность, включая гидротермальное рудообразование, в третичное и четвертичное время. Геологическая обстановка здесь также характеризуется большим числом субвулканических интрузий, экструзий, полями игнимбритов и пр. Унаследованность современной гидротермальной деятельности от третичного времени прекрасно проявляется у Апапельских источников. Источники эти выходят вдоль разлома; более ранние гидротермальные проявления вдоль него обусловили образование мощной зоны измененных пород типа вторичных кварцитов с прожилками кальцита и проявлениями киновари. Вдоль термальной линии сохранилась реликтовая растительность с орхидеями, доказывающая непрерывность происходивших здесь гидротермальных процессов с доледникового времени, т. е. по крайней мере с позднего плиоцена до настоящего времени.

Таким образом, геологические условия выходов хлоридно-щелочных терм согласуются с их вулканическим происхождением. Они выходят в местах непосредственного залегания периферических магматических очагов, чем и обусловлены особенности их состава и высокая температура. По тесной ассоциации выходов гейзерных вод с сульфатными и хлоридно-сульфатными вулканическими водами между ними наблюдаются постепенные переходы. Переходные по составу разности вод широко распространены на Камчатке в зонах развития гейзерных вод.

Пока что неясен вопрос о доле участия ювенильных вод в вулканических водах Камчатки. Несомненно, что роль метеорных вод в формировании горячих источников значительна. Для решения этого вопроса необходимо изучить изотопы водорода и кислорода природных вод.

Существует точка зрения о том, что вулканогенные типы минеральных источников в вулканических районах образуются за счет вадозовых вод и вулканических газов (С. И. Набоко, 1959 г.). Этой точке зрения противоречат богатство магм водой и невозможность объяснения переноса металлов руд исключительно газами. Естественно, что, отстаивая свою точку зрения, С. И. Набоко вынуждена рассматривать металлические примеси в термах вулканических районов как заимствованные из боковых пород по пути движения гидротерм. Этим гидротермальная деятельность вулкани-

Таблица 46

Особенности различных типов минеральных источников Камчатки

Главные группы минеральных вод	Смешанные типы вод (свежие и метаморфизованные)	Главные типы минеральных вод	Особенности: преобладающие анионы	Особенности: преобладающие катионы	Особенности: газы	Особенности: минеральные примеси	Особенности: общая минерализация, г/л	Особенности: pH	Особенности: дебит источников	Особенности: Отложения у выхода источника	Особенности: Другие особенности	Геологические условия выхода	Примеры
Горячие воды областей современного и недавнего вулканизма	Сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-карбонатные воды	Сульфатные (фумарольные) термы (низкотемпературные и среднетемпературные, менее 100°)	SO_4''	H^+, Ca^{++}, Fe^{++}, Al^{+++}, NH_4^+	H_2S, SO_2, CO_2, CH_4 (?)	Cu, Mn, Sb, N:	0,2—7,5	1—5,5	Сильно колеблется (чаще до нескольких *л/сек*)	Сера, опал, $CaSO_4$, $FeSO_4$	Часто много As и Se	Склоны и кратеры действующих вулканов. Разломы между действующими вулканами	Верхне-Семлячикские, Южно-Кошелевские ключи и др.
		Сульфатно-хлоридные (и хлоридные) термы (высокотемпературные, часто более 100°)	Cl' SO_4''	H^+, Ca^{++}, Mg^{++}, Fe^{++}, Al^{+++}, Na^+	H_2S, SO_2, Cl, N	Li, Sr, Mn, As, Pb, Cu, Cr, Al, Ba, B, Sn, Br	0,5—70	1—4	Сильно колеблется (до десятков *л/сек*)	Сера, FeS_2, SiO_2	Много SiO_2 B и As	Кратеры действующих вулканов	Налычевские, Краеведческие, Тимоновские и др.
		Хлоридно-щелочные термы (очень высокотемпературные, до 200—300° на небольшой глубине)	Cl'	Na^+	N, CO_2, H_2S (немного)	Cu, Mo, Li, Mn, Fe, Al, Sr, Ba, Pb, Zn, Cr, Sn и др.	1,5—5	7,4—8,6	Большой (до 100 *л/сек*)	SiO_2, $CaSO_4$, Fe_2O_3	Много SiO_2 (до 300—400 *мг/л*) B и As	Над субвулканическими интрузиями и экструзиями, чаще среди кислых эффузивов	Паужетские источники, источники р. Гейзерной
Холодные железистоуглекислые воды областей давно угасшего вулканизма	Хлоридно-гидрокарбонатные холодные воды	Холодные железисто-углекислые воды	HCO_3''	Fe^{++}	CO_2	—	4—5	Больше 7	Несколько *л/сек*	Fe_2O_3, $CaCO_3$	Мало SiO_2	Срединный массив древних пород и его окраины (разломы)	Малкинский источник
Холодные хлоридно-кальциевые и гидрокарбонатно-щелочные воды осадочных морских толщ		Маломинерализованные гидрокарбонатно-кальциевые и натриевые воды зоны свободного водообмена	HCO_3''	Ca^{++} Na^+	CO_2		Небольшая, чаще сотни	Около 7	Чаще небольшой (несколько *л/сек*)	Углекислые соли	—	Прогибы, сложенные осадочными породами у разломов	Воды неглубоких горизонтов Богачевского нефтяного месторождения
		Солоноватые или соленые хлоридно-кальциевые и натриевые воды зоны затрудненного водообмена	Cl'	Ca^{++} Na^+	H_2S, CH_4 и другие углеводородные газы	—	10—15	8	Чаще небольшой, иногда значительный	—	Часто газы с керосиновым запахом (углеводороды)	—	Реки Алховаям и Лигинмин. Воды глубоких горизонтов Богачевского нефтяного месторождения

ческих районов искусственно отрывается от гидротермальной деятельности в более глубоких зонах, что не способствует успешному решению проблем гидротермального рудообразования.

До сих пор рассматривались лишь главные типы минеральных вод Камчатки. При выходе минеральных вод на поверхность и их инфильтрации в стороны от разломов воды метаморфизуются, давая сложные ряды вод переменного состава.

Наблюдения в районах Паратунских (З. Б. Декусар, 1958—1959 гг.), Налычевских (Е. А. Соломоновский, 1958—1959 гг.) и Мутновских (В. М. Никольский в 1954 г.) источников показывают, что метаморфизм вулканических вод у поверхности и на поверхности проявляется (помимо уменьшения общей минерализации и падения температуры) уменьшением содержания хлора и увеличением количества бикарбонатов и нередко сульфатов. Обогащение вод сульфатами происходит не только при окислении ювенильного сероводорода, но и за счет пиритной серы окружающих измененных пород. В Центральной Камчатской рудной зоне распространены холодные слабоминерализованные сульфатные воды, развившиеся у зон обильной пиритизации из-за окисления серы сульфидов. В некоторых районах рудной зоны содержание в поверхностных водах SO_4 можно использовать при поисках медных и полиметаллических залежей (Б. В. Стырикович, 1958 г.). В катионном составе вулканических вод метаморфизм проявляется обычно увеличением содержания кальция и магния за счет натрия и калия.

Обогащение минеральных вод сульфатами и бикарбонатами, однако, не всегда свидетельствует о поверхностном метаморфизме вод. Стадийность вулканических процессов, именно последовательная смена при ослаблении вулканической активности высокотемпературных, преимущественно галлоидных эксгаляций более низкотемпературными сернистыми, а затем углекислыми обусловливает последовательную эволюцию вод от преимущественно хлоридных через «сернистые» (сульфатные) к углекислым. Четко разграничить «свежие» вулканические воды промежуточных типов и метаморфизованные на поверхности минеральных вод в большинстве случаев не представляется возможным.

Железисто-углекислые источники при выходе на поверхность быстро теряют часть железа, выпадающего в виде окислов при улетучивании углекислоты.

Для невулканических минеральных вод, развитых в прогибах, выполненных осадочными породами, выделяются две вертикальные гидрохимические зоны. Верхняя зона с более свободным водообменом характеризуется гидрокарбонатнокальциевым или гидрокарбонатнонатриевым составом слабоминерализованных вод, нижняя — хлоридно-кальциевым и хлоридно-натриевым составом солоноватых и соленых вод. Биохимические процессы, связанные с битуминозными породами, также обусловливают образование бессульфатных, преимущественно хлоридно-кальциевых вод (О. Н. Толстихин, 1958 г.).

Особенности минеральных источников Камчатки показаны в табл. 46.

ПРАКТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ КАМЧАТКИ

Термальные источники Камчатки пока что недостаточно используются для лечебных целей. Бальнеологическая ценность ряда групп вулканических вод остается еще невыясненной. Это касается сульфатных фумарольных терм и в значительной мере хлоридно-сульфатных. В заключении Института курортологии говорится о малой лечебной ценности фумарольных вод ввиду их специфического состава и удаленности выходов от населенных пунктов. Для такого заключения было мало данных. По существу минеральные воды этого типа, так же как и хлоридно-сульфатные, не изучены, а опыта применения их в лечебных целях нет. Многочисленные примеры успешного

использования сульфатных и хлоридно-сульфатных вод местным населением для излечения ран, ревматизма, различных накожных заболеваний и др. показывают, что на эти воды необходимо обратить внимание лечебных организаций. Неизученными остаются и разнообразные термофильные водоросли, населяющие грифоны горячих ключей. Между тем местное население успешно применяет их для быстрого заживления ран.

Большое распространение на Камчатке высокотемпературных хлоридно-натриевых вод представляет широкие возможности для теплофикации населенных пунктов и строительства электростанций. В противоположность мнению, высказанному О. Н. Толстихиным, о малоперспективности района г. Петропавловска для получения горячих вод следует подчеркнуть благоприятные геологические и гидрогеологические условия его для получения не только горячих вод, но и перегретых вулканических паров. Благоприятные перспективы района Петропавловска в отношении вулканического тепла определяются следующими условиями. Петропавловск расположен на «кальдерной» линии, в пределах которой сосредоточено большинство выходов высокотемпературных гейзерных вод. Более того, он расположен почти на пересечении этой линии с другим аналогичным направлением, перспективным в отношении перегретых вод. Линия эта отмечает поворот и выход к восточному берегу у Петропавловска Центрально-Камчатского глубинного разлома и сопряженной с ним Центрально-Камчатской вулканической зоны. Петропавловск, таким образом, находится в сложном тектоническом узле, у пересечении главных вулканических зон полуострова. Глубинный разлом сопровождается серией крупных разломов, часть которых проходит непосредственно через район Петропавловска. Вдоль некоторых разломов наблюдаются гидротермально измененные породы и как унаследованное явление тепловые воды на сравнительно небольших глубинах (бухта Ягодная, северный берег бухты Тарьи). Авачинская губа представляет, по-видимому, не эрозионно-тектоническую депрессию, занятую морем, как считает А. Е. Святловский (1956 г.), а вулкано-тектоническую депрессию кальдерного характера. Об этом свидетельствуют прямолинейный сбросовый характер некоторых отрезков берега губы (например, у Никольской горы), уже отмеченные гидротермальные изменения пород, прикратерный характер останца — вулкана в Авачинской губе — острова Хлебалкина, сложенного крупными базальтовыми бомбами и аглютинатами. В пользу тектонического происхождения губы говорит и расположение ее на направлении подводного трога, отходящего от океанической впадины, — наиболее активного в настоящее время тектонического элемента. Как показывает опыт геотермических работ в Новой Зеландии и на Паужетском источнике, наиболее благоприятными структурами для скопления высокотермальных вод в вулканических областях являются троговые впадины, окаймленные активными вулканами (В. В. Аверьев, 1959 г.). Такую структуру представляет Начинский грабен, имеющий выход к океану в районе Авачинской губы. Таким образом, район Петропавловска в отношении высокотермальных вод представляет один из наиболее перспективных районов Камчатки. При поисках горячих вод следует прежде всего уточнить геофизическими исследованиями местонахождение крупных разломов и проверить бурением геотермические и гидрогеологические условия вдоль разломов, проходящих через Петропавловск. При поисках высокотемпературных вод в качестве косвенного признака следует учитывать измененные породы, ибо четвертичные гидротермальные процессы нередко наследуются от неогеновых из-за продолжительности развития периферических магматических очагов, с которыми связаны наиболее высокотемпературные термы.

Важную проблему представляет использование вулканических газов и растворов для получения серы, нашатыря и некоторых других химических продуктов. Вулканические эксгаляции уже начинают частично исполь-

зоваться итальянской химической промышленностью; в Японии добывают некоторое количество серы конденсацией фумарольных газов.

Из числа возможных способов утилизации серы вулканов (кроме разработки обычными способами вулканических серных месторождений) заслуживают внимания следующие: 1) устройство конденсаторов-охладителей у фумарол, 2) регулирование уровня кратерных озер и использование постоянно возобновляющихся запасов серы в кратерных озерах, 3) выплавка серы из залежей на склонах вулканов с помощью вулканического тепла (устройство искусственных серных потоков).

Приближенные подсчеты показали, что одной крупной фумаролой вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) ежегодно выбрасывается в воздух около 300 *т* серы. При устройстве конденсаторов на фумаролах вулкана Кудрявый (о. Итуруп) можно получать ежегодно 5—10 тыс.*т* серы.

Постоянно возобновляемые запасы серы в кратере оз. Головина (о. Кунашир) составляют по подсчетам А. К. Маркина (1948 г.) несколько тысяч тонн. Большая часть этой серы сейчас уносится потоком, вытекающим из озера. Построив простейшие шлюзы с очистителями, можно регулировать уровень воды в озере и без труда брать указанное количество серы.

Образование на вулканах серных потоков, содержащих иногда до нескольких сотен тысяч тонн чистой серы (вулкан Серитоко, Япония), связано с перегревом и плавлением серных руд, залегающих на вулканах. Искусственное резкое повышение температуры, следствием которого явится серный поток, — задача вполне реальная, если учесть большие количества тепловой энергии на вулканах.

Вместо трудоемких подземных работ при добыче глубоко залегающих кратерно-озерных и метасоматических залежей можно применять вблизи действующих вулканов выплавку серы естественным перегретым паром.

Все затронутые вопросы заслуживают внимания и дальнейшей разработки.

Холодные минеральные источники, приуроченные к прогибам, выполненным осадочными толщами, являются ценным признаком при поисках нефти. Некоторые источники представлены хлоркальциевыми водами, характерными для нефтяных месторождений. Местами с выходами вод непосредственно связаны и прямые нефтепроявления (пленки жидкой нефти, нафтеновые кислоты и др.). Поэтому и эта группа камчатских источников заслуживает внимания и опробования.

С точки зрения разработки рациональной методики поисков и разведки ресурсов термальных вод по условию их залегания и характеру проявления на поверхности источники целесообразно подразделить на две группы:

а) группу источников термальных вод, для которых коллекторами являются зоны трещин, непосредственно соединяющихся с дневной поверхностью (или через маломощный слой наносов);

б) группу источников термальных вод, для которых коллекторами являются аллювиальные террасовые насосы или, возможно, коллекторы пластового типа в более древних образованиях.

Во втором случае запасы термальных вод создаются за счет подтока последних из скрытых под осадочным покровом зон трещиноватости или за счет прогрева пластовых вод молодыми интрузиями. В зависимости от типа «залежей» термальных вод должны быть применены и свои специфические приемы их поисков.

В нашем представлении для поисков ресурсов термальных вод можно рекомендовать следующий комплекс работ.

При трещиноватых коллекторах целесообразно применять:

1) гравитационные и магнитные исследования с задачей прослеживания зон трещиноватости, в том числе под покровом наносов;

2) электроразведку различных модификаций;

3) колонковое бурение на базе геофизических исследований.

В разведочных скважинах целесообразно изучить эффективность методики мощных взрывов, а в круто наклоненных зонах трещиноватости с целью решения разведочных задач изучить эффективность наклонно направленного бурения.

При осадочных коллекторах целесообразно:

1) проводить гравитационную и магнитную съемку для изучения возможных зон нарушения в фундаменте и выявления интрузий основного и среднего состава региональной структуры фундамента и мощности осадочного чехла;

2) проводить тематические исследования по выявлению и изучению характера трещиноватых зон в обрамлениях областей развития осадочного покрова для прослеживания этих зон под покровом методами геофизической разведки;

3) проводить электроразведку методом ВЭЗ или ТТ для изучения ложа осадочного покрова;

4) проводить колонковое бурение руководствуясь данными геофизической разведки и тематических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Командорские острова до последнего времени были одним из наименее изученных районов Советского Союза.

Первые маршрутные исследования были проведены здесь в 1903 г. До 1958 г. изучением геологии островов не занимались.

Настоящий обзор геологического строения Командорских островов приводится на основании геологической съемки, проведенной Ю. В. Жегаловым.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА

Командорские острова — самая далекая восточная окраина Советского Союза, отчлененная от основного материка Азии обширным водным пространством Тихого океана. Они находятся в 280 *км* от восточного побережья п-ова Камчатки и представляют собой крайнее западное звено Алеутской гряды островов, хотя и отделены от них широким проливом. Расстояние между Командорскими островами и ближайшим островом Алеутской гряды (о. Аттау) 325 *км*.

Командорские острова расположены между 55—54° с. ш. 165—168° в. д. С юго-запада они омываются Тихим океаном, а с северо-востока — Беринговым морем.

В состав Командорских островов входят два крупных острова — о. Беринга и о. Медный — и ряд небольших скал, три из которых имеют собственные названия; две из них расположены у юго-западного берега о. Беринга вблизи с. Никольское и носят названия Топорков остров (около 3 *км* от берега) и Арий Камень (в 12 *км* от берега). На расстоянии около 300 *м* от северного окончания о. Медного располагаются три конусообразные скалы, имеющие общее название Бобровые Камни (рис. 53).

Все эти мелкие острова-скалы представляют собой небольшие останцы, отчлененные от основных массивов островов абразионной деятельностью моря. Общая их площадь не более 1 $км^2$.

Наиболее крупный в группе Командорских островов — о. Беринга. Его площадь составляет около 1200 $км^2$. Остров представляет собой удлиненный массив, вытянутый с северо-запада на юго-восток; юго-восточное его окончание (мыс Монати) имеет форму острого клина, тогда как на северо-западе остров имеет максимальную ширину (около 40 *км*). Длина острова достигает 90 *км* при средней ширине 18—20 *км*.

По характеру рельефа о. Беринга можно разделить на две части.

Северная часть острова, составляющая около $^1/_3$ всей его площади, представляет собой серию морских террас различного уровня, поверхность которых в большинстве случаев покрыта мокрой тундрой (рис. 54). Наиболее

низменные участки (например, долина р. Гаванской) расположены всего на 2—3 *м* выше уровня моря и отделяются от него полосой высоких (10—12 *м*) песчаных дюн. Среди заболоченной низины возвышаются невысокие

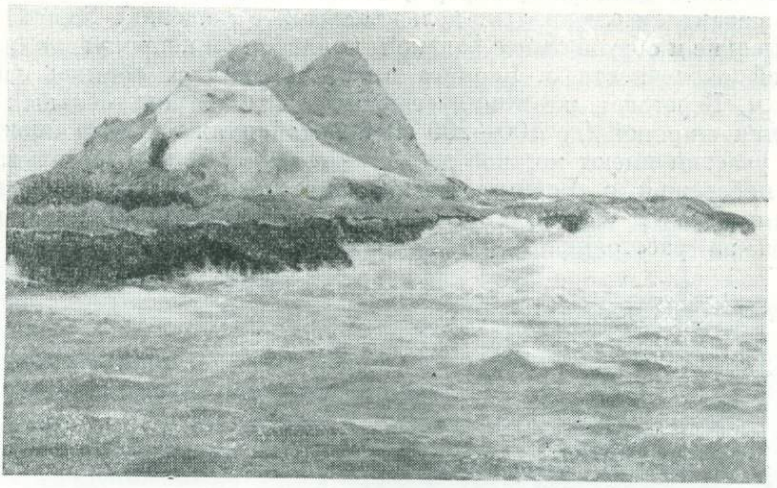


Рис. 53. Бобровые камни на о. Медном.

горы с плоскими вершинами и обрывистыми склонами, представляющие собой останцы 150—160-*м* морской террасы (Столовые горы, Свиные горы). Плоская поверхность террасы того же уровня прослеживается и вдоль северного побережья острова полосой в 10—15 *км*. В этой части ост-

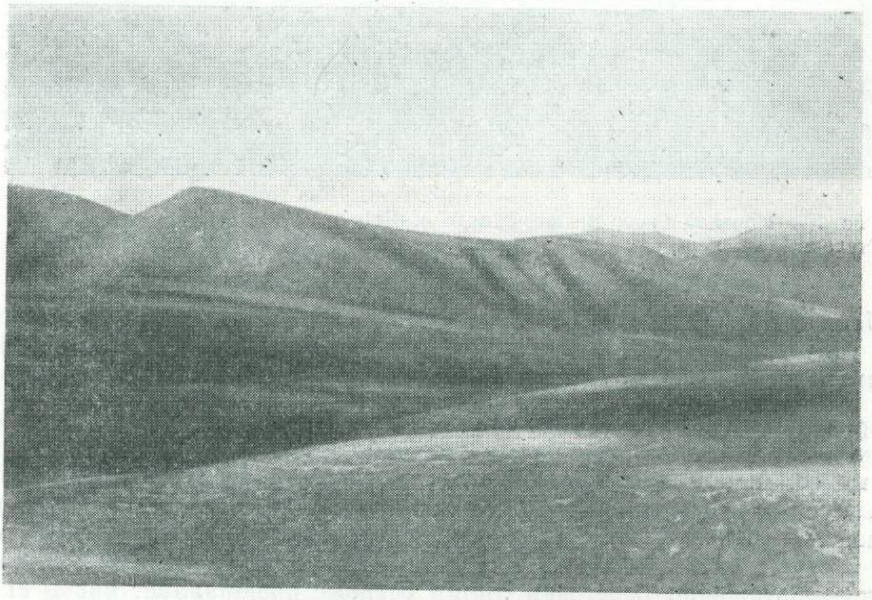


Рис. 54. Средняя часть о. Беринга.

рова имеется множество озер различных размеров. Наиболее крупными из них являются Саранное, Ладыгинское, Гаванское и Шангинское озера.

Южная часть о. Беринга отличается от северной его части резко расчлененным рельефом. Главный водораздел острова проходит на высоте 400—500 *м*, отдельные вершины достигают 600—700 *м* (рис. 54). Макси-

мальное превышение имеет гора Стеллера (751 *м*), расположенная в юго-западной части острова. Склоны водораздела изрезаны глубокими и узкими речными долинами, обычно имеющими V-образную форму. Водоразделы часто имеют сглаженную форму в связи с малой крепостью пород и широким развитием элювиально-делювиальных отложений. Берега острова обычно высокие и обрывистые с большим количеством непропусков (рис. 55). На южной оконечности о. Беринга высота береговых обрывов достигает 400—500 *м*. Береговая же линия северной части острова большей частью окаймляется широкой (до 100—200 *м*) полосой пляжа. Такие низкие прибрежные участки имеют местное название «лайда». Вдоль восточного и северного побережья о. Беринга развита прибрежная полоса мелководья глубиной не более 2—3 *м*. Во время больших отливов эта часть мелководья осушается на расстояние 3—4 *км*.

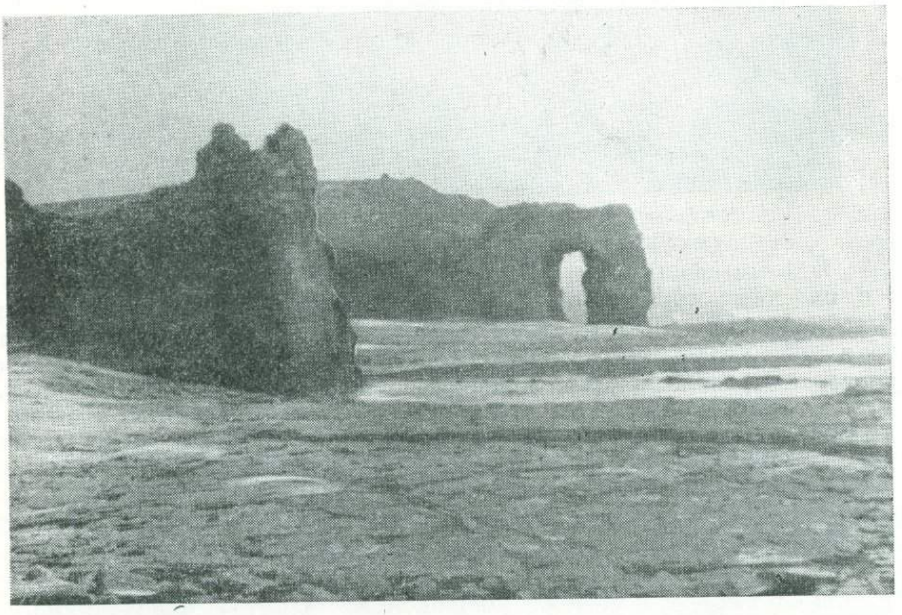


Рис. 55. Морской берег на юго-западе о. Беринга. На заднем плане «арка Стелера», на переднем плане полоса осушки, современная абразионная поверхность.

Площадь о. Медного составляет всего 220 *км*^{2}. Остров представляет собой узкую полосу суши, вытянутую параллельно о. Беринга, т. е. с юго-востока на северо-запад. Протяженность острова (60 *км*) немногим меньше, чем протяженность о. Беринга, но о. Медный значительно уже и в наиболее широких участках едва достигает 7—8 *км*. Рельеф острова гористый и во многом напоминает южную часть о. Беринга. Максимальные высоты группируются в северной части острова (гора Стейнигера — 640,1 *м*, гора Гаванская — 619 *м* и др.), однако и южная часть его имеет очень гористый расчлененный рельеф с абсолютными высотами 400—500 *м*. Почти на всем протяжении береговая линия острова представляет собой скальный обрыв, высота которого нередко достигает 300—400 *м*. Узкая полоса пляжа часто прерывается и пройти вдоль берега невозможно. Участки прибрежного мелководья наблюдаются на незначительной площади вблизи южной и северной оконечности о. Медного.

Гидрографическая сеть на Командорских островах развита хорошо. Несмотря на отсутствие обширных водосбросов, реки всегда полноводны. Они питаются за счет обильных атмосферных осадков и таяния снежников. Большинство рек стекает к юго-западу в Тихий океан и к северо-во-

стоку в Берингово море. Исключение составляют лишь реки Каменка, Федоскина и Товарищеская Шайба, которые протекают вдоль центральной части о. Беринга с юго-востока на северо-запад на расстояние до 15—16 *км*.

Реки обычно быстрые, русла их нередко осложнены водопадами высотой до 10—15 *м*. Долины рек узкие с высокими бортами, нередко образующими каньоны и теснины. Только в северной части о. Беринга реки, впадающие в озеро Гаванское и в Тихий океан, протекают спокойно в широких выположенных долинах с низкими бортами. Многие мелкие ручьи и даже озеро Ладыгинское почти совершенно теряются в песчаных образованиях прибрежной полосы Тихого океана.

Благодаря широко развитой сети речных долин Командорские острова хорошо обнажены. Выходы коренных пород в речных подмывах прослеживаются иногда без перерыва на расстоянии нескольких сот метров. Хорошая обнаженность наблюдается и в береговых обрывах Тихого океана и Берингова моря. Однако изучение этих обнажений затруднено, так как в местах, где берега выступают в море отвесными обрывистыми стенами, подходы к обнажениям с суши обычно невозможны, а подъезды с моря очень опасны из-за большого количества подводных рифов и скал.

В связи с исключительной сложностью рельефа острова совершенно лишены каких бы то ни было дорог. Передвижение осуществляется лишь по тропам, проложенным вдоль морского берега, и по водоразделам или по речным долинам с более или менее пологим днищем. Сообщение между о. Беринга и о. Медным, а также между этими островами и областным центром г. Петропавловск-на-Камчатке осуществляется при помощи морского транспорта.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

История открытия Командорских островов связана с именем великого русского мореплавателя XVIII в. Витуса Беринга. 5 ноября 1741 г. пакетбот «Петр» во время сильного шторма был выброшен на неизвестную землю, которую участники экспедиции вначале ошибочно приняли за Камчатку. Убедившись в своей ошибке и не имея возможности продолжать путешествие дальше, они зазимовали на необитаемом острове. Во время этой зимовки скончался командор экспедиции Беринг, именем которого впоследствии был назван остров (рис. 56). Вся вновь открытая группа островов получила наименование Командорских.

Участники экспедиции Беринга не были на втором крупном острове этой группы — Медном, однако один из них натуралист В. Стеллер указал на его существование (в хорошую погоду с о. Беринга отчетливо видны вершины о. Медного).

Русский землепроходец Емельян Басов впервые посетил этот остров в 1745 г. и вторично в 1747 г. Во время второго посещения он обнаружил куски самородной меди, что и послужило причиной для названия острова. Научное и практическое значение экспедиции В. Беринга огромно и не ограничивается только открытием Командорских островов. Пушные богатства вновь открытых островов, о которых рассказали участники похода, послужили толчком к организации новых экспедиций, в результате которых были открыты и исследованы многочисленные острова Алеутской гряды, а также получены новые данные о западном побережье Северной Америки.

Участник экспедиции Беринга натуралист В. Стеллер составил первое описание природы Командорских островов, их фауны и флоры, долгое время служившее единственным источником сведений об этом своеобразном уголке земного шара и не утратившее значения до настоящего времени.

После открытия Командорских островов экспедицией Беринга начался оживленный период исследования их и близлежащих территорий. Привлеченные несметными богатствами островов, ценной пушниной купцы, мореплаватели, «служилые» люди почти ежегодно организовывали новые экспедиции за «мягким золотом».

Этими экспедициями в течение довольно короткого времени были открыты все главные острова Алеутской гряды и исследованы северные берега Америки. В этом смысле научное значение этих экспедиций очень велико. Неоднократно посещались в этот период и Командорские острова. Однако научное значение этих посещений очень мало.

Исключением является экспедиция П. Яковлева (1755 г.); он впервые изучил и описал залежи меди на о. Медном и дал первое общее географическое описание и карту острова. В описании условиям залегания меди уделено мало места, лишь указано, что медь встречается в виде небольших пластинок и самородков в береговой полосе, а также в виде небольших жилок в породе. Всего П. Яковлев собрал 1,5 пуда самородной меди.



Рис. 56. Памятник экспедиции Беринга в с. Никольском (о. Беринга).

Более точные описания акватории Командорских островов дала экспедиция капитана Ф. Литке (1826—1829 гг.). Этой же экспедицией составлены первые точные карты береговой линии островов.

Подробные сведения по этнографии островов приводятся в работе Б. И. Дыбовского «Командорские острова» (1885 г.).

Важным этапом в изучении Командорских островов явились исследования американского ученого Л. Стейнегера (1882—1885 гг.). Им впервые были составлены достаточно точные топографические карты в масштабе 1 : 250 000 для о. Беринга и 1 : 125 000 для о. Медного. Используя данные океанографических зондирований, произведенных суднами «Тускарора» (1874 г.) и «Альбатрос» (1892—1895 гг), он составил первую гидрографическую карту (план) Берингова моря.

Выводы, сделанные Стейнегером на основании этих построений, очень любопытны, хотя в значительной степени опровергаются более поздними исследователями.

Приведем касающиеся их выдержки из монографии И. Морозевича.

«1. Командорские острова лежат на подводном пологом хребте, имеющем среднюю глубину 500 саженей и протягивающимся к юго-востоку от мыса Африки (восточный берег Камчатки).

2. Подводная плита, на которой лежат Командоры, поднимается со дна океана глубиной свыше 2000 саженей, так внезапно, что на севере и востоке острова вырастают почти вертикально из этой глубины.

3. Между Командорскими островами и ближайшим Алеутским островом Атту существует перерыв (щель), достигающая около 2000 саженей глубины.

4. К востоку и к северу от Командоров дно Берингова моря образует почти равнину глубиной 2100 саженей, с заливом, протягивающимся (к северу от островов) до Камчатки. Стены этого углубления очень крутые; они покатые со стороны Камчатки между мысами Озерным и Олюторским».

В своем основном труде «Русские острова котикового меха» (1896 г.) Л. Стейнегер, помимо сведений об экономических условиях котикового промысла на Командорских островах приводит целый ряд новых данных о природе и географии островов.

Как видно из изложенного выше, все исследования на Командорских островах с момента их открытия и до конца XIX в. касались главным об-

разом природных условий островов, из фауны и флоры (в основном экономических условий промысла ценных пушных зверей), в меньшей степени этнографии.

Специальных геологических исследований в этот период не проводилось.

Первые геологические исследования Командорских островов (по существу первые и во всей Алеутской гряде) проводились в 1903 г. геологической экспедицией, организованной по решению Петербургского горного департамента с целью изучения общего геологического строения островов, а также с целью оценки предполагаемых ископаемых богатств — меди и золотоносных песков.

Возглавлял экспедицию геолог Геологического комитета И. Морозевич; кроме него, в работе экспедиции принимал участие горный инженер Л. Конюшевский. Работа экспедиции продолжалась с 24 июня до первых чисел октября. В обработке полученных материалов принимал участие большой коллектив петрографов и химиков. Сборы фауны И. Морозевича обработал Н. Н. Тихонович, флоры — И. В. Палибин.

И. Морозевич обобщил основные результаты работ в двух монографиях, одна из которых — «Остров Медный» — вышла в 1912 г., другая «Komandory» (на польском языке) — в Варшаве в 1925 г. Последняя работа была переведена на русский язык в 1952 г. А. С. Гибш-Янковским и С. К. Копыстянской под редакцией М. Ф. Двали. К ней приложены геологические карты о-вов Беринга и Медного, топографической основой для которых послужили карты Стейнегера.

По И. Морозевичу Командорские острова сложены изверженными и осадочно-туфогенными породами третичного возраста.

Основную роль в строении островов играет мощная толща обломочных туфогенных образований (пелитов и псаммитов). Верхнеолигоценовый возраст этих отложений устанавливается на основании довольно скудных сборов фауны и флоры в различных пунктах о. Беринга. В кровле и подошве названных отложений залегают значительные по мощности пачки конгломератов. По фаунистическим данным возраст «конгломератов кровли» устанавливается как нижнемиоценовый. «Конгломераты подошвы» органических остатков не содержат, но на основании согласного их залегания под фаунистически охарактеризованными верхнеолигоценовыми пелитами и псаммитами И. Морозевич счел возможным отнести их к олигоцену без уточнения. Описываемая толща обломочных пород залегает (по И. Морозевичу) согласно на довольно разнообразном комплексе более древних изверженных пород, составляющих как бы фундамент островов.

На о. Беринга изверженные породы представлены исключительно андезитами, базальтами, долеритами. Более разнообразен состав фундамента на о. Медном, где к упомянутым эффузивным породам прибавляются натровые риолиты и «андодациты».

Из более молодых изверженных пород И. Морозевич отмечает жильные тела авгитовых и амфиболовых андезитов, исключительно многочисленных на о. Медном и гораздо реже встречающихся на о. Беринга. Возраст их моложе нижнего миоцена (они прорезают «конгломераты кровли»).

Тектоническая природа островов по И. Морозевичу довольно проста: оба острова представляют собой крупные глыбы — остатки затонувшего континента, наклоненные друг к другу под разными углами. Таким образом, наиболее молодые породы располагаются на восточном побережье о. Беринга и на западном побережье о. Медного, соответственно к западу и востоку они сменяются более древними образованиями. В основании всех осадочных отложений островов залегают изверженные породы (интрузивные и эффузивные), тектоническая природа которых неясна.

В последние годы (с 1949 г.) обширный комплекс океанографических исследований проводился Институтом океанологии АН СССР на экспедиционном судне «Витязь». Особенно интересные данные были получены во время его 14 рейса (1953 г.), когда задача экспедиции заключалась в комплексном изучении глубоководной Курило-Камчатской впадины. При ис-

следовании северо-восточного окончания этой впадины было сделано несколько пересечений от берегов Камчатки до Командорских островов с целью выяснения характера взаимоотношений между двумя глубоководными впадинами — Курило-Камчатской и Алеутской.

Было выяснено, что Алеутская глубоководная впадина, прослеживающаяся в виде глубокого узкого желоба вдоль Алеутской гряды, отчетливо выражена морфологически и у Командорских островов и выклинивается (по изобате 6000 *м*) несколько западнее о. Беринга. Продолжение глубоководной Алеутской впадины, построенное по изобате 5000 *м*, смыкается с окончанием Курило-Камчатской впадины. Командорские острова соединяются с п-овом Камчаткой рядом подводных возвышенностей, представляющих собой как бы остатки моста (Г. Б. Удинцев, 1955 г.) между Алеутской и Курило-Камчатской островными дугами. Максимальная глубина, измеренная «Витязем» на широте о. Беринга, достигает 7037 *м*. Таким образом, Командорские острова вырастают со дна океана в виде хребта высотой более 7000 *м*. Склоны хребта отличаются большой крутизной, местами достигающей 30—35°.

Приведенные материалы, собранные экспедицией на «Витязе», достаточно убедительно свидетельствуют о морфологической и генетической связи Алеутской гряды и Командорских островов.

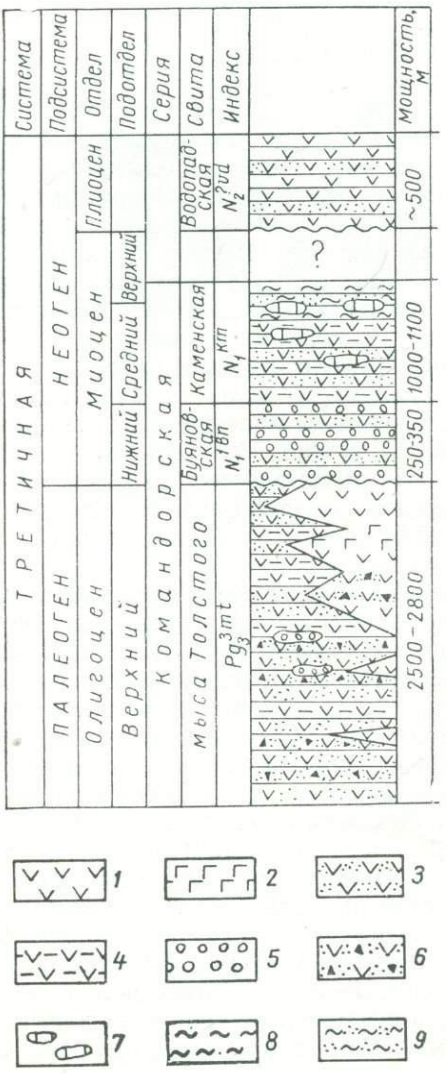


Рис. 57. Стратиграфическая колонка.

1 — андезиты; *2* — базальта; *3* — псаммитовые и псефитовые туфы андезитов; *4* — алевритовые и пелитовые туфы андезитов; *5* — конгломераты; *6* — туфобрекчии; *7* — линзы органогенных известняков; *8* — диатомиты; *9* — туфодиатомиты.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Командорских островов принимают участие в основном породы третичного возраста.

Четвертичные рыхлые отложения небольшой мощности (порядка первых метров) занимают очень небольшие площади в долинах крупных рек и отчасти в прибрежной полосе Берингова моря и Тихого океана. Сравнительно большая площадь занята четвертичными озерно-болотными отложениями лишь на севере о. Беринга вблизи озера Саранного.

Третичные образования Командорских островов представлены толщей осадочно-туфогенных и эффузивных пород общей мощностью около 4500 *м* (рис. 57).

Осадочно-туфогенные отложения Командорских островов охарактеризованы фауной и флорой верхнеолигоцен-миоценового возраста. Положение в разрезе немых эффузивных толщ отчетливо устанавливается по взаимоотношениям с фаунистически охарактеризованными осадочно-туфогенными отложениями.

Бо́льшую часть разреза Командорских островов составляют осадочно-туфогенные и эффузивные образования, объединяемые в командорскую серию. В этой серии выделены три свиты (снизу вверх): мыса Толстого, буяновская и каменская. Породами командарской серии сложены весь о. Беринга и значительная часть о. Медного. Небольшая часть площади на о. Медном сложена эффузивами и туфами водопадской свиты, залегающими с резким угловым несогласием на породах командорской серии.

Ниже приводится описание выделенных комплексов пород в нормальной стратиграфической последовательности (снизу вверх).

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Tr)

Командорская серия ($Pg_3^3 - N_1$)

Свита мыса Толстого ($Pg_3^{3\,mt}$)

Образования свиты мыса Толстого играют основную роль в строении Командорских островов, занимая более 70% площади о. Беринга и более 50% о. Медного. Это наиболее древние образования на Командорах, представляющие как бы фундамент островов (рис. 58).

Накопление осадочных пород свиты происходило на фоне интенсивной вулканической деятельности в тектонически активной зоне, что и определило в конечном итоге фациальную пестроту отложений и значительное разнообразие литолого-петрографического состава эффузивных и осадочно-туфогенных образований свиты.

Основное значение в строении Командорских островов принадлежит осадочно-туфогенным отложениям свиты мыса Толстого. Они слагают южную и центральную части о. Беринга приблизительно до широты р. Буян, а также центральную и крайнюю южную части о. Медного.

Разрез отложений свиты на о. Беринга принципиально не отличается от разреза свиты на о. Медном, поэтому мы рассматриваем их совместно. Некоторые особенности разрезов свиты, присущие только одному из островов, будут указаны в процессе общего описания.

Основной фон туфогенной фации свиты составляют различного рода туфогенные образования: алевритовые, алевро-пелитовые, псаммитовые и псефитовые туфы, а также туфобрекчии. В разрезах, как правило, эти разновидности пород встречаются в разных соотношениях. Отдельные значительные по площади участки островов сложены преимущественно мелкообломочными разностями туфов — алевритовыми и алевро-пелитовыми, образующими мощные пачки тонкого ленточного чередования, среди ко-

торых в виде отдельных маломощных прослоев встречаются псаммитовые и реже псефитовые туфы. На других участках преимущественно развиты грубообломочные разности туфов — псаммитовые и псефитовые, обычно образующие монолитные пласты, достигающие 15—20 *м* мощности. В этих разрезах алевритовые и алевропелитовые туфы встречаются в виде маломощных (2—3 *м*) пачек тонкого чередования, причем большое значение в этих пачках приобретают тонкослоистые псаммитовые туфы.

В целом для туфогенной фации свиты характерны резкие фациальные изменения разреза по простиранию, невыдержанный линзообразный характер напластования, а также присутствие в грубообломочных породах свиты линзообразных прослоев конгломератов. Все это указывает на неустойчивый режим накапливания осадков и частичный перемыв пород.

Нижние горизонты свиты вскрываются на северо-восточном побережье о. Медного, южнее села Преображенского. Они сложены эффузивной фацией, представленной андезитами, андезито-базальтами, базальтами, их туфами и туфобрекчиями, а также туфоконгломератами.



Рис. 58. Остров Медный. Флишеподобное чередование отложений свиты мыса Толстого.

Среди крупнообломочных туфов на о. Беринга появляются значительное количество обуглившегося растительного детрита и небольшие (2—3 *см*) линзообразные прослои каменного угля.

В береговых обрывах от бухты Мальцевской к мысу Развальному (о. Беринга), в нескольких точках была обнаружена небогатая в видовом отношении фауна, которая по определению А. Д. Кочетковой представлена: *Variamussium pillarense* S l o d k., *Macrocallista*? sp. indet., *Cardita* sp. indet., *Ioldia* cf. *nitida* S l o d k., *Balanus* sp., *Happonix*? sp. (Возможно новая форма). *Thyasira* sp., *Vaevicardium* sp., *Mactra* (*Mactra*) sp. (aff. *M. kavakamiensis* L. K r i s h t). *Polinices* (*Polinices*)? aff. *esutoruensis* L. K r i s h t., *Polinices* sp., *Pecten* sp. indet. *Turris* sp. (aff. *T. tigilensis* L. K r i s h t).

По заключению А. Д. Кочетковой большинство указанных форм имеет вертикальный диапазон распространения в пределах верхнего палеогенмиоцена, однако присутствие *Variamussium pillarense* S l o d k ограничивает возраст этой части разреза верхним олигоценом.

Вышележащая часть разреза свиты на обоих островах представлена пре-

имущественно мелкообломочными разностями туфов (алевритовыми и пелитовыми), образующими мощные толщи монотонного чередования, которые лишь на отдельных участках замещаются более грубообломочными породами, как, например, на юго-западном побережье о. Беринга (от мыса Перешеек на юге до мыса Тонкого на севере).

Обширным полям развития тонкообломочных пород соответствуют на о. Беринга более мягкие сглаженные формы рельефа. Во внутренней части острова нет хороших обнажений.

Однообразные желтые осыпи алевритовых и пелитовых туфов покрывают бо́льшую часть поверхности островов, располагаясь в центральной и южной частях о. Беринга и в центральной части о. Медного.

Строение этой части разреза свиты может быть изучено в береговых обнажениях на северо-восточном побережье о. Беринга, протягивающихся от бухты Командорских островов до бухты Буян, а также в грандиозных скальных обнажениях в бухте Корабельной на о. Медном.

Во всех этих разрезах свита представлена однообразным тонким чередованием алевритовых, пелитовых и псаммитовых туфов с линзообразными прослоями и стяжениями известняка.

Алевритовые и пелитовые туфы темно-серые, местами слегка коричневатые, сильно выбеливающиеся, на поверхности ожелезненные. В пачках чередования они образуют самостоятельные пласты мощностью 3—7 *см* или же сборные пласты очень тонкого переслаивания с мощностью отдельных слойков, измеряемой миллиметрами. Под микроскопом обычно удается различить лишь остроугольные обломки плагиоклазов, моноклинного пироксена и кварца (0,01 *мм*), а также очень мелкие листочки хлорита, по-видимому, развивающегося по темноцветным минералам. Основная масса породы представлена зеленовато-бурой неполяризующейся массой. Судя по анализам, произведенным И. Морозевичем, основную роль в цементе большинства туфов играет аморфный кремнезем (опал), который местами имеет сферолитовую структуру раскристаллизации (халцедон), а на отдельных участках переходит в микрокристаллический агрегат кварца. Участвующие в чередовании псаммитовые туфы имеют более темную с зеленоватым оттенком окраску и наряду с тонкими (3—5 *см*) пропластками в пачках чередования с алевритовыми и пелитовыми туфами образуют монолитные пласты мощностью до 30—40 *см*.

В пачках чередования участвуют также линзообразные прослои и неправильной формы стяжения желто-коричневого известняка, представляющего собой сильно загрязненную туфовым материалом известковую массу, в которой с трудом различаются мелкие зерна более чистого карбоната и неопределимые обломки мелких раковин. В некоторых случаях известняк имеет псевдоолитовую структуру с хорошо различными в микроскопических препаратах мелкими концентрически-слоистыми шариками размером 0,1 *мм*. Многие прослои известняка, не отличимые по внешнему виду от описанных выше, в действительности представляют собой известковые кристаллические туфы, где среди слаборазличимой известково-туфовой массы разбросаны многочисленные остроугольные обломки кристаллов плагиоклаза, кварца и зеленовато-бурого хлорита. Линзообразные прослои и неправильной формы конкреции известняка обычно приурочены к прослоям псаммитового туфа, причем мелкие конкреции известняка обычно располагаются внутри слоя псаммитового туфа, а линзообразные прослои — в кровле слоя. Мощность прослоев известняка обычно не превышает 10—15 *см* и очень редко достигает 25—30 *см*. Крупные конкреции известняка, также обычно имеющие линзообразную форму, нередко достигают 2—3 *м* в поперечнике при длине 3—4 *м*.

Пачки тонкого чередования мелкообломочных разностей туфов иногда приобретают флишоидный характер и в этом случае напоминают туфогенный флиш верхнепалеогенового возраста, описанный на восточном побережье Камчатки. Наиболее отчетливо ритмичное чередование наблюдается в бухте

Корабельной у мыса Поповского. Здесь в высоком береговом обрыве обнажается мощная 400-*м* пачка ритмичнослоистых пород. Залегание пород моноклинальное, падение под углом 30—25° по азимуту 180°. Закономерности чередования следующие (снизу вверх).

1. Псаммитовый туф, *см* 10
2. Известняк, *см* 10
3. Переслаивание алевритовых и пелитовых туфов, *см* 25
4. Псаммитовый туф, *см* 20
5. Известняк, *см* 15
6. Переслаивание, *см* 25
7. Псаммитовый туф, *см* . . . . . 10 и т. д.

Чередование таких трехчленных ритмов характерно для всей мощной толщи. В случае неполного ритма чаще всего выпадает прослой известняка, иногда же пласт псаммитового туфа сдвоен и пласт известняка располагается между пластами псаммитового туфа. Мощность толщи мелкообломочных туфов и соответственно верхней части разреза свиты в связи с сильной фациальной изменчивостью пород по простиранию непостоянна. Максимальная мощность (1500 *м*) получена путем построений по изолированным обнажениям на северо-восточном побережье о. Беринга (к северу от мыса Командор).

Суммарная мощность осадочно-туфогенных образований на о. Беринга достигает 2500—2700 *м*. Такие же цифры получены в наиболее полных разрезах на о. Медном (на пересечении в районе бухты Песчаной).

Следует упомянуть о грубообломочной фации верхней части свиты мыса Толстого, вскрывающейся на юго-западном побережье о. Беринга. Характер чередования и состав пород этой части разреза практически не отличимы от описанных для нижней части свиты. Однако здесь в районе бухты Изюговой встречен единственный среди осадочно-туфогенных образований о. Беринга согласно залегающий поток шаровых лав андезитового состава. Поток вскрывается у самого основания берегового обрыва и мощность его неясна. Подобные же образования широко развиты на о. Медном (мыс Арий, мыс Водопад и др.). Это обстоятельство еще раз подчеркивает полное сходство осадочно-туфогенных образований свиты мыса Толстого на обоих островах.

Обнажение в бухте Изюговой интересно и в другом отношении. В непосредственном контакте с шаровыми лавами залегают туфобрекчии липаритового состава. Внешний облик и состав обломков липаритов в туфобрекчии свидетельствуют о полной их аналогии с липаритами о. Медного, что лишний раз подчеркивает одновозрастность липаритов и осадочно-туфогенных образований свиты мыса Толстого. В обнажении в бухте Изюговой брекчии липаритов согласно перекрываются пачкой алевритовых и псаммитовых туфов свиты мыса Толстого.

Верхняя часть свиты мыса Толстого охарактеризована немногочисленной в видовом отношении фауной, собранной в породах грубообломочной и мелкообломочной фаций.

По определению А. Д. Кочетковой она представлена следующими видами: *Variamussium pillarense* S l o d k., *Fusinus* sp. (aff. *F. prolixus* K h o m.), *Neptunea* aff. *onnaica* (Y o k.), *Pecten* sp. indet., *Polinices* sp., *Yoldia*? sp., *Macoma* sp., *Phacoides* cf. *acutilineata* C o n r a d, *Pentacrinus* sp., *Balanus* sp., *Glycymeris* sp., *Yoldia* aff. *nitida* S l o d k., *Acila* sp., *Laevicardium* sp., *Si ligua*? sp., *Dentalium* sp. (aff. *D. ashivaensis* N a g) *Epitonium* aff. *submaculosum* N a g a o, *Turcicula* sp. (aff. *T. washingtoniana* D a l l), *Neptunea* (C o l u s) sp. indet. *Yoldia* sp., *Polinices (E uspira) galionol* D a l l., *Aforia*? *clallamensis* (W e a v e r), *Laternula* sp.

Возраст этой части разреза определяется присутствием в некоторых штуфах фауны *Variamussium pillarense* S l o d k и не выходит, видимо, за пределы верхнего олигоцена.

Как указывалось выше, в нижних горизонтах свиты также обнаружена эта форма (бухта Мальцевская на о. Беринга). Очевидно, возраст всей вскрытой части разреза свиты мыса Толстого не выходит за пределы верхнего олигоцена.

Эффузивные образования свиты мыса Толстого развиты преимущественно в северной части о. Беринга. Здесь они представлены довольно разнообразным комплексом средних и основных эффузивов, тесно связанных в большинстве случаев с грубообломочными пирокластическими образованиями того же состава.

Наряду с этими породами широко распространены также своеобразные осадочно-туфогенные образования, которые могут быть названы туфоконгломератами. Состав этих пород практически ничем не отличается от туфобрекчий, но одновременно с угловатыми обломками и глыбами эффузивов они содержат в большем или меньшем количестве хорошо окатанную гальку и крупные валуны эффузивных пород.

Мощность пластов туфоконгломератов изменяется от первых десятков сантиметров до десятков и даже сотен метров. В обнажениях у мыса Тонкого и бухты Уриловой наблюдались монолитные выходы туфоконгломератов высотой до 50—60 *м*.

С туфоконгломератами в обнажениях тесно переплетаются туфобрекчии, отличающиеся от первых, как это отмечалось выше, только отсутствием окатанных обломков и глыб. Часто в обнажениях провести границу между этими породами не удается: они постепенно сменяют друг друга.

Среди туфоконгломератов и туфобрекчий встречаются потоки темно-серых и черных мелкокристаллических андезито-базальтов и базальтов. Мощность отдельных потоков эффузивов достигает 25 *м*.

Очень редко среди туфоконгломератов встречаются маломощные пласты мелкообломочных туфогенных пород (туфогенных песчаников). Мощность таких пластов обычно не превышает 15—20 *см*. По составу они ничем не отличаются от цементирующей массы туфоконгломератов.

Буяновская свита

Туфогенные и эффузивные образования свиты мыса Толстого перекрываются на о. Беринга и на о. Медном довольно мощной пачкой конгломератов, которая выделяется нами под названием буяновской свиты.

И. Морозевич, выделяя пачку песчано-конгломератовых образований под названием конгломераты кровли, включил в нее частично и породы буяновской свиты, обнажающиеся в верховье р. Каменки. Аналогами этих конгломератов он считал и конгломераты, обнажающиеся на восточном побережье о. Беринга между бухтой Командорских островов и заливом Перегребным. Однако Ю. В. Жегаловым установлено, что эти конгломераты являются ничем иным, как фацией свиты мыса Толстого. К «конгломератам кровли» И. Морозевич относит и полосу выходов пород вдоль западного берега о. Медного. Эти отложения несомненно одновозрастны с конгломератами верховьев р. Каменки и описаны в составе буяновской свиты (Жегалов, 1958 г.).

Конгломераты буяновской свиты выходят в северной половине о. Беринга на крыльях обширного синклинального прогиба, имеющего северо-восточное простирание.

На северо-западном крыле синклинали буяновская свита обнажается в районе бухты Китовой и протягивается полосой ширина которой более 1 *км* до мыса Вакселя. От этого мыса полоса выходов буяновской свиты прослеживается к югу на расстоянии 2 *км*, образуя узкий выклинивающийся язык, отходящий от основной полосы распространения конгломератов.

Вторая полоса выходов буяновской свиты наблюдается на юго-восточном крыле синклинальной складки. Она пересекает о. Беренга в широтном направлении от бухты Китовой 2-й через верховья р. Каменки до бухты Буян. Ширина этой полосы 2,5—3 *км*.

Состав пород буяновской свиты довольно однообразен. Она представлена чередованием псаммитовых туфов и конгломератов приблизительно в равных соотношениях. Лишь в верхней части разреза к этим двум основным компонентам свиты в небольших количествах добавляются более мелкообломочные разности туфов — алевритовые и алевропелитовые.

Конгломераты буяновской свиты характеризуют эпоху резкого поднятия островов, обмеления морского бассейна и перемыва ранее накопленных отложений. Вместе с тем они являются базальными слоями вышележащих отложений каменской свиты (на о. Беринга).

Такое положение конгломератов определяет их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами.

Тонкообломочные туфы верхней части свиты мыса Толстого резко сменяются конгломератами и псаммитовыми туфами буяновской свиты, тогда как вверх по разрезу конгломераты постепенно замещаются псаммитовыми и алевритовыми туфами каменской свиты.

Наиболее полно разрез буяновской свиты изучен на о. Беринга в полосе выходов конгломератов, протягивающейся от мыса Буян к заливу Китовому.

В береговом обрыве к северо-западу от мыса Буян алевропелитовые туфы свиты мыса Толстого перекрываются пачкой грубообломочных пород с преобладанием псаммитовых туфов, которые имеют те же элементы залегания.

Псаммитовые туфы темно-серые, довольно рыхлые, обычно грубослоистые, с отчетливой концентрически-скорлуповатой отдельностью на поверхности выветривания. Пласты их мощностью до 3—5 *м* обычно содержат в большем или меньшем количестве хорошо окатанную гальку размером 1—2 *см*. Галька состоит главным образом из андезитов, андезито-базальтов и пелитовых туфов.

Псаммитовые туфы переслаиваются с маломощными (0,3—0,5 *м*) пластами мелкогалечных конгломератов с обломками битой ракуши. В отдельных прослоях мощностью 0,15—0,2 *м* конгломераты состоят из более крупной гальки и валунов (до 7—10 *см* в диаметре). Те же соотношения пород наблюдались в долине левого притока р. Буян.

В средней и, видимо, верхней части разреза свиты количество и мощность прослоев конгломератов увеличиваются. В бухте Китовой 2-й в разрезе присутствуют почти исключительно конгломераты с небольшими линзообразными прослоями зеленовато-серых псаммитовых туфов, также содержащих включения хорошо окатанной мелкой гальки. Благодаря различной величине гальки в конгломератах заметна грубая слоистость. В разрезе преобладают мелкогалечниковые конгломераты с размером гальки 0,2—0,5 *см*. Слои таких конгломератов достигают 3—5 *м* мощности; с ними чередуются более тонкие прослои (20—30 *см*) крупногалечниковых конгломератов с галькой 5—7—10 *см* в поперечнике. Галька, как правило, очень хорошо окатана.

Псаммитовые туфы буяновской свиты по внешнему виду и составу ничем не отличаются от аналогичных пород, входящих в состав свиты мыса Толстого. Это те же темно-серые с зеленоватым оттенком плотные породы, состоящие из мелких обломков эффузивов (преимущественно андезитового состава) и минералов — пирокластов, скрепленных туфогенным и известковистым цементом. Отличает описанные породы от туфов свиты мыса Толстого присутствие мелкой окатанной гальки размером обычно 0,5—1 *см*., представленной эффузивами и туфами. В микроскопических препаратах видно, что обломки пород размером 0,5—1 *мм* и крупнее, часто имеют полуокатанную и окатанную форму. Конгломераты представляют собой темно-серые, часто почти черные со слабым зеленоватым оттенком породы, очень плотные и слабо поддающиеся выветриванию. В обнажении конгломераты массивные, неслоистые, реже грубослоистые.

Большая часть разреза свиты представлена мелкогалечными конгломератами с размером гальки не более 1 *см*. Валунные конгломераты (размер валунов до 10—15 *см*) встречаются в виде прослоев 20—30-*см* мощности.

Очень редко в конгломератах свиты присутствуют крупные валуны эффузивов размером до 1—1,5 *м*.

Петрографический состав гальки довольно разнообразен. Наиболее широко представлена галька эффузивов среднего и основного состава, а также пелитовых и реже псаммитовых туфов. Среди андезитов в гальке преобладают авгитовые и авгит-амфиболовые разности. Реже встречаются андезито-базальты. Большой процент гальки представлен туфами.

Микроскопически галька туфов имеет темно-серую до черной окраску часто с заметным зеленоватым оттенком. При микроскопическом изучении устанавливается, что в основном галька туфов представлена алевритовыми и алевропелитовыми разностями. Реже в ней преобладают известковистые пелитовые туфы.

Таким образом, большая часть гальки в конгломератах буяновской свиты представлена породами, слагающими нижележащую свиту мыса Толстого.

Помимо гальки «местных» пород, широко развитых на Командорских островах, в конгломератах буяновской свиты отмечена также галька «экзотических» пород (в настоящее время на островах не обнажающихся) таких, как диоритовые порфириты, гранодиориты и др. Кроме того, в конгломератах на о. Беринга часто встречается галька роговообманковых андезитов, тогда как подобные породы встречены только на о. Медном и имеют к тому же более молодой возраст. Цемент конгломератов известковистый, обычно с примесью туфогенного материала в виде остроугольных обломков кристаллов плагиоклаза, кварца и полностью замещенных хлоритом темноцветных минералов. Кроме мономинеральных обломков, присутствует незначительное количество мелких остроугольных обломков эффузивов. Эти обломки скрепляются или почти чистым кальцитом с характерной мозаичной структурой, или сильно загрязненной известковистой массой с примесью неопределимого туфогенного материала.

В цементирующей массе часто содержатся обломки известковых раковин, а иногда и хорошо сохранившиеся формы.

Разнообразный петрографический состав гальки конгломератов буяновской свиты указывает на региональный характер размыва в период образования свиты. Материал для образования конгломератов поступал с территории значительно большей, чем современная площадь Командорских островов.

Верхняя граница буяновской свиты нерезкая, постепенная, определяется по исчезновению последних пластов и линз конгломератов.

В верховье р. Каменки можно видеть, как конгломераты и псаммитовые туфы буяновской свиты вверх по разрезу постепенно уступают место тонкообломочным туфам каменской свиты. В последних в переходной зоне наблюдаются небольшие линзы и пласты конгломератов, которые постепенно исчезают. Мощность этой переходной зоны достигает 50—60 *м*.

Несколько иной разрез буяновской свиты наблюдается на севере о. Беринга у мыса Вакселя. Здесь преобладают крупногалечные и валунные конгломераты, обломки в которых достигают 1—1,5—2,0 *м* в диаметре. Наряду с хорошо окатанными валунами и галькой в породе присутствуют полуокатанные и угловатые глыбы эффузивов, размер которых также достигает 1—1,5 *м* в поперечнике. Мелкогалечные конгломераты играют здесь подчиненную роль, псаммитовые туфы встречаются лишь спорадически. Типичные разрезы этих отложений наблюдаются в бухте Дровяной Ближней. Здесь обнажается пачка пород, представленная переслаиванием конгломератов с различной величиной составляющих обломков. Преобладают крупноглыбовые конгломераты, огромные глыбы в которых достигают 1,5—2 *м* в диаметре. Мощность пластов таких пород 3—5 *м*. Среди них отдельными прослоями мощностью до 1—1,5 *м* встречаются конгломераты с размером гальки от долей до 3—5 *см*.

Пласты мелкогалечниковых конгломератов иногда по простиранию сменяются псаммитовыми туфами с окатанной галькой, характерными для

буяновской свиты в разрезе у мыса Буян. В этом разрезе галька и валуны конгломератов представлены почти исключительно андезитами и андезито-базальтами, которые широко развиты на севере о. Беринга и составляют эффузивную фацию свиты мыса Толстого. Такой характер разреза свиты у мыса Вакселя несомненно связан с близостью крупного вулканического массива на севере острова, откуда в основном и поступал обломочный материал для образования конгломератов.

На о. Медном породы буяновской свиты прослеживаются по западному побережью от бухты Гавриловской до мыса Косой Камень полосой, ширина которой 1—2 *км*. По составу отложения буяновской свиты на о. Медном мало отличаются от пород этой свиты, обнажающихся на о. Беринга (у мыса Буян). Отличительной чертой является лишь большее разнообразие состава гальки.

В гальке конгломератов на о. Медном встречаются те же петрографические разности пород, что и на о. Беринга; кроме того, в них всегда присутствует в большем или меньшем количестве галька липаритов и липаритовых туфов коричневого, темно-серого и зеленовато-голубого цвета. Вполне очевидно происхождение гальки за счет разрушения массива липаритов, расположенного в северной части о. Медного.

Конгломераты и псаммитовые туфы буяновской свиты охарактеризованы довольно бедной в видовом отношении фауной.

В конгломератах свиты обнаружена фауна *Mactra* (*Psendocardium*) aff. *densata* (Conrad) *Thracia* sp. indet., *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* Conr., определенная А. Д. Кочетковой как миоценовая.

Последняя форма встречается в северо-западной Америке в нижнем миоцене, на Сахалине — в среднемиоценовых отложениях. Кроме того, в конгломератах собраны растительные остатки, клешни ракообразных, а также нижнемиоценовая фауна *Spisula precursor* Dall *Laevicardium* sp., *Pecten* indet и отпечатки раковин *Balanus* sp.

Во время пребывания на Командорских островах И. Морозевич собрал фауну в верховье р. Каменки. Из этих сборов Н. Н. Тихонович определил *Yoldia palachei* Dall., *Yoldia.* aff. *submontereyensis* Arn., *Pecten peckhami* Gabb, *Buccinum*, sp.

По заключению Н. Н. Тихоновича этот комплекс фауны указывает на нижнемиоценовый возраст конгломератов. В частности, для нижнего миоцена типичной является разновидность формы *Yoldia* aff. *submontereyensis* Arn. (И. Морозевич, 1925 г.). *Yoldia palachei* Dall встречается в миоцене Аляски. *Pecten peckhami* Gabb. известна в северо-западной Америке от верхнего олигоцена до среднего миоцена, на Камчатке в ковачинской серии (верхний олигоцен) и в воямпольской серии (нижний и средний миоцен).

На о. Медном И. Морозевич в «конгломератах кровли» нашел несколько экземпляров *Pecten sespeensis* Arn. По Н. Тихоновичу эта форма свидетельствует о миоценовом возрасте отложений.

Таким образом, сборы фауны из отложений буяновской свиты указывают на миоценовый, возможно, нижнемиоценовый возраст этих отложений. Учитывая стратиграфическое положение буяновской свиты в общем разрезе Командор, можно сделать достаточно определенное заключение о ее нижнемиоценовом возрасте.

Мощность пород буяновской свиты не везде одинакова. По выходам в долине р. Каменки она определяется в 180—200 *м*. В северной части о. Беринга мощность буяновской свиты увеличивается до 300—350 *м*. Приблизительно такова же мощность свиты и на о. Медном.

Каменская свита (N_1^{km})

Вверх по разрезу отложения буяновской свиты перекрываются туфогенно-осадочными породами, которые выделены Ю. В. Жегаловым в каменскую свиту.

Отложения каменской свиты выполняют ядро обширной синклинальной складки в северной части о. Беринга, на крыльях которой они ограничи-

ваются с юга и с севера выходами пород буяновской свиты. И. Морозевич, основываясь главным образом на внешнем сходстве пород, параллелизовал эти отложения с туфогенной толщей, развитой на юге о. Беринга и описанной выше под названием свиты мыса Толстого.

На самом деле описываемые отложения занимают в нормальном разрезе более высокое стратиграфическое положение, чем туфогенные породы свиты мыса Толстого, от которых они отделяются мощной пачкой конгломератов (буяновская свита). Более детальное микроскопическое изучение пород обеих свит (каменской и свиты мыса Толстого) показало, кроме того, что при большом внешнем сходстве состав пород этих свит далеко не одинаков. Особенно показательно в этом отношении присутствие диатомитов в разрезе каменской свиты, которые нигде не встречены в разрезе свиты мыса Толстого.

Разрез каменской свиты может быть изучен в хороших обнажениях вдоль восточного побережья острова между мысом Строгаванским и бухтой Сосновой.

На западном побережье между бухтой Китовой и пос. Никольским и по направлению в глубь острова до озера Саранного на площади распространения отложений свиты наблюдается своеобразный, характерный только для этой части острова рельеф местности, весьма затрудняющий изучение геологического строения по выходам пород на дневную поверхность. Эта часть острова сильно заболочена и закрыта мощным плащом рыхлых четвертичных образований. Объектом для геологических наблюдений являются лишь высыпки на склонах водоразделов и речных долин, а также обломки пород по руслам рек и ручьев и на дне рек, болот.

Разрез каменской свиты представлен переслаиванием преимущественно мелкообломочных разностей туфов (алевритовых и алевропелитовых); подчиненное значение имеют псаммитовые туфы. В более верхних горизонтах значительную роль приобретают диатомиты и туфодиатомиты. По всему разрезу встречаются отдельные маломощные прослои и линзы известняка и известковистого туфа, количество которых также увеличивается в верхних горизонтах свиты.

Как указывалось в предыдущем разделе, с нижележащими отложениями буяновской свиты каменская свита связана постепенным переходом.

Псаммитовые туфы нижней части разреза каменской свиты по облику и петрографическому составу очень близки к одноименным породам свиты мыса Толстого. Обращает внимание появление в туфах небольшого количества окатанных частиц, хотя это также свойственно и некоторым туфам мыса Толстого.

Алевритовые и алевро-пелитовые туфы представляют собой темно-серые и серые плотные породы, сильно выбеливающиеся на поверхности выветривания и приобретающие в выветрелой зоне серовато-желтые или бело-желтые оттенки.

Вместе с цветом в выветрелой зоне породы теряют прочность и легко разрушаются, образуя у подножий склонов скопления остроскольчатой щебенки или более мелкого глинистого материала.

Микроскопические исследования показывают, что туфы имеют пелитоморфную основную массу, окрашенную окислами железа в буровато-серый цвет. Она представлена аморфным кремнеземом, образовавшимся, по-видимому, при силификации туфогенного пеплового материала.

Порода содержит очень мелкие (0,01 *мм*) зерна плагиоклаза, кварца, амфиболов и пылеватые включения рудных минералов. Часто в пелитовых туфах наблюдается большое содержание органогенного материала в виде обломков раковин, створок диатомей и т. д. В линзообразных маломощных прослоях встречаются глинистые известняки или мергели. По внешнему виду порода почти не отличается от нормальных алевритовых и пелитовых туфов.

В верхних горизонтах каменской свиты туфогенные породы постепенно уступают место нормальным осадочным породам с той или иной примесью пирокластического материала. Судя по высыпкам и редким обнажениям

в северной части острова (вблизи оз. Саранного), большое значение в разрезе принадлежит диатомитам и туфодиатомитам.

Диатомиты светло-серые, желтоватые и белесоватые породы с ржаво-бурыми концентрическими разводами (кольца лизиганга). В обнажении они имеют светлую окраску, при выветривании сильно выбеливаются. Пласты разбиты множеством трещин различной ориентировки. Цемент породы кремнистый.

Порода на 90% состоит из мелких (до 0,2 *мм*) круглых створок диатомей, имеющих вид кружочков сетчатого строения. Отдельные обломки створок свидетельствуют о наличии в породе более крупных экземпляров диатомей размером до 1 *мм*. Встречаются мелкие округлой формы сетчатые по периферии с отдельными разобщенными в виде секторов полыми камерами. По-видимому, это немногочисленные остатки радиолярий.

В породе содержится множество мелких жгутиков длиной до 1—1,5 *мм* и диаметром до 0,1 *мм*, криноидей и клинообразных остатков спикул губок.

Пирокласты представлены в основном мелкими, изредка достигающими 0,2 *мм* зернами кварца остроосколчатой формы, иногда имеющими вид месяцеподобных скобочек и тонких иголочек. Изредка встречаются мелкие таблитчатые зерна биотита и роговой обманки и отдельные мелкие зернышки глауконита.

Появление в верхней части каменской свиты диатомита и пород, близких к нормально осадочным, свидетельствует об установлении относительно спокойного режима осадконакопления. Значительное сокращение количества туфогенного материала в породах свидетельствует о затухании вулканической деятельности в пределах площади островов.

Касаясь вопроса о возрасте пород каменской свиты, необходимо отметить, что каменская свита заведомо моложе буяновской свиты, имеющей нижнемиоценовый возраст.

Непосредственно в пелитовых и алевритовых туфах каменской свиты Ю. В. Жегаловым собрана фауна, представленная по заключению А. Д. Кочетковой следующими видами: *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* (Conrad), *Dantalium* sp. (aff. *D. Weinkauffi* Dun), *Turritella* sp., *Nalletia* aff. *inermis* (Yok), *polliolium (Delectopecten) pecknami* (Gabb), *Dentalium* sp. (aff. *condoni* Dall), *Vermetus* sp. *Acila* sp. indet., *Yoldia* cf. *nitida* Slodk., *Dentalium* sp., *Glycymeris* sp., *Acmaea* sp. (aff. *A. Kamtschatica* Ilyina), *Macoma*? sp., *Serripes* sp., *Phacoides* sp. *Laevicardium* sp., *Thyasira* sp., *Laternula* sp., *Cardita* sp. aff. *C. amaniensis* L. Krisht.

На основании анализа приведенной выше фауны А. Д. Кочеткова считает, что породы каменской свиты имеют миоценовый возраст. Сказать точнее, к какой части миоцена они относятся, по собранной фауне нельзя.

У подножья северо-восточного склона Свиных гор в диатомитах найдены остатки флоры, представленные по определению А. Ф. Ефимовой *Typha* sp. indet., *Arancarites* sp. Эти формы характерны для отложений неогенового возраста.

В устье р. Старогаванской и на побережье между заливами Буян и Старогаванским И. Морозевичем в породах каменской свиты была собрана фауна *Pecten peckhami* Gabb., *Cardium* sp., *Cardium* sp. (aff. *Cardium decoratum* Grew), *Semele* aff. *Stimpsoni* Dall., *Natica* sp., *Semele* sp., *Tellina* sp.

Подобные формы были встречены в миоценовых отложениях разных районов: *Semele stimpsoni* Dall обнаружена в миоценовых породах Пенжинского залива (п-ов Камчатка), *Cardium decoratum* характерен для миоцена Аляски.

На основании всего изложенного выше можно сделать достаточно уверенный вывод о миоценовом возрасте пород каменской свиты. Имеющиеся материалы по Командорам не позволяют более точно установить возрастные

границы свиты. Некоторую помощь в определении верхнего возрастного предела свиты может оказать сопоставление с более изученными районами Камчатки. Как установлено в разрезах по западному и восточному побережьям полуострова, пышный расцвет диатомовых приурочен к среднему миоцену. Широкое развитие диатомовых в разрезе каменской свиты отмечается в верхних частях видимого разреза.

Эти данные позволяют сделать вывод о том, что верхняя граница свиты не может быть моложе среднего миоцена.

Естественно, что такой вывод можно сделать лишь в порядке предположения, поэтому возраст каменской свиты определяется Ю. В. Жегаловым как миоценовый без дальнейшего уточнения.

Отложения каменской свиты — самые молодые третичные осадки на о. Беринга. Верхняя граница их неизвестна. Неизвестна также и полная мощность каменской свиты.

По северо-восточному крылу синклинального прогиба мощность каменской свиты равняется 1000—1100 *м*, по обнажениям на юго-западном крыле синклинали она не превышает 800 *м*. Такая разница в результатах подсчетов мощности объясняется наличием на юго-западном крыле ряда дизъюнктивных нарушений субширотного простирания, сопровождающихся, видимо, крупными вертикальными перемещениями пород.

Водопадская свита (Na_2^{Vd}?)

Эффузивы и туфы водопадской свиты развиты на очень ограниченной площади в южной части о. Медного.

Северная граница распространения этих пород совпадает с долиной р. Водопадской, где они по тектоническому нарушению примыкают к отложениям командорской серии (свите мыса Толстого и буяновской свите). К югу эффузивы свиты прослеживаются вплоть до мыса Палата, где в береговых обрывах вновь отмечаются обнажения туфогенных пород свиты мыса Толстого, пронизанные многочисленными межпластовыми и секущими дайками амфиболовых и амфибол-биотитовых андезитов.

В водопадскую свиту объединен сравнительно однообразный комплекс преимущественно эффузивных пород андезитового состава, залегающих с резким угловым несогласием на туфогенных образованиях командорской серии.

Эффузивы водопадской свиты образуют потоки незначительной протяженности, которые в некоторых случаях перемежаются с пластами лавобрекчий и своеобразных лапилливо-кристаллических туфов, мощность которых обычно значительно уступает мощности потоков эффузивов.

С потоками эффузивов очень тесно пространственно и генетически связаны мелкие экструзивные тела и чрезвычайно многочисленные в этой части острова дайки эффузивов того же состава. Последние несомненно являются продуктами единого с потоками эффузивов магматического цикла и представляют собой корни потоков и экструзий.

Генетическое родство этих образований подчеркивается близким петрографическим составом и очень большим внешним сходством пород.

Возраст пород водопадской свиты не может быть установлен непосредственно в связи с полным отсутствием органических остатков. Учитывая стратиграфическое положение пород водопадской свиты, наиболее молодых в разрезе третичных отложений Командорских островов, возраст их условно ограничивается плиоценом.

Мощность пород водопадской свиты в связи с отсутствием опорных разрезов также не может быть точно установлена. Несомненно резкое изменение мощности по площади вплоть до полного выклинивания. Учитывая слабую дислоцированность (?) пород свиты, а также абсолютные превышения в этой части острова, можно полагать, что максимальная мощность пород водопадской свиты не превышает 500 *м*.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q)

Значение четвертичных рыхлых отложений в геологическом строении Командорских островов сравнительно невелико.

Наиболее широко развиты здесь элювиально-делювиальные отложения, почти повсеместно перекрывающие плащом небольшой мощности более древние образования. Площади, занятые четвертичными отложениями другого генезиса, очень невелики. Единственным участком более широкого развития четвертичных озерно-болотных отложений является северная часть о. Беринга, отличающаяся спокойным сглаженным рельефом с очень небольшими абсолютными превышениями.

Причину слабого развития четвертичных отложений следует искать в недавнем поднятии островов, сопровождавшемся, очевидно, интенсивной эрозией и размывом отложений, в первую очередь рыхлых четвертичных. В связи с этим останцы высоких морских террас почти полностью лишены покрова рыхлых отложений, высокие же речные террасы встречаются только в виде отдельных фрагментов далеко не во всех речных долинах островов.

Более широко развиты отложения современной пляжевой полосы и упомянутые выше озерно-болотные отложения на севере о. Беринга.

Среди четвертичных отложений можно выделить следующие генетические комплексы: а) отложения высоких морских террас (Qm); б) озерно-болотные отложения (Ql); в) отложения пляжевой полосы и песчаные дюны (Qme); г) аллювиальные отложения (Qal); д) элювиально-делювиальные отложения (Qeld).

Все перечисленные комплексы пород, за исключением рыхлых отложений высоких морских террас, близки по времени образования и несомненно относятся к современному отделу четвертичной системы. Образования высоких морских террас связаны с более ранними поднятиями островов и по аналогии с Камчаткой относятся к верхнему — среднему отделам четвертичной системы.

Отложения высоких морских террас (Qm)

Морские террасы различных уровней (от 20 до 150—160 *м*) довольно широко развиты на о. Беринга, особенно в его северной части.

Покров рыхлых отложений на этих террасах зафиксирован лишь в нескольких пунктах. Чаще всего он наблюдается на широко распространенной террасе 20-*м* уровня.

На поверхности этой террасы на юго-западном побережье о. Беринга (бухта Китовая, мыс Собачий Остров и др.) наблюдался покров галечника незначительной мощности (2—3 *м*) с небольшой примесью песчаного материала. Галька имеет характерную уплощенную форму; состав ее довольно однообразный — туфы с различной величиной составляющих обломков и реже эффузивы.

Озерно-болотные отложения (Ql)

Озерно-болотные отложения сравнительно широко развиты в северной части о. Беринга вблизи крупных озер: Саранного, Шангинского, Ладыгинского, Гаванского и др. Они занимают здесь пониженные участки острова, представляющие собой заболоченные морские заливы (типа маршей). Образование последних, видимо, нужно связывать с недавними поднятиями островов.

Озерно-болотные отложения представлены в различной степени разложившимся почвенно-растительным слоем и торфом. Мощность торфяного пласта достигает на отдельных участках 0,5 *м* (И. Морозевич, 1925 г.). Общая мощность отложений на этих участках не более 5—6 *м*.

Болотные отложения небольшой мощности (0,5—0,7 *м*), представленные слабо разложившимся почвенно-растительным слоем, довольно широко развиты на поверхности высоких террас в северной и центральной частях о. Беринга, а также на небольших участках заболоченных морских заливов в южной части о. Беринга (заливы Лисинский, Бобровый и др.) и на о. Медном (заливы Песчаный, Гладковский и др.).

Отложения пляжевой полосы и песчаные дюны (Qme)

Неширокая полоса пляжа протягивается вдоль северо-восточного и юго-западного побережий о. Беринга в северной его половине. Небольшие по площади участки пляжа встречаются также на юге о. Беринга и на о. Медном, где они приурочены обычно к приустьевым частям рек.

Ширина полосы пляжа в северной части о. Беринга обычно не превышает 30—50 *м*. Лишь на отдельных участках, например у устья р. Ладыгинской, она увеличивается до 100—150 *м*.

Отложения пляжевой полосы представлены обычно хорошо отсортированными песками и реже галькой и валунами. В песчаных отложениях, как правило, хорошо заметна слоистость.

Состав пляжевых отложений целиком зависит от состава пород береговой полосы, подвергающейся размыву. Очень редко встречаются экзотические обломки нехарактерных для данной части острова пород и минералов. Мощность песчано-галечных отложений вблизи с. Никольского достигает 3—5 *м*.

Среди песчаных отложений пляжа встречаются линзы темных песков, обогащенных тяжелыми минералами (главным образом магнетитом), на что обратил внимание еще И. Морозевич.

Мощность таких линз достигает 1,5 *м*. Образование их, очевидно, связано с местным перемывом песков пляжа в приустьевых частях рек.

В крупных заливах и бухтах (Китовая, Лисинская, Песчаная и др.) пляж окаймляется со стороны острова полосой песчаных дюн. Обычно эта полоса имеет дугообразную форму, выпуклую в сторону суши.

Ширина и высота дюн непостоянны в различных частях островов. Максимальная ширина (до 200—300 *м*) наблюдалась вблизи с. Никольского, здесь же дюны достигают и наибольшей высоты (до 30 *м*). Вблизи береговой полосы дюны обычно «голые», в глубь острова все более заросшие и задернованные.

Сложены дюны хорошо отсортированным песком с косой и перекрещивающейся слоистостью.

Аллювиальные отложения (Qal)

Речные долины Командорских островов почти не имеют хорошо выраженных аккумулятивных террас, за исключением низкой поймы. Большинство речных террас цокольные, обычно с очень маломощным плащом аллювия.

Однако и эти террасы развиты далеко не по всем рекам островов. Морфологически они лучше всего представлены по рекам Каменке, Половине, Командор и др.

В нижнем течении этих рек иногда удается наблюдать серию террас различных уровней. Аллювиальный плащ на этих террасах представлен довольно хорошо окатанным галечником, слабо скрепленным песчаным материалом. Мощность аллювия на террасах редко достигает 2—3 *м*. Ближе к истокам рек в составе аллювия все большую роль приобретают слабоокатанные и угловатые обломки пород.

Такая же закономерность в распределении материала наблюдается и в составе пойменного аллювия.

Состав аллювиальных отложений целиком зависит от состава пород, принимающих участие в строении данной речной системы.

Элювиально-делювиальные отложения (Qeld)

Эти отложения прерывистым плащом перекрывают древние образования на островах. Особенно широко они развиты на о. Беринга в полосе развития легко разрушающихся туфогенных пород командорской серии. На плоских увалах и водоразделах почти повсеместно встречается слой элювия небольшой мощности (0,2—0,3 *м*), представленный мелкой щебенкой туфов и супесью. На склонах и у подножья холмов и увалов часто образуются довольно мощные (до 3—5 *м*) делювиальные шлейфы, представленные мелкой щебенкой (в поле развития рыхлых туфогенных пород) или крупноглыбовым коллювием (вблизи крупных массивов эффузивных пород).

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В строении Командорских островов значительная роль принадлежит магматическим породам различного возраста и генезиса. Наиболее широко развиты эффузивные породы преимущественно среднего и основного состава, более кислые разности эффузивных пород имеют подчиненное значение. Интрузивный массив кварцевого диорита обнаружен лишь на о. Медном. Вместе с тем очень широко развиты дайковые и жильные образования андезитового ряда, большая часть которых относится к единому с интрузивным массивом магматическому циклу.

Вопрос о возрасте магматических пород решается не всегда однозначно. Наиболее четко удается установить возраст эффузивных образований, для значительной части которых наблюдались непосредственные взаимоотношения с охарактеризованными органическими остатками осадочно-туфогенными отложениями. Так, например, отчетливо стратифицируются наиболее древние магматические образования островов — эффузивы свиты мыса Толстого; описание их приведено в соответствующем разделе «Стратиграфия».

Достаточно отчетливо устанавливается возраст экструзивного массива липаритов на о. Медном. Менее точно определение возраста эффузивов водопадской свиты, однако их наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе третичных отложений островов не вызывает сомнений.

Возрастная привязка интрузивных и дайковых образований более условна; в большинстве случаев удается установить лишь нижний возрастной предел этих пород по взаимоотношениям с теми отложениями, которые они прорывают. Учитывая петрографическое сходство отдельных типов дайковых пород с хорошо стратифицирующимися эффузивами, можно сделать предварительное заключение о возрасте первых, однако территориальная разобщенность этих пород не позволяет считать это заключение достоверным. Более определенно решается вопрос о возрасте роговообманковых андезитов на о. Медном, взаимоотношения которых с эффузивами водопадской свиты наблюдались непосредственно в обнажениях.

Имеющиеся материалы позволяют наметить проявление двух крупных циклов магматической деятельности на территории островов. Первый из них совпадает по времени с образованием свиты мыса Толстого (верхний олигоцен) и характеризуется преимущественно основным и средним составом лав (того же состава пирокласты преобладают и в туфогенных породах свиты). Меньшее значение имеют кислые излияния и эксплозии (экструзия липаритов на о. Медном). Вероятно, с этим же магматическим циклом связано образование даек пироксеновых андезитов с самородной медью.

Продукты второго магматического цикла известны на о. Медном. С этим циклом связано образование многочисленных даек роговообманковых и роговообманково-биотитовых андезитов и интрузий кварцевых диоритов. Время образования этих пород точно не устанавливается, вероятнее всего внедрение их относится к концу третичного периода (плиоцену?).

Подробная характеристика магматических пород Командор приведена в монографии И. Морозевича (1925 г.); частично они описаны в настоящем

очерке в разделе «Стратиграфия». Поэтому здесь описание их весьма схематизировано.

Более подробно охарактеризованы впервые выделенные на Командорах Ю. В. Жегаловым (1958 г.) гидротермально измененные породы формации вторичных кварцитов, а также своеобразные жилы кластических пород, описанные ранее И. Морозевичем под названием «туфогенные жилы».

Экструзия липаритов

Крупная экструзия липаритов расположена на северо-западном окончании о. Медного.

В рельефе экструзивный массив образует высокий горный хребет, отделенный от основного массива острова поперечной тектонической долиной рек Песчанки и Бобровой.

Обособленное положение массива дало повод И. Морозевичу назвать эту часть острова «северо-западным риолитовым хребтом». Это название вполне оправдано, так как на всей площади к северо-западу от упомянутой выше поперечной долины липариты выступают как единый монолитный массив. Лишь на крайнем северо-западе острова (мыс Сулковского) вскрываются туфогенные породы свиты мыса Толстого.

На всей площади «риолитового хребта» липариты обнаруживают поразительное однообразие состава и строения, что еще раз подчеркивает экструзивную природу всего массива. В обнажениях — это светло-серые, зеленоватые и розоватые, очень плотные породы, обычно имеющие массивную текстуру. Иногда в них довольно четко наблюдается грубая столбчатая отдельность.

Преобладающий цвет липаритов зеленый со слабым голубоватым оттенком. На общем зеленом фоне выделяются неправильной формы участки розового и светло-серого цвета. Иногда зеленые и розовые липариты встречаются в виде чередующихся полос. Такое чередование издали можно принять за грубую слоистость.

Взаимоотношения липаритов с вмещающими породами свиты мыса Толстого достаточно определенно свидетельствуют об их одновозрастности, поэтому время внедрения экструзии следует отнести к верхнему олигоцену.

Кварцевые диориты и кварцевые диоритовые порфириты

Единственный выход интрузивных пород обнаружен на мысе Черном (о. Медный) (рис. 59). Здесь вскрывается довольно крупный массив кварцевых диоритов и кварцевых диоритовых порфиритов; последние несомненно представляют собой краевую фацию того же массива. В рельефе массив кварцевых диоритов образует довольно крупную возвышенность (высота 324,1 *м*), господствующую над окружающими ее более низкими горными сооружениями. Вершина этой возвышенности имеет в общем сглаженное очертание и крутые обрывистые склоны, обращенные в сторону Берингова моря.

В береговых обрывах от бухты Хлебной к мысу Черному и далее к мысу Глупышиные Столбы в прекрасных береговых обнажениях прослеживаются исключительно однообразные светло-серые плотные кварцевые диориты, разбитые трещинами отдельности на крупные параллелепипеды. Крупными глыбами и обломками этих же пород завалена и прибрежная полоса. Особенно отчетливо выражены меридиональные трещины, благодаря чему на северной оконечности мыса морской абразией выбиты глубоко вдающиеся в сушу фиорды, и весь массив выступает в виде гигантского гребня, отдельные зубья которого далеко вытянуты в море.

Кварцевый диорит впервые описан И. Морозевичем под названием андодиорита. Основанием для такого названия породы послужили выводы И. Морозевича об условиях залегания этих пород. По его представлениям

кварцевые диориты, как и другие изверженные породы островов, залегают ниже осадочной толщи и согласно ею перекрываются, т. е. интрузивные по структуре породы находятся в эффузивном залегании, что и отражено И. Морозевичем в названии породы.

Работами Ю. Жегалова установлен, несомненно, интрузивный характер контакта диоритов и вмещающих туфогенных пород свиты мыса Толстого.

Непосредственного контакта и связанных с ним изменений во вмещающих породах наблюдать не удается, так как приконтактная зона подверглась более поздней гидротермальной переработке и породы в этой зоне превращены во вторичные кварциты, однако, во многих случаях наблюдались взаимоотношения дайковой фации того же массива и вмещающих пород. Дайковая фация представлена кварцевыми диоритовыми порфиритами, совершенно аналогичными по составу и структуре краевым фациям массива. Во всех случаях вблизи массива дайки кварцевых диоритовых порфиритов про-

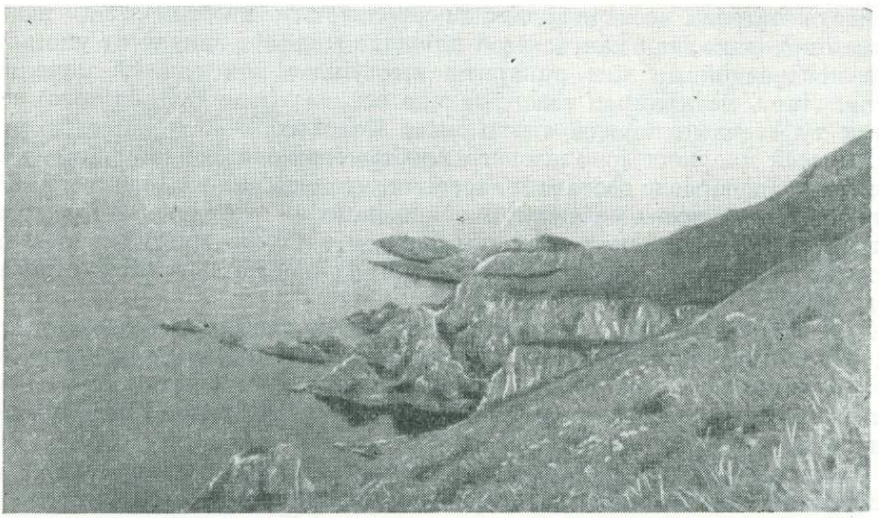


Рис. 59. Массив кварцевых диоритов (о. Медный, мыс. Черный).

резают туфогенные образования свиты мыса Толстого и несомненно являются более молодыми по возрасту.

Кварцевые диоритовые порфириты близки по составу роговообманковым андезитам — наиболее молодым изверженным породам островов.

Учитывая все изложенное выше, можно достаточно уверенно говорить об относительном возрасте становления интрузии.

Вероятнее всего породы интрузии близки по возрасту эффузивам водопадской свиты и являются их глубинными аналогами, т. е. появление их нужно связывать с магматической деятельностью в конце третичного времени.

Дайковые породы

Дайковые образования Командорских островов представлены почти исключительно андезитами (рис. 60), обнаруживающими довольно значительное разнообразие состава.

Помимо этих основных пород, которые, как показано выше, доминируют и среди эффузивных образований Командорских островов, в двух пунктах встречены дайки пород, отличающихся по составу и структуре и относящихся к группе лампрофиров. Это беринги́т на о. Беринга и лампрофир спессартитового ряда на о. Медном.

Дайковая фация андезитов очень широко развита на о. Медном, особенно в его южной части вблизи выходов пород водопадской свиты, и почти

совсем не проявлена на о. Беринга. Среди андезитов выделяются пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманково-биотитовые разновидности.

Пироксеновые андезиты имеют очень ограниченное распространение на о. Медном. Они встречаются на северо-восточной его оконечности, где с ними связано рудопроявление самородной меди. По составу пироксеновые андезиты резко отличаются от остальных групп андезитов и представляют собой наиболее основной тип, приближающийся к базальтам.

Остальные две группы андезитов несомненно представляют собой продукт единого магматического этапа, обладают большим петрографическим и химическим сходством и отличаются друг от друга только отсутствием или присутствием одного из цветных минералов.

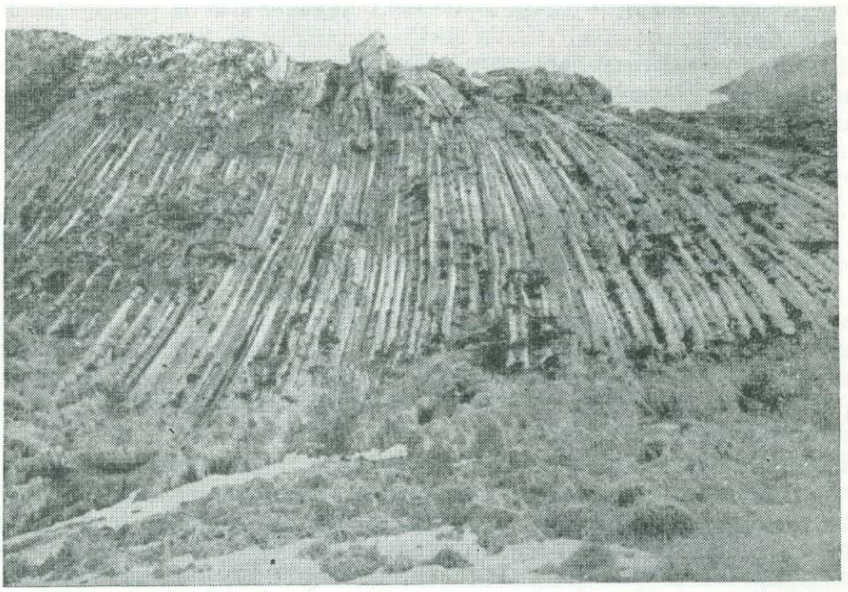


Рис. 60. Мощная дайка роговообманковых андезитов (о. Беринга, бухта Дубава).

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ФОРМАЦИИ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Небольшие поля гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов развиты на о. Медном.

В северной части острова массивы вторичных кварцитов пространственно тяготеют к крупной экструзии липаритов и обычно располагаются в периферических частях ее. На юге острова значительно меньше по площади массивы этих пород пространственно и, вероятно, генетически связаны с интрузивным массивом кварцевых диоритов и широко проявленной здесь дайковой формацией диоритовых порфиритов и роговообманковых андезитов.

Центральные части массивов гидротермально измененных пород (собственно, вторичные кварциты) отличаются яркими тонами и отчетливо заметны издалека.

Массив гидротермально измененных пород у мыса Матвея имеет отчетливое северо-западное простирание по азимуту 300—310°. В этом направлении с небольшими перерывами гидротермально измененные породы прослеживаются вдоль берега более чем на 2,5 *км* от бухты Ближнее песочное Место до бухты Цемуховской. Более или менее полный поперечный разрез зоны гидротермально измененных пород наблюдается только в одном месте—

на мысе Матвея. Здесь ширина зоны достигает 400—500 *м*. Учитывая общее простирание зоны, а также и то обстоятельство, что по берегу острова, исключая мыс Матвея, развиты преимущественно пропилитовые изменения пород и лишь спорадически встречаются более глубоко измененные разности, можно предполагать, что бо́льшая часть зоны измененных пород уничтожена абразией и сохранилась в основном лишь периферия зоны.

Крайняя восточная оконечность мыса Матвея сложена преимущественно сильно хлоритизированными и пиритизированными разностями липаритов. Породы имеют темно-серый с зеленоватым оттенком цвет, образующийся за счет обильной хлоритизации породы. На отдельных участках в приповерхностной зоне породы приобретают интенсивную ржаво-бурую окраску, связанную с образованием гидроокислов железа за счет разложения пирита.

В целом состав и облик пород весьма характерны для краевых фаций подзон пропилитизации гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов.

Среди пропилитизированных пород встречаются отдельные останцы неправильной формы слабо измененных и почти неизмененных липаритов. Столь же неправильными пятнами встречаются участки пород, разложенных до глинистого состояния. Общая мощность подзоны пропилитизированных пород достигает здесь 200—250 *м*.

Далее к западу подзона пропилитизации довольно резко сменяется подзоной интенсивно окварцованных и алунитизированных пород (центральная фация вторичных кварцитов). Смена фаций отчетливо отражается в рельефе. Породы подзоны пропилитизации образуют на западном окончании мыса Матвея остроконечные скалы высотой до 75 *м*. На границе подзон высота перешейка резко снижается до 30—35 *м* и остается такой вплоть до причленения его к основному массиву острова. Рельеф здесь более сглаженный, и лишь отдельными высокими скалами возвышаются бурые останцы пропилитизированных пород.

Центральную часть зоны гидротермально измененных пород у мыса Матвея занимают алунитовые вторичные кварциты и монокварциты. Это обычно плотные крепкие породы белого и светло-серого цвета с легким розоватым и желтоватым оттенком. В алунитовых вторичных кварцитах реликтовая порфировая структура улавливается лишь под микроскопом благодаря присутствию крупных (до 3—5 *мм*) оплавленных зерен кварца, обычно корродированного и разбитого трещинами. Остальная часть породы сложена мелкозернистым агрегатом кварца (0,01 *мм*) с примесью чешуек алунита (0,2—0,3 *мм*).

Выходы гидротермально измененных пород разобщены территориально, и в каждом отдельном случае гидротермальным преобразованиям подвергались породы различного состава и возраста.

Вместе с тем общее простирание большинства зон измененных пород (простирание оказывается общим во всех случаях, когда его удается установить), а также близкий состав гидротермально измененных пород позволяют с некоторой долей условности рассматривать все разрозненные выходы измененных пород как продукт одновременного процесса гидротермальной деятельности, связанного с единым очагом.

Бросается в глаза линейное расположение выходов гидротермально измененных пород. Это обстоятельство не может быть простой случайностью. Естественнее предположить, что все эти выходы связаны с единым крупным разломом северо-западного простирания и являются его отражением на дневной поверхности. Такие крупные разломы и связанные с ними массивы вторичных кварцитов известны в соседней Курило-Камчатской островной дуге.

Учитывая одновозрастность гидротермально измененных пород о. Медного, достаточно определенно можно говорить о времени проявления этого процесса. Гидротермальной переработке подверглись все геологические образования острова, включая наиболее молодые из известных здесь пород—

роговообманковые андезиты дайковой формации и эффузивы водопадской свиты. Следовательно, проявление гидротермальной деятельности нужно отнести к самому концу третичного периода (не древнее плиоцена).

Жилы кластических пород

Весьма необычный тип образований как по условиям залегания, так и по генезису представляют собой жилы кластических пород, очень широко развитые среди туфогенных отложений командорской серии на о. Беринга.

В обнажениях эти жилы выглядят как внедрения магматических пород в осадочную толщу и часто образуют в рельефе хорошо заметные гривки, тем отчетливее заметные, чем большую мощность имеет эта своеобразная жила. В средней части острова, в поле развития легко разрушающихся пелитовых и алевритовых туфов, мощные жилы кластических пород часто определяют конфигурацию и направление даже крупных водоразделов. Жилы кластических пород всегда имеют четкие границы раздела с вмещающими породами и довольно хорошо выдерживаются по простиранию. В больших береговых обнажениях их иногда удается проследить на несколько сот метров без какого бы то ни было уменьшения мощности. В других случаях наблюдались линзообразные раздувы жил и быстрое выклинивание их по простиранию.

Макроскопически большинство жил неотличимо от туфогенных вмещающих пород. Чаще всего наблюдаются жилы, по внешнему виду напоминающие псаммитовые и псефитовые туфы. Реже в них встречаются остроугольные включения темных пелитовых пород размером до 2—3 *см*, иногда ориентированные по простиранию жилы.

В целом заметна связь между составом вмещающих пород и жил: среди псаммитовых пород наблюдаются жилы с псаммитовым размером обломков, в поле развития конгломератов в жилах наблюдаются включения гальки, часто жилы содержат обломки и сохранившиеся формы раковин того же облика, что и в туфогенных породах серии. Единственным исключением в этом отношении является отсутствие жил пелитового и алевритового состава, тогда как туфогенные породы этого состава широко развиты на островах. В поле развития пелитовых туфов жилы кластических пород широко развиты, но имеют псаммитовый или псефитовый состав.

Мощность жил очень разнообразна, от первых сантиметров до 5—7 *м*.

Микроскопическое изучение шлифов из жил показывает, что они имеют сборный состав и представлены преимущественно обломками пород и минералов, характерных для туфогенных пород серии. Обломочный материал отличается плохой сортировкой, угловатыми, иногда угловато-округлыми очертаниями. Для обломков минералов и пород характерна сильная выветрелость. Полевой шпат обычно полностью альбитизирован и пелитизирован. Обломки пород сильно хлоритизированы, по ним развиваются зернышки эпидота. В качестве незначительной примеси присутствуют обломки кварца с облачным погасанием и микропертита. В шлифе наблюдаются угловатые грубо ориентированные обломки аргиллита, состоящего из микроскопических зернышек и чешуек глинисто-слюдистого минерала, местами параллельно расположенных. Цементируются обломки пород и минералов глинистым, иногда песчаным цементом с небольшой примесью хлорита.

Приведенный выше состав пород, а также присутствие в жилах обломков ракуши указывают на осадочное происхождение жил. Скорее всего они образовались в результате заполнения трещин в осадочной толще пород. Об этом, кроме приведенных фактов, свидетельствует неоднократно наблюдавшееся выклинивание жил книзу.

Образование жил кластических пород скорее всего близко по времени к образованию командорской серии, что подтверждается и близким составом отложений.

ТЕКТОНИКА

Маленькие по площади Командорские острова занимают очень интересное структурное положение на стыке двух крупнейших островных дуг Северного полушария — Курило-Камчатской и Алеутской.

Мелкомасштабная географическая карта дает достаточно ясный ответ на вопрос о структурном положении островов. Несмотря на оторванность Командорских островов от основной гирлянды Алеутских островов (расстояние от Командорских островов до ближайшего острова Алеутской гряды — Атту — составляет 325 *км*), отчетливо видно, что Командорские острова расположены на общей с Алеутскими островами дуге, радиус которой равен 1400 *км*. На эту связь указывал еще в конце XIX в. Зюсс. Однако более близкое знакомство с особенностями геологического и тектонического строения Командорских островов привело И. Морозевича к несколько иным выводам.

Во-первых, Командорские острова совершенно не несут следов четвертичного вулканизма, характерного для основной гирлянды островов Алеутской дуги. Однако одно это обстоятельство не могло служить достаточным доказательством отсутствия структурной связи с Алеутскими островами, так как ближайшие к Командорским островам этой гряды также лишены проявлений современного вулканизма.

Основным доказательством в пользу обособленности структурного положения Командорских островов послужило для И. Морозевича тектоническое строение самих островов.

По И. Морозевичу тектоническое строение самих островов очень просто. Оба острова представляют собой крупные глыбы, наклоненные друг к другу под различными углами. Разницу в углах падения пород он объяснял различной амплитудой глыбовых перемещений островов и различным наклоном глыб островов к горизонтальной плоскости.

Отсутствие по И. Морозевичу пликативных дислокаций осадочной толщи островов, а также глыбовая тектоника их привели его к следующему выводу.

Командорские острова это как бы два куска какого-то после-нижнемиоценового континента, который большей своей частью погрузился в глубь океана. Может быть, они представляют маленькую часть этого континента, который лежал в пределах нынешнего Берингова моря и соединял Северную Америку с Азией».

Такой вывод И. Морозевича был обусловлен также и тем, что к моменту написания его основной монографии по Командорам подводный рельеф акватории островов был еще очень слабо изучен, и все основные построения сделаны И. Морозевичем на основании гидрографической карты Л. Стейнегера, согласно которой Командорские острова располагаются в пределах крупной глыбы, обрывающейся в сторону Тихого океана и Берингова моря крупными ступенчатыми сбросами. Максимальная амплитуда этих сбросов наблюдается к востоку (в сторону Алеутских островов) и к югу (к Тихому океану), минимальная — к Камчатке и Берингову морю.

Отсутствие пликативных дислокаций в третичных отложениях Командорских островов согласно данным И. Морозевича не позволяет считать их составной частью молодой Тихоокеанской (Восточно-Азиатской) геосинклинали, третичные отложения которой, как правило, интенсивно дислоцированы, причем пликативными дислокациями захвачены даже самые верхние горизонты третичных отложений, что хорошо видно на примере Курило-Камчатской островной дуги.

Однако против гипотезы глыбового происхождения островов свидетельствует целый ряд фактов, из которых главными являются следующие.

Во-первых, расположение Командор непосредственно на продолжении Алеутской гряды.

Во-вторых, несомненное воздействие Алеутской островной дуги (считая Командорские острова ее крайним западным звеном) на соседнюю Курило-

Камчатскую. К северу от пересечения этих двух дуг в Курило-Камчатской дуге исчезают современные действующие вулканы. Отсутствие же активного вулканизма в «затененной» части дуги (после пересечения ее другой дугой) — характерная особенность всех островных дуг, на что в свое время обратил внимание еще А. Н. Заварицкий (1946 г.).

Эти закономерности не могли быть объяснены с позиции гипотезы И. Морозевича.

Исследования Ю. В. Жегалова показали, что тектоника островов отличается значительно большей сложностью, чем это представлялось И. Морозевичу. Оба острова представляют собой крупные антиклинальные складки отчетливого северо-западного простирания (рис. 61). Таким образом, складчатая структура островов в значительной мере определяет и современную конфигурацию их.

Одинаковое простирание складчатых структур на обоих островах несомненно указывает на принадлежность их к единой тектонической структуре, однако строение каждого из островов отличается целым рядом особенностей, в связи с чем удобнее рассматривать их отдельно.

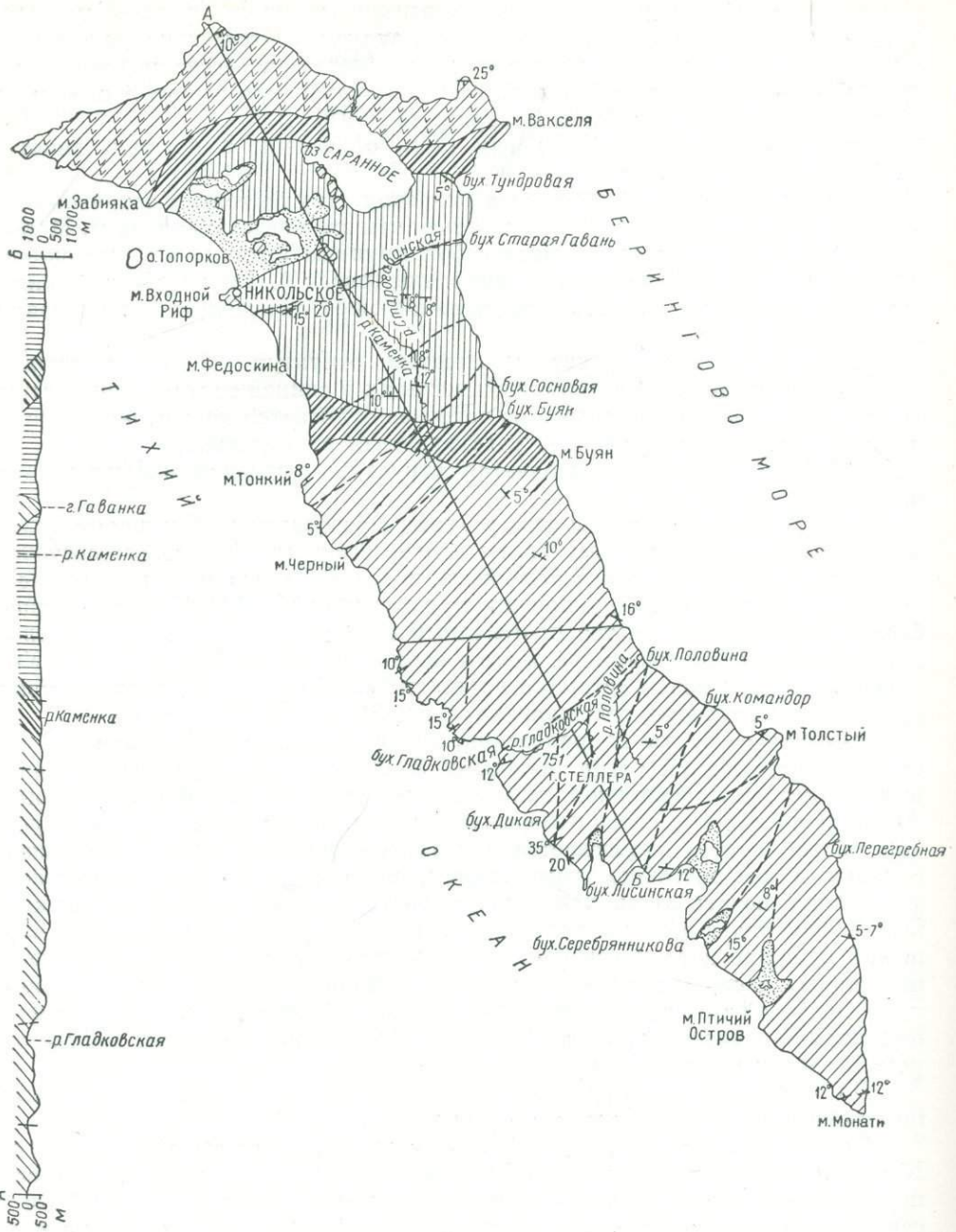
Наиболее отчетливо складчатая структура островов наблюдается на о. Медном.

В центральной части острова у бухты Преображенской и южнее вскрываются туфогенные породы свиты мыса Толстого. На северо-восточном побережье острова (у мыса Жирового, мыса Гладкого и т. д.) отмечается очень выдержанное падение пород к югу с углами 35—40°. К юго-западному берегу острова наблюдается постепенный разворот пластов в юго-западном направлении, и на побережье пласты наклонены к запад-юго-западу. Углы падения пород в целом остаются постоянными (20—30—50°) и лишь вблизи разрывных нарушений увеличиваются до 70—80°.

Начиная от бухты Гавриловской, туфогенные породы свиты мыса Толстого перекрываются более молодыми конгломератами буяновской свиты, выходы которых неширокой полосой протягиваются на расстояние около 20 *км* вдоль юго-западного побережья острова. Таким образом, в центральной части острова наблюдается отчетливое периклинальное погружение складки в юго-восточном направлении, причем на дневной поверхности удается наблюдать лишь присводовую часть структуры и ее юго-западное крыло. Простая в целом антиклинальная структура осложнена рядом нарушений субширотного и северо-восточного простирания, наиболее крупные из которых расположены на широте бухт Жировой и Гладковской. Амплитуду смещения по этим нарушениям установить не удается, но, вероятно, она весьма значительна, на что указывает сдваивание более чем 1000-*м* разреза к северу и югу от бухты Жировой.

По большинству нарушений этого направления приподняты южные по отношению к плоскости смещения блоки.

Периклинальное замыкание этой структуры наблюдается у бухты Корабельной, где конгломераты буяновской свиты полностью перекрывают породы свиты мыса Толстого и выходят полосой шириной около 2 *км* на северо-восточном побережье и центральной части острова. Южнее по крупному тектоническому нарушению субширотного простирания они приведены в контакт с породами свиты мыса Толстого (вероятно, с ее верхними горизонтами), которыми сложен здесь еще один приподнятый блок описанной выше антиклинальной структуры. Судя по элементам залегания, на этом участке острова сохранилась от разрушения часть северо-восточного крыла антиклинали, которая наблюдается у мыса Корабельного. Простирание антиклинальной структуры здесь несколько меняется и становится субмеридиональным, что, возможно, связано с глыбовыми перемещениями по упомянутому выше нарушению в бухте Корабельной. Вероятность такого рода смещения подтверждается и своеобразной конфигурацией острова на этом участке, на широте мыса Корабельного южная часть острова как бы передвинута к северо-востоку по отношению к его северной части. Тенденция



к погружению структуры в юго-восточном (южном?) направлении сохраняется, и в этом блоке и перед новым крупным нарушением по ручью Водопадному на северо-восточном крыле структуры вновь фиксируется небольшой по площади выход конгломератов буяновской свиты. По нарушению у ручья Водопадного туфы свиты мыса Толстого и конгломераты буяновской свиты примыкают к эффузивам и лавобрекчиям водопадской свиты.

Очень сложна тектоника южной части острова, где преимущественным развитием пользуются эффузивы водопадской свиты. Преимущественно эффузивный состав свиты, многочисленные дайки и мелкие экструзии, развитые здесь, не позволяют в достаточной степени расшифровать структуру этой части острова. Единичные замеры элементов залегания, которые

удалось сделать в породах водопадской свиты, очень противоречивы и лишь отчасти могут помочь в разрешении этого вопроса. Так, у мыса Никольского наблюдалось близкое к горизонтальному залегание потоков андезитов и андезито-дацитов, на противоположной стороне острова углы падения в породах свиты достигают 25—30°. Наклонное залегание пород свиты наблюдалось и в более южных частях острова.

Эти немногочисленные данные не могут дать полного представления о дислоцированности пород водопадской свиты. Следует учесть к тому же возможность первичного наклона потоков эффузивов за счет неровностей рельефа в момент излияния, а также очень напряженную разрывную тектонику в этой части острова, проявленную сериями даек различных направлений и многочисленными зонами дробления. Скорее всего значительные наклоны пород водопадской свиты вызваны именно этими причинами и не являются следствием интенсивных складкообразовательных движений.

Наиболее интересны в этом отношении наблюдения у мыса Никольского. Здесь потоки эффузивов залегают практически горизонтально. Далее к югу от мыса, вблизи конусообразного экструзивного массива, те же потоки эффузивов резко поднимаются вверх и имеют углы наклона порядка 60—70°. В этом случае отчетливо наблюдается, что кажущаяся дислоцированность пород связана с экструзивным выпиранием остаточных порций кислой магмы.

Нормальных стратиграфических контактов между эффузивами водопадской свиты и нижележащими отложениями не наблюдалось. Различная дислоцированность пород позволяет сделать заключение в несогласном

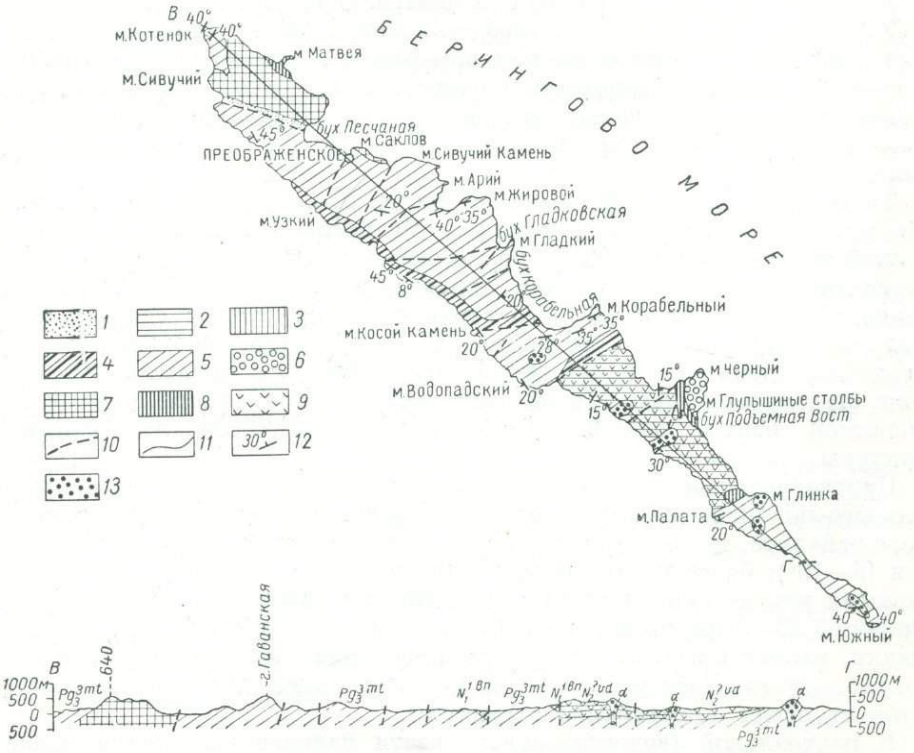


Рис. 61. Геологическая карта Командорских островов.

1 — Аллювиальные и озерно-болотные отложения; *2* — водопадская свита (андезиты, лавобрекчии, лапиллово-кристаллические туфы); *3* — каменная свита (пелитовые и алевритовые туфы, туффиты, диатомиты, опоки); *4* — буяновская свита (конгломераты, псаммитовые туфы); *5* — свита мыса Толстого (алевритовые, псаммитовые и псефитовые туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, андезиты, базальты); *6* — кварцевые диориты; *7* — липариты; *8* — гидротермально измененные породы формации вторичных кварцитов; *9* — андезиты, базальты, их туфы и туфобрекчии; *10* — тектонические разрывы; *11* — геологические границы; *12* — наклонное залегание пластов; *13* — жилы амфибол-авгитовых и амфибол-диотитовых андезитов.

перекрытии туфогенных отложений свиты мыса Толстого и буяновской свиты эффузивами и лавобрекчиями водопадской свиты.

У мыса Палата вновь появляются туфы свиты мыса Толстого с многочисленными на этом участке секущими и межпластовыми внедрениями роговообманковых и роговообманково-биотитовых андезитов. Общее направление падения пород здесь южное, реже юго-восточное.

Южная оконечность острова представляет собой небольшой тектонический отторженец, сложенный туфогенными породами свиты мыса Толстого. От основного массива острова его отделяет крупное нарушение, отраженное в современном рельефе перешейком, высота которого едва превышает 20 *м*. Здесь, видимо, сохранилась от разрушения часть юго-западного крыла общей для о. Медного антиклинальной структуры с довольно выдержанным падением пород по азимуту 180—200° под углом 35—40°.

Несколько обособленное положение занимает северная часть острова, отделенная от центральной его части крупным субширотным нарушением, к которому приурочена сквозная долина рек Песчанки и Бобровой. Здесь расположена крупная экструзия массивных липаритов, слоистые туфы свиты мыса Толстого встречаются лишь в виде небольшого пятна на крайнем северо-западе острова (мыс Сулковского).

Пласты туфов наклонены к западу и северо-западу под углом 35—40°. Интересно постепенное изменение падения пород от западного у мыса Котенок до север-северо-западного, почти меридионального на Бобровых камнях. Не исключена возможность, что здесь сохранилась от размыва часть северо-западной периклинали той же антиклинальной структуры, юго-восточная периклиналь которой расположена в центральной части острова.

Таким образом, о. Медный представляет собой крупную антиклиналь, простирающуюся с северо-запада на юго-восток и осложненную целым рядом поперечных разломов общего субширотного простирания. На большей части острова наблюдается юго-восточное погружение структуры, причем от разрушения сохранились присводовая часть складки и ее юго-западное крыло.

Тектоника южной и центральной частей о. Беринга во многом напоминает тектонику центральной части о. Медного. Это также периклиналь крупной антиклинальной структуры северо-западного простирания, в которой сохранились от разрушения присводовая часть и одно из крыльев. Однако в отличие от о. Медного структура погружается здесь в северо-западном направлении. Антиклиналь о. Беринга сложена в основном туфогенными породами свиты мыса Толстого и лишь на погружении структуры в центральной части острова появляются конгломераты буяновской свиты, как бы окаймляющие северо-западное замыкание структуры.

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°); более крутое падение пород связано главным образом с локальными зонами смятий вдоль тектонических нарушений. В сравнительно неширокой (2—3 *км*) полосе побережья наблюдаются небольшие вторичные складки, размах крыльев которых не превышает первых сотен метров (мыс Казарма, бухта Лобазовская и др.), простирание этих складок обычно повторяет общее простирание структуры.

В центральной (водораздельной) части падение постепенно меняется на северное и северо-восточное, и на северо-восточном побережье острова отмечается очень устойчивый наклон пластов к северо-востоку, причем углы падения пород сохраняются прежними.

Так же как на о. Медном, складчатая структура этой части острова разбита многочисленными нарушениями субширотного и северо-восточного простирания; к наиболее крупным из них приурочены долины современных рек (например, долина рек Гладковской и Половины).

В частных разрезах нарушения устанавливаются по мощным зонам дробления и вторичного смятия пород; большинство из них хорошо заметно на аэрофотоснимках.

Амплитуду смещения пород по крупным нарушениям установить не удается из-за отсутствия в разрезе свиты хороших маркирующих горизонтов. Однако нет никаких оснований предполагать, что размеры смещений пород по этим нарушениям будут существенно отличаться от тех, которые отмечались на о. Медном (смещения пород по крупным нарушениям на о. Медном достигают нескольких сот метров).

На погружении описанной антиклинальной структуры в центральной и северной частях о. Беринга развивается крупный синклинальный прогиб, связанный, видимо, с ундуляцией оси основной антиклинальной структуры. Прогиб выполнен туфогенными отложениями каменской свиты и представляет собой широкую корытообразную структуру, ось которой имеет, по-видимому, близкое к широтному простирание. С севера и юга синклинальный прогиб ограничивается выходами конгломератов буяновской свиты, которые выше по разрезу постепенно сменяются мелкообломочными туфами каменской свиты. Углы падения на крыльях прогиба невелики и лишь в редких случаях достигают 15—20°, обычно наклон пластов не превышает 8—10°. В центральной части прогиба породы залегают практически горизонтально, за исключением вторичных осложнений (например, небольшой антиклинальный перегиб пластов в верховье р. Федоскиной). Общую спокойную блюдцеобразную структуру прогиба осложняют характерные для островов крупные нарушения субширотного простирания.

Эти нарушения отражаются в современном рельефе в резком изменении направления течения крупных рек с северо-западного на почти широтное (реки Каменка, Старогаванская, Товарищеская Шайба и др.). Самую северную часть острова (севернее оз. Саранного) слагают эффузивы свиты мыса Толстого. Крупных складчатых структур в этих породах наметить не удается, однако отчетливо устанавливается общий их наклон к юго-востоку, реже к югу, т. е. под туфогенные породы каменской свиты, выполняющие прогиб.

В целом о. Беринга представляет собой крупную антиклиналь, осложненную поперечным прогибом в центральной его части. Свод и северо-западное крыло основной структуры находятся в южной и средней частях острова.

В отличие от структур о. Медного складчатые структуры о. Беринга имеют значительно большие размеры, достигающие, видимо, десятков километров в поперечном и продольном направлениях, и значительно меньшую амплитуду поднятий и опусканий. Это свидетельствует о том, что складкообразовательные движения проявились на о. Медном значительно интенсивнее, чем на о. Беринга.

Важной особенностью о. Беринга является отсутствие в его пределах следов позднетретичного вулканизма, достаточно широко проявившегося на о. Медном. Вместе с тем крупные разломы широтного простирания развиты на о. Беринга так же широко, как и на о. Медном, что несомненно указывает на их «поствулканический» возраст.

Приведенные выше материалы позволяют сделать некоторые выводы относительно положения Командорских островов в общей тектонической структуре северной части Тихого океана.

Доказанная экспедицией «Витязя» морфологическая связь между Командорскими и Алеутскими островами, несомненно, является и генетической. Командорские острова входят в состав Алеутской дуги, являясь ее крайним западным звеном.

Большая мощность отложений на Командорских островах, интенсивный вулканизм на протяжении почти всего третичного времени, а также отчетливая складчатая тектоника третичных отложений позволяют рассматривать их как часть бывшей крупной третичной геосинклинали.

Такие же закономерности геологического строения характерны и для соседней, лучше изученной Курило-Камчатской островной дуги.

Алеутская дуга представляет собой типичный пример «двойной» островной дуги.

Внутренняя вулканическая дуга морфологически выражается основной гирляндой Алеутских островов, восточное ее продолжение отчетливо прослеживается в вулканическом хребте Cascade Range п-ова Аляски (Тэйлор, 1930 г.). В восточном секторе дуги хорошо прослеживается и внешняя невулканическая дуга (хребет Casta Range), западное продолжение которой следует искать в подводном хребте, протягивающемся на внешнем подводном склоне Алеутской гряды.

Возможно, что такой же характер имеет и ее западное окончание (Командорские острова). Различие в геологическом строении о-вов Беринга и Медного можно объяснить расположением их соответственно на внешней и внутренней дугах. Этот вывод, безусловно, нельзя считать доказанным без привлечения геологических материалов по соседним Алеутским островам.

Для восточной, лучше изученной части Алеутской дуги доказана интенсивная складчатая тектоника третичных отложений. К сожалению, мы не располагаем полными материалами о геологическом строении самих Алеутских островов и, в частности, о характере дислокаций развитых здесь третичных отложений. Интересны в этом отношении данные Даусона, приведенные в отчете И. Морозевича, о наличии на ближайшем к Командорам о. Атту серии «слоистых туфов», имеющих резко нарушенное залегание с падением к северо-западу и северо-востоку под углом 40—45°. Условия залегания «слоистых туфов» на о. Атту очень напоминают залегание пород свиты мыса Толстого на о. Медном.

Во всяком случае наличие складчатых третичных отложений на востоке Алеутской дуги (п-ов Аляска), а также на западе ее (Командорские острова) позволяет предполагать существование третичных складчатых пород и в центральной части дуги на Алеутских островах.

Одной из характерных особенностей тихоокеанских островных дуг является современная активная вулканическая деятельность. Не составляет исключение в этом отношении и Алеутская островная дуга. Однако распределение действующих вулканов на ней имеет ряд особенностей. Наиболее активные действующие вулканы располагаются на восточном окончании дуги; здесь же находится один из самых активных действующих вулканов земного шара — вулкан Катмаи. В восточной части дуги возрастает и напряженность рельефообразующих процессов, здесь расположен один из наиболее высоких вулканов северной части Тихого океана — Шешалдинский.

К западу напряженность вулканических процессов постепенно снижается и ближайшие к Командорским островам острова Алеутской гряды — Атту и Агатту — лишены современных вулканов. Вулканическая деятельность на этих островах, видимо, прекратилась в древнечетвертичное время. Наконец, крайнее западное звено Алеутской дуги — Командорские острова — вообще не несет следов четвертичного вулканизма. Как было показано выше, вулканическая деятельность прекратилась здесь в позднетретичное время. Такое распределение вулканических процессов на Алеутской дуге несомненно является важной закономерностью развития вулканической дуги в целом. Интересно, что подобная же закономерность была установлена Удинцевым (1955 г.) для соседней Курило-Камчатской дуги.

Им было показано, что современная вулканическая деятельность Курило-Камчатской дуги тесно связана с ростом современной глубоководной впадины и достигает наибольшей интенсивности в месте ее выклинивания. Самый активный камчатский вулкан — Ключевская сопка — расположен напротив выклинивания впадины.

Эта же связь, видимо, характерна и для Алеутской островной дуги, где развитие впадины происходило с запада на восток. Однако процесс поступательного развития впадины выражен здесь в значительно более резкой форме, и крайние западные члены дуги не несут следов не только современного, но и вообще четвертичного вулканизма.

Отмеченная закономерность позволяет в первом приближении считать временем возникновения Алеутской глубоководной впадины конец третичного периода.

Учитывая все изложенное выше, историю геологического развития Командорских островов можно представить в следующем виде.

Наиболее древние образования Командор относятся к верхнему олигоцену. Накопление мощной (около 3000 *м*) толщи верхнеолигоценовых туфов происходило на фоне непрекращающейся вулканической деятельности. Быстрое прогибание компенсировалось поступлением больших количеств пирокластического и обломочного материала, так что накопление осадков шло в сравнительно мелководном морском бассейне и сопровождалось, по-видимому, неоднократными местными размывами, определившими появление в разрезе толщи небольших линз конгломератов и грубообломочных туфов, преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава.

Излияния эффузивов и мощные эксплозии также сопровождались местными размывами, которые привели к образованию характерной околовулканической фации туфоконгломератов, широко развитых на севере о. Беринга.

Состав обломков в туфогенных породах верхнеолигоценового возраста также преимущественно андезитовый и несколько более кислый в мелкообломочных разностях туфов.

Таким образом, состав туфогенных пород указывает на преимущественно андезитовый характер магмы в вулканических очагах. Одновременно с излияниями андезитовой лавы на отдельных участках происходили излияния более кислых по составу лав (северная часть о. Медного), сопровождавшиеся эксплозиями кислого пирокластического материала. Однако несомненно, что эти излияния и эксплозии имели подчиненное значение. Закономерности расположения вулканических очагов в этот период установить не удается. Вероятно, они контролировались крупными разломами общего для этой части дуги северо-западного простирания.

Конец палеогена (возможно, начало неогена) характеризуется общим поднятием, региональным размывом и образованием мощной пачки конгломератов, описанных выше под названием буяновской свиты. Имеющиеся материалы не позволяют однозначно решить вопрос, сопровождалось ли это поднятие складкообразовательными движениями, хотя это вполне вероятно. Интенсивная складчатость в конце палеогена — начале неогена широко проявилась и в соседней Курило-Камчатской дуге, где она известна под названием Курильской (И. Б. Плешаков, 1938 г.).

Размыв и накопление конгломератов в нижнемиоценовое время сменились новым погружением и накоплением довольно мощной (1100 *м*) толщи преимущественно мелкообломочных туфов и диатомитов. Накопление осадков происходило также в мелководном бассейне, но в более спокойных условиях. Более грубообломочные разности туфов (псаммитовые) встречаются еще в низах разреза, но выше полностью вытесняются пелитовыми туфами и диатомитами. Состав обломков более кислый по сравнению с туфами верхнеолигоценового возраста. Центры вулканических извержений находились, видимо, на значительном удалении от современной площади Командорских островов.

Накопление пород каменской свиты прерывается мощными складкообразовательными движениями. Для определения времени складчатости данных пока недостаточно. С некоторой долей условности ее можно отнести к концу миоцена и сопоставить с Алеутской фазой складчатости, широко проявившейся в пределах Курило-Камчатской дуги. Этими складкообразовательными движениями были сформированы основные складчатые структуры островов. Последовавшее затем поднятие вывело основную площадь островов из-под уровня моря.

Последняя вспышка вулканизма на территории Командорских островов относится к концу третичного времени. Многочисленные дайки роговообманковых андезитов, небольшие экструзии и потоки роговообманково-

биотитовых андезитов и андезито-дацитов широко развиты на о. Медном, особенно в его южной части. Несмотря на сравнительную близость обоих островов, никаких следов вулканической деятельности позднетретичного времени на о. Беринга не наблюдалось.

Преобладающее северо-западное простирание крупных дайковых тел указывает, что подводящими каналами позднетретичных вулканов были разломы общего северо-западного простирания, заложение которых скорее всего нужно связывать с позднемиоценовыми складчатыми движениями. Этими же разломами и последующими глыбовыми перемещениями по ним определяется в значительной степени и современная конфигурация островов.

На большей части островов в это время, вероятно, сохранялся континентальный режим, однако частично происходили и подводные излияния и эксплозии, с чем может быть связано образование очень своеобразных лапилливо-кристаллических туфов. С поствулканической гидротермальной деятельностью связано образование довольно обширных зон гидротермально измененных пород на о. Медном.

Взаимное расположение зон гидротермально измененных пород также указывает на их связь с крупными разломами северо-западного простирания. Излияния эффузивов на поверхности сопровождались внедрением небольших интрузий диоритового состава; одна из таких интрузий вскрывается у мыса Черного на о. Медном.

После этой последней на Командорских островах вспышки вулканизма вся площадь современных островов была поднята над уровнем моря.

В четвертичный период (?) складчатые структуры Командорских островов были разбиты крупными разломами субширотного направления, которые оказали большое влияние на современную конфигурацию береговой линии островов.

С этими же разломами связаны долины крупных рек, что особенно заметно в центральной части о. Беринга (реки Каменка, Старогаванская и др.).

В четвертичное время произошли новые поднятия островов; отдельные этапы поднятий отражаются в современном рельефе высокими морскими террасами различного уровня, особенно широко развитыми на о. Беринга. Для определения времени образования террас различного уровня прямых данных нет. Некоторую помощь в этом отношении может оказать сравнение с более изученной Камчаткой. Формирование террасы 200-*м* уровня на Камчатке большинство исследователей относит к среднечетвертичному времени, террасы 20-*м* уровня — к концу верхнечетвертичного. Террасы этих уровней очень широко развиты на севере о. Беринга.

Следы четвертичного оледенения, зафиксированные почти на всех островах Алеутской гряды и на Камчатке, не были обнаружены на Командорских островах, и вопрос об обледенении этих островов остается таким образом открытым. Возможно, что в момент оледенения острова были в значительной мере пенепленизированы, и следы оледенения были впоследствии полностью уничтожены бурной эрозией после нового поднятия островов.

В настоящее время острова испытывают новое поднятие, сопровождающееся интенсивной эрозией и абразией берегов. Из всего сказанного о тектонике Командорских островов можно сделать следующие основные выводы.

В третичное время Командорские острова, как, по-видимому, и Алеутская островная дуга в целом, представляли собой часть общей с Камчаткой крупной геосинклинали. Об этом свидетельствует одинаковый характер разрезов Командорских островов и восточной части Камчатки с чрезвычайно близким вещественным составом осадков в одинаковых стратиграфических интервалах, общими закономерностями изменения по разрезу эффузивных и пирокластических продуктов, а также общностью фауны и флоры. Сближают эти области также мощные зоны вторичных кварцитов Камчатки и Командорских островов.

Рост Алеутской глубоководной впадины происходил с запада на восток. Западное окончание дуги (Командорские острова) вообще лишено проявлений

четвертичного вулканизма; на ближайших к Командорским островам островах Алеутской дуги (группа Ближних островов) нет активных вулканов, однако на них известны древнечетвертичные вулканические аппараты. В то же время в восточной части дуги располагаются наиболее активные действующие вулканы (например, вулкан Катмаи). Перемещение активной вулканической деятельности с запада на восток сопровождается усилением рельефообразующих процессов в этом же направлении. На восточном окончании впадины располагаются наиболее высокие вулканические постройки (вулкан Шешалдин). Эта же закономерность характерна и для небольшой площади Командорских островов. Поверхность морских террас на о. Беринга повышается с северо-запада на юго-восток.

Рост Курило-Камчатской океанической впадины происходит в направлении с юга на север, что хорошо показано Удинцевым на материалах, полученных во время исследований этой впадины на экспедиционном судне «Витязь» (исследования Института океанологии АН СССР). Наиболее активный и высокий действующий вулкан Камчатки Ключевская сопка расположен напротив выклинивания впадины, если так можно выразиться, «в точке ее роста». Очень показательно также повышение денудационных уровней (поверхностей выравнивания) в этом же направлении.

Для Курильских островов поверхность верхнеплиоценового пенеплена составляет 600—700 *м*, для Южной Камчатки — 800—900 *м*, для центральной Камчатки — 1000—1100 *м*.

Таким образом, в месте пересечения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг более активной является Курило-Камчатская глубоководная впадина, которая продолжает активно развиваться в северном направлении. Напротив, западное окончание Алеутской глубоководной впадины уже прошло стадию активного развития и в настоящее время здесь не происходит активных тектонических и вулканических процессов.

Такие взаимоотношения Курило-Камчатской и Алеутской глубоководных впадин в месте их пересечения определяют характер современных тектонических структур в этой области. Существующее мнение о широком развитии на Камчатке системы молодых субширотных разломов, связанных с влиянием Алеутской глубоководной впадины, не отвечает действительности. Наиболее отчетливо выражены на Камчатке разломы северо-восточного и меридионального направления, связанные с развивающейся Курило-Камчатской глубоководной впадиной. На Командорских островах (западном окончании Алеутской дуги) также лучше всего выражены именно разломы северо-восточного простирания, ориентированные перпендикулярно основному направлению дуги на этом участке.

Развитие глубоководных океанических впадин (на примере Курило-Камчатской и Алеутской) происходит поступательно. Процесс развития впадины сопровождается постепенным перемещением активного вулканизма в том же направлении. В «отмирающем» конце впадины вулканическая деятельность слабее или отсутствует вовсе (Алеутская впадина). В растущей части впадины вулканическая деятельность достигает максимума. Перемещение вулканизма вдоль впадины сопровождается перемещением наиболее активных тектонических процессов в этом же направлении, отражающихся в современном рельефе различной интенсивностью рельефообразующих процессов и в более древних структурах — развитием системы активных разломов, преобладающее простирание которых соответствует простиранию глубоководной впадины.

Позднетретичная и четвертичная вулканическая деятельность является тонким индикатором развития тектонических движений и характеризует время заложения и развития глубоководных вулканических впадин.

На основании имеющихся материалов можно считать, что заложение Алеутской глубоководной впадины произошло в конце третичного времени (вероятно, не древнее плиоцена).

Современные вулканические пояса, развивающиеся у растущих океанических впадин, могут рассматриваться как современные аналоги окраинных вулканических поясов, примером которых является Охотский вулканический пояс.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Результаты поисковых работ, проведенных Камчатским РайГРУ в 1958 г., а также данные предыдущих исследователей позволяют наметить на Командорских островах проявление следующих полезных ископаемых.

МЕДЬ

Рудопроявление меди на мысе Сулковского

Впервые рудопроявления самородной меди были обнаружены первооткрывателем о. Медного сержантом Емельяном Басовым во время второго посещения острова (1747 г.).

Первое описание рудопроявления принадлежит П. Яковлеву (1756 г.). Условия залегания меди им освещаются очень кратко. Он указывает, что самородная медь находится в гальке на берегу, а также в виде небольших прожилков в породах.

Первое и достаточно тщательное геологическое обследование рудопроявления провел И. Морозевич в 1903 г. Он же впервые дал его первую промышленную оценку.

Рудопроявление самородной меди расположено на северо-западной оконечности острова в районе мыса Сулковского.

Вся площадь месторождения слагается довольно мощной толщей грубослоистых и неслоистых псаммитовых и псефитовых туфов. Пачка туфов перекрывает мощное экструзивное тело липаритов, которое вскрывается в береговых обрывах южнее мыса Сулковского, и, видимо, частично примыкает к нему. Эти туфы являются возрастным аналогом свиты мыса Толстого.

Пачка туфов рассекается многочисленными дайками авгитовых андезитов, имеющих общее северо-западное простирание. Кроме того, туфы рассечены многочисленными известковыми жилами красного и белого цвета, в которых часто наблюдаются обломки крупных раковин. К дайковым телам авгитовых андезитов и вмещающим их туфам приурочены выделения самородной меди. Большая часть этих выделений концентрируется в небольших прожилках и пустотах как в самих андезитах, так и во вмещающих туфах на небольшом (0,2—0,5 *м*) удалении от первых. Реже встречаются примазки самородной меди, не связанной с дайками. Самородная медь постоянно сопровождает выделения белого и красного кальцита, а также кварца и анальцима.

Медь обычно встречается в виде небольших бляшек и проволочек размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, реже (в тех случаях, когда самородная медь полностью выполняет какой-либо участок трещины) она образует тонкие жестеподобные пластинки шириной до 10 *см*.

Крупные самородки меди очень редки. Сравнительная их многочисленность, отмечавшаяся первыми посетителями острова, объясняется многовековым накоплением их в результате разрушительного воздействия моря. Эти находки и послужили основой для слухов о необыкновенном богатстве острова медью. Однако уже в первый период освоения островов береговая полоса была почти полностью очищена от накопившегося веками металла, и лишь в результате долгих поисков И. Морозевич обнаружил самородок весом 185 *г*.

Кроме известных выходов самородной меди в береговых обрывах у мыса Сулковского, И. Морозевич обнаружил медь несколько южнее в горной части острова (приблизительно в 500—600 *м* от первого рудопроявления). Это рудопроявление было названо им Горным в отличие от первого Берего-

вого. Парагенезис меди в Горном рудопроявлении несколько отличается от ее парогенезиса в Береговом. Здесь медь встречается в прожилках, выполненных преимущественно цеолитами (анальцимом и стеллеритом); кальцит имеет меньшее значение, чем в Береговом месторождении. Как показали исследования, практически эти два выхода можно рассматривать как одно рудопроявление, так как слабые признаки самородной меди прослеживаются почти непрерывно от Берегового к Горному месторождению. Несомненна также связь самородной меди с единой системой даек авгитовых андезитов общего северо-западного простирания. И. Морозевич приходит к совершенно правильному, по нашему мнению, выводу о тесной парагенетической ассоциации кальцита (известкового шпата), цеолитов и самородной меди. Кварц, встречающийся в Береговом месторождении совместно с самородной медью, играет подчиненную роль.

Общая схема кристаллизации выглядит следующим образом.

1. Красно-бурый и светлый кальцит.
2. Цеолиты (или светлый кальцит второй генерации).
3. Самородная медь.

Эта схема может усложняться и упрощаться в зависимости от присутствия или отсутствия кварца (возможно, двух генераций); могут также отсутствовать цеолиты.

Вполне приемлемы также взгляды И. Морозевича относительно генезиса самородной меди. Несомненная парагенетическая ассоциация самородной меди и цеолитов и характер вмещающих пород позволяют поставить рудопроявление в один ряд с цеолитами Верхнего озера.

Первичная базальтовая магма и ее туфы отличались, видимо, повышенным содержанием меди. Исследования И. Морозевича показали присутствие меди в качестве примеси к магнитному железняку (0,19% CuO), анализ же туфов, не содержащих видимой самородной меди, показал присутствие последней в количестве 0,02%.

Вторичная концентрация меди тесно связана с внедрением даек авгитовых андезитов, сопровождавшимся, по-видимому, поступлением горячих гидротермальных растворов. Об этом свидетельствует связь рудопроявлений самородной меди с дайками. Время внедрения андезитовой магмы нельзя, очевидно, значительно отрывать от времени образования туфов. Об этом свидетельствуют близкий состав пород даек и обломков в туфах, преимущественно известковый цемент последних, а также присутствие в жилах кальцита многочисленных обломков ракуши.

Общую площадь пород с признаками самородной меди можно оценить в 0,8 $км^2$.

За пределами этой площади продолжают встречаться характерные жилы красного и белого кальцита, а также пустоты, выполненные цеолитами, однако без признаков самородной меди.

Как упоминалось ранее, первая промышленная оценка месторождения была дана И. Морозевичем. Он пришел к выводу о непромышленном характере месторождения.

Площадь месторождения обнажена почти полностью. Исследование хорошо обнаженных береговых обрывов, а также горной части острова показало незначительные размеры рудопроявления. Медь концентрируется в виде тонких проволочек и зернышек вблизи дайковых тел авгитовых андезитов. Оруденелыми оказываются большей частью зальбанды даек и незначительная по мощности часть вмещающих туфов. Но даже в этой наиболее обогащенной зоне (которая может быть названа рудным телом) содержание меди не превышает десятых долей процента. Во всей же остальной массе туфов содержание меди ничтожно мало.

В береговых обрывах у мыса Сулковского было встречено более десятка даек с признаками самородной меди. Для более полной оценки месторождения было опробовано пять из них с наиболее богатыми скоплениями самородной

меди. Опробовались преимущественно призальбандовые части даек и наиболее обогащенная часть вмещающих пород. Результаты опробования сведены в табл. 47.

Таблица 47

№ дайки	№ пробы	Опробованная мощность, м	Содержание Cu, %	
			спектральный анализ	химический анализ
1	1	1,0	0,01—0,05	0,14
1	2	1,0	0,01—0,005	0,01
2	3	1,0	0,01—0,005	0,04
2	4	1,1	0,01—0,05	0,23
3	5	1,2	0,04—0,08	0,27
3	6	1,5	0,01—0,05	0,23
4	7	2,5	0,01—0,005	0,04
5	8	1,8	0,001—0,005	0,098
5	9	1,8	0,01—0,005	0,05
5	10	0,4	0,01—0,005	0,06

Как видно из таблицы, содержание меди даже в наиболее обогащенных участках не превышает десятых долей процента. Таким образом, полученные материалы заставляют присоединиться к мнению И. Морозевича о непромышленном характере месторождения.

Рудопроявления меди и полиметаллов, связанных с гидротермально-измененными породами формации вторичных кварцитов

Рудопроявления меди и полиметаллов, связанные с вторичными кварцитами, были обнаружены в двух пунктах: на мысе Матвея и на мысе Черном.

В обоих пунктах наблюдалась убогая вкрапленность халькопирита в окварцованных и пиритизированных породах. В некоторых случаях присутствие халькопирита демаскировалось примазками медной зелени, хорошо заметными в осветленных (окварцованных) разностях пород. Особенно сильное окрашивание пород зелеными окислами меди наблюдалось в бухте Подъемная Восточная.

Халькопирит в упомянутых зонах измененных пород был зафиксирован в шести шлиховых пробах в количестве от 1 до 10 знаков на шлих. Вместе с халькопиритом в двух шлиховых пробах из бухты Подъемной Восточной был обнаружен галенит (2 и 16 знаков).

В зонах измененных пород было отобрано также 30 штуфных проб. Химический и спектральный анализы этих проб показали присутствие меди преимущественно в тысячных долях процента (0,001—0,005%). Повышенное содержание меди зафиксировано в пяти пробах (десятые и сотые доли процента).

Все пробы с повышенным содержанием меди отобраны из пород, окрашенных окислами меди, т. е. обогащенных в зоне окисления.

В одной из проб обнаружено 0,1% цинка, который, видимо, находится здесь в виде сфалерита.

Единичные знаки халькопирита были обнаружены также в трех шлиховых пробах вблизи небольших зон измененных пород в бухте Глинка и у ручья Водопадного, где визуально признаков медного оруденения не наблюдалось.

Спектрометаллометрическое опробование, проведенное в пределах зон гидротермально измеренных пород, показало присутствие почти во всех пробах цинка (0,01—0,05%), свинца (0,001—0,005%) и молибдена (0,001—0,003%). Кроме того, в 20 пробах, отобранных у мыса Матвея, обнаружена сурьма (0,001—0,01%) и в одной пробе оказалось повышенное содержание сурьмы и мышьяка (0,1—1%).

Все перечисленные выше элементы почти совершенно не обнаружены в пробах, отобранных вне зон гидротермально измененных пород, что служит несомненным указанием на их тесную генетическую связь с породами формации вторичных кварцитов.

Присутствие меди и полиметаллов в породах формации вторичных кварцитов — явление вполне закономерное и связано с самим процессом образования этих пород. Следы и повышенное содержание этих металлов, как правило, сопутствуют вторичным кварцитам и в соседнем Курило-Камчатском регионе.

Отложение халькопирита и сульфидов цинка и свинца происходит из горячих гидротермальных растворов при поступлении их из нижних горизонтов земной коры, характеризующихся низким окислительным потенциалом, в более верхние ее горизонты, где этот потенциал выше. Сульфиды тяжелых металлов отлагаются из щелочных растворов в момент их нейтрализации.

Практическое значение описанных рудопроявлений недостаточно ясно. Проведенные поисковые работы показывают в общем очень низкое содержание металлов. Тем не менее достаточно широкое развитие гидротермально измененных пород на о. Медном не исключает возможности нахождения при детальных поисковых работах более интересных в практическом отношении рудопроявлений.

МАГНЕТИТОВЫЕ ПЕСКИ

И. Морозевич отмечает присутствие небольших линз магнетитового песка мощностью до 1,5 *м* среди отложений пляжной полосы в районе мыса Толстого на о. Беринга. В его отчете приведены результаты механического анализа этих песков, проведенного В. Павлица.

Состав магнетитовых песков по В. Павлица следующий.

1. Около 8% глинистых минералов и очень мелких обломков кварца, полевого шпата и др.
2. Около 27% магнетита (выделенного с помощью магнита).
3. Около 65% авгита (с примесью ильменита, граната и других минералов).

В составе песков отмечается также незначительное количество мелких обломков известковистых раковин.

Такие же линзы магнетитовых песков наблюдаются и в других местах о. Беринга: по его северо-восточному побережью севернее мыса Толстого, а также на пляже к северу от о. Никольского.

Опробование магнетитовых песков в этих пунктах показало присутствие тех же минеральных компонентов, которые указываются И. Морозевичем. Спектральный анализ тяжелой фракции этих проб показал очень низкое содержание титана (до 0,8%) и ванадия (до 0,6%). Результаты спектрального анализа указывают, что в песках содержится почти чистый магнетит, содержание титано-магнетита очень мало.

Как показало шлиховое опробование пляжных отложений, магнетит с примесью ильменита и других тяжелых минералов содержится в песках по всему пляжу. Образование линз, обогащенных магнетитом, нужно скорее всего связывать с местным перемывом песков пляжа в устьевых частях рек при впадении их в океан. Это подтверждается и непосредственными наблюдениями. Запасы магнетитовых песков на острове в связи с незначительной мощностью и линзообразным характером залегания весьма ограничены и никакого практического интереса не представляют.

НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Известняки и известковистые туфы

В туфогенных породах свиты мыса Толстого и каменской свиты по всему разрезу наблюдались незначительной мощности (15—20—40 *см*) прослои и крупные линзы (длиной до 3 *м* при мощности около 1 *м*) желто-коричне-

Таблица 48

№ пробы	Местоположение	Наименование породы	Мощность пласта, м	Содержание на сухое вещество, %													Влага, %
				SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	SO_3	MnO	P_2O_5	Na_2O	K_2O	п.п.п.	
355	Мыс Диковский (непропуск о. Беринга)	Известковистый туф	0,15	46,44	0,87	—	13,09	0,40	20,13	4,00	0,17	0,19	0,09	1,88	1,30	15,34	0,83
839-б	Бухта Старая Гавань (о. Беринга)	То же	0,25	40,20	1,18	1,68	8,26	0,40	24,96	3,60	1,34	0,27	0,42	0,67	1,01	20,90	1,86
839-в	Бухта Старая Гавань (о. Беринга)	»	0,30	52,22	0,20	1,90	8,37	0,45	19,46	2,72	0,98	0,29	0,11	0,85	0,97	12,87	0,98
841-б	Бухта Столбовая (о. Беринга)	Известняк	0,40	9,04	1,52	0,82	0,13	0,13	48,42	2,80	0,65	0,51	0,08	Сумма 0,38		37,78	0,38
842-б	Бухта Столбовая (о. Беринга)	»	0,25	16,42	1,98	—	3,61	0,18	42,13	5,35	0,60	0,60	0,09	Сумма 0,78		33,08	1,04

вого органогенного известняка и известковистого туфа. Как прослои, так и линзы известняка содержат в том или ином количестве туфогенный, пелитовый и алевролитовый материал.

Прослои известняка и известковистого туфа обычно рассредоточены по всему разрезу и не образуют пачек сколько-нибудь значительной мощности.

Известняки и известковистые туфы представляют собой плотные монолитные породы темно-серого и желтовато-серого цвета с раковистым или занозистым изломом.

Известковистые туфы с большим содержанием кластического материала макроскопически неотличимы от неизвестковистых туфогенных пород толщи и обнаруживаются только по реакции с соляной кислотой. Поэтому при детальных поисковых работах могут быть обнаружены более мощные пласты и пачки туфогенных известковистых пород (типа мергелей), которые могут быть использованы в промышленных целях.

Для качественной характеристики пород в табл. 48 приводится химический анализ проб известняка и известковистого туфа, выполненный в химлаборатории Камчатского РайГРУ химиком аналитиком В. Котовой.

Известковый материал в этих породах, несомненно, имеет органическое происхождение, на что указывают многочисленные органические остатки, хорошо заметные при изучении микроскопических препаратов пород.

Несколько иной характер имеют грубообломочные туфы, развитые на северо-западе о. Медного у мыса Сулковского.

Здесь вскрывается довольно мощная пачка пород, кластический материал которых представлен крупными обломками (от 0,1 до 1—2 *см*) андези-

тов и базальтов. Они цементируются почти чистым кальцитом белого и розоватого цвета. В отдельных прослоях и пачках кластическая часть породы играет подчиненную роль и порода представляет собой почти чистый известняк. Мощность таких пачек иногда достигает 4—5 *м*, они прослеживаются по простиранию на 100—200—300 *м*.

Содержание компонентов в одном из образцов известковистого туфа в % на сухое вещество следующее: SiO_2 — 13,20; Fe_2O_3 — 0,77; FeO — 0,82; Al_2O_3 — 6,47; TiO_2 — 0,13; CaO — 43,70; MgO — 3,90; SO_3 — 0,06; MnO — 0,16; P_2O_5 — 0,76; Na_2O — 0,86; K_2O — 33,79. Влаги 1,23%.

Судя по результатам анализа, это почти чистый известняк с содержанием 75% $CaCO_3$.

Эти пласты известковистых пород могут служить объектом промышленной эксплуатации.

Имеющиеся материалы не позволяют рекомендовать на о. Беринга какой-либо участок для промышленной разведки. Однако более детальные поисковые работы, несомненно, могут выявить промышленные месторождения известняка. Местная промышленность уже сейчас может использовать известковые породы острова для целей хозяйственного строительства.

УГОЛЬ

В породах свиты мыса Толстого на о. Беринга и на о. Медном встречаются небольшие линзы и линзообразные прослои полублестящего угля мощностью 2—3—5 *см*.

Линзочки и прослои угля встречались у мыса Толстого (на о. Беринга), у мыса Жирового (на о. Медном) и в других местах.

Никаких признаков более мощных пластов не встречено. Практического значения эти угли, не имеют.

ТОРФ

Залежи торфа известны на о. Беринга еще со времен исследований Л. Стейнегера. И. Морозевич произвел небольшие поисковые работы для выявления промышленных месторождений торфа. Он зарегистрировал четыре пункта, где наблюдались более или менее крупные залежи торфа. Все они расположены в северной части о. Беринга к северу от с. Никольского в полосе озер и болот, представляющих собой остатки осушенного в недавнем прошлом морского залива. Отдельные залежи торфа имеют площадь 5—7 *га* при мощности торфяной массы 30—50 *см*. Эти залежи могли бы стать объектом промышленной эксплуатации для местных нужд. Однако в условиях очень влажного климата Командор и очень малого количества ясных солнечных дней даже в летний период неразрешимой проблемой остается сушка торфа.

ГИПС

Два небольших тела белого волокнистого гипса были обнаружены в зоне гидротермально измененных пород на мысе Сулковского (о. Медный).

Оба тела имеют линзообразный характер. Размеры их следующие: первого — длина 4,5 *м*, мощность 0,5 *м*; второго — длина 3,25 *м*, мощность 0,35 *м*.

Эти находки гипса представляют лишь минералогический интерес.

ДИАТОМИТЫ И ТУФОДИАТОМИТЫ

В верхней части каменной свиты широко развиты диатомиты и туфодиатомиты. Выходы этих пород зафиксированы на большой территории вблизи озера Саранного (северная часть о. Беринга). Диатомиты представляют собой светло-желтые легкие породы, обычно сильно окрашенные (в зоне выветривания) бурыми гидроокислами железа. Наиболее чистые раз-

ности диатомитов имеют удельный вес меньше единицы (плавают в воде) и очень легко поддаются обработке металлическими предметами (режутся ножом).

В микроскопических препаратах устанавливается, что породы либо полностью состоят из обломков панцирей диатомей с небольшой примесью обломочного материала (диатомиты), либо в значительной мере слагаются обломочным туфогенным материалом (туфодиатомиты). Мощность пластов этих пород, зафиксированная в отдельных обнажениях у озера Саранного и по р. Лощалой, достигает 10 *м* и более.

Такого же состава породы в ряде районов используются как строительный материал и в качестве адсорбентов в различных отраслях промышленности.

Возможность промышленного использования диатомитов Командор в этих целях требует постановки специальных исследований.

ПРОЧИЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Из прочих строительных материалов следует отметить андезиты и базальты, развитые в северной части о. Беринга и вблизи с. Никольского.

Эти породы могут быть использованы в качестве строительного камня (андезиты и базальты) и для каменного литья (базальты у с. Никольского). Запасы этих пород практически не ограничены.

В северной и центральной частях о. Беринга полосой до 100—200 *м* ширины развиты отложения пляжа, представленные хорошо отсортированными песками, галечниками и валунниками. Мощность пластов песка и галечника достигает местами 3—5 *м*. Запасы этих пород практически не ограничены.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЕ РАЙОНЫ СССР

Территория Северо-востока СССР простирается от Верхоянского хребта на западе до Берингова моря на востоке и характеризуется довольно сложным строением рельефа, представляющего собой сочетание крупных горных систем, расчлененных плоскогорий и заболоченных плоских равнин. Горные хребты приподняты над уровнем моря до 2500—3000 *м*. Склоны их покрыты таежной растительностью, вершины — преимущественно гольцовые. Широко развит пояс субальпийских кустарников. На формы рельефа несомненный отпечаток наложили особенности геологического развития отдельных областей этого огромного региона в третично-четвертичное время, а также древнее оледенение, следы которого наблюдаются почти повсеместно.

Ниже приводится краткая характеристика основных орографических элементов.

Верхоянский хребет, образующий западную границу северо-восточного региона Советского Союза, служит водоразделом между бассейном р. Лены, с одной стороны, и бассейнами рек Яны и Индигирки — с другой. Наибольшие высоты сосредоточены в южной части хребта, имеющей северо-западное простирание, и превышают 2000 *м*, а массив Сунтар-Хаята имеет отметки 2933 и 2959 *м* над уровнем моря. В средней части хребта, называемой иногда Орулганским хребтом, где простирание орографических элементов нерегиональное, абсолютные высоты падают до 1100—2000 *м*. В северной части Верхоянского хребта (Хараулахские горы) только наиболее высокие точки достигают 1000 *м* над уровнем моря.

Верхоянский хребет асимметричен. Склон его, обращенный к рекам Лене и Алдану, очень крутой, иногда даже обрывистый и сильно расчленен глубокими долинами, в которых видны следы оледенения. Противоположный восточный склон пологий со сглаженными формами рельефа, расчлененными широкими долинами рек. Гребень хребта имеет волнистый рельеф (остатки поверхности выравнивания) с изолированными скалистыми возвышенностями. В северной части хребта наблюдаются следы современного оледенения.

К востоку от Верхоянского хребта расположена широкая складчатая зона, включающая Янское, Нерское и Оймяконское плоскогорья, и разделяющий два последних плоскогорья хр. Тас-Кыстабыт. Абсолютная высота Янского плоскогорья составляет 800—900 *м*, Нерского — 1300 *м*, Оймяконского — 700—1600 *м*, а высота хр. Тас-Кыстабыт — 1500—2000 *м* над уровнем моря.

На западе эта зона ограничена горной системой хр. Черского.

Хр. Черского протягивается на 1000 *км* почти параллельно Верхоянскому хребту и представляет собой широкую горную полосу, образованную серией параллельных цепей с абсолютными высотами от 2000 до 2500 *м*. Сложное строение этой горной системы связано с различным геологическим

строением ее отдельных частей: так, северные цепи сложены породами палеозоя, внутренние и западные — песчано-сланцевыми толщами мезозоя, прорванными интрузиями гранитов, с которыми связаны наиболее повышенные участки рельефа, в том числе и высшая точка Пик Победы (3147 *м*).

Если с зонами развития мезозойских складчатых пород и гранитов связаны сильно расчлененные формы рельефа альпийского типа, то в зоне палеозойских пород на севере хр. Черского развиты слабо расчлененные платообразные возвышенности, приподнятые над уровнем моря до 2000 *м*, с хорошо сохранившимися участками пенеплена.

Крупные реки Индигирка и Колыма прорезают хр. Черского преимущественно по поперечным долинам, глубина которых достигает 1500—2000 *м*. На поверхности хребта сохранились следы древнего оледенения и имеются отдельные очаги современного.

Восточнее хр. Черского расположены Юкагирское и Алазейское плоскогорья и Колымо-Индигирская низменность.

Поверхность Юкагирского плоскогорья слабо расчленена и приподнята на 300—400 *м* выше уровня моря. Среди плоскогорья возвышаются небольшие островные массивы, сложенные интрузивными породами, с абсолютными отметками от 500 до 1500 *м*.

Алазейское плоскогорье расположено по правому берегу р. Индигирки, к долине которой обрывается крутым уступом. Поверхность плоскогорья волнистая, местами осложнена останцевыми массивами высотой до 900 *м* над уровнем моря.

Колымо-Индигирская низменность имеет абсолютные отметки от 0 до 50 *м*, сложена рыхлыми отложениями и представляет собой заболоченную равнину с многочисленными мелкими озерами, прорезанную широкими долинами притоков Колымы и Индигирки. Реки имеют очень небольшие уклоны и медленное течение и сильно меандрируют, часто распадаясь на отдельные протоки.

Восточнее Колымо-Индигирской низменности располагается так называемая Охотско-Чаунская дуга, являющаяся областью меловой и нижнетретичной складчатости. Она включает Охотское плоскогорье, хр. Гыдан или Колымский, Анадырское плоскогорье, Северный и Южный Анюйские хребты.

На поверхности Охотского плоскогорья, круто обрывающегося к Охотскому морю, наблюдаются короткие, но высокие хребты; абсолютные высоты в пределах плоскогорья колеблются от 1200 до 1500—1700 *м*.

Хр. Гыдан состоит из множества мелких гряд горных массивов и их отрогов, разделенных широкими древнеледниковыми долинами. Максимальные абсолютные высоты достигают в его пределах 2000 *м*.

Анадырское плоскогорье имеет абсолютную высоту от 800 до 1000 *м*, высота отдельных его вершин достигает 1200 *м*. Рельеф плоскогорья однообразный, колебания относительных высот незначительные.

Северный и Южный Анюйские хребты, высоты которых колеблются от 1300 до 1500 *м*, очень сильно расчленены и трудно доступны. Простирания их близки к широтному; своими восточными окончаниями эти хребты упираются в Анадырское плато, а западными подходят к Колымской низменности.

Восточнее Анадырского плоскогорья расположена Анадырско-Пенжинская низменность, по своему происхождению являющаяся тектонической депрессией. Рельеф низменности плоский и волнистый, абсолютные высоты не превышают 100—200 *м*. Среди низменности возвышаются небольшие горные массивы, часть которых совершенно изолирована, другая часть имеет связь с Чукотским и Корякским хребтами. Наиболее крупным из этих массивов является хр. Пекульней (1500 *м*), представляющий собой узкую скалистую цепь с явными следами недавнего оледенения. Крайними восточными звеньями Северо-Востока СССР являются Корякский хребет и Чукотский полуостров.

Корякский хребет представляет собой очень молодое образование с проявлениями верхнемелового третичного вулканизма. Этим он отличается от Камчатки, где развита современная интенсивная вулканическая деятельность. Хребет протягивается вдоль побережья Берингова моря и обрывается крутым уступом к Анадырской низменности. Он состоит из серии горных цепей, разделенных продольными долинами; ширина его в юго-западной части достигает 250 *км*, на севере — 100 *км*. Средняя высота хребта колеблется от 1000 до 1500 *м*, максимальная превышает 2000 *м*. Хребет сильно расчленен и труднодоступен.

Чукотский полуостров состоит из двух орографических элементов: Чукотского или Анадырского хребта и горных групп собственно Чукотского полуострова. Анадырский хребет вытянут почти в широтном направлении и довольно круто обрывается к Анадырскому плоскогорью, отличаясь от него резко расчлененным рельефом. Абсолютные высоты в центральной части хребта достигают 2000—2320 *м* на западе и востоке — 1400—1500 *м*. Всюду четко выражены следы древнего оледенения, а также наблюдается очень небольшое современное оледенение.

На собственно Чукотском полуострове расположены многочисленные горные массивы с мягкими контурами склонов и вершин. Высоты их колеблются в среднем от 800 до 1000 *м*, максимальные достигают 1500 *м*. Возвышенности разделены между собой широкими долинами, протягивающимися в северо-западном направлении, не согласуясь с современным направлением рек. В районах, где горы подходят к берегу моря, береговая линия, как правило, сильно расчленена и образует узкие, типа фиордов, заливы, имеющие явно ледниковое происхождение.

Северо-Восток СССР характеризуется довольно сложным геологическим строением и весьма разнообразным комплексом пород. В его пределах известны отложения всех систем, кроме кембрийской и триасовой.

СТРАТИГРАФИЯ

Северо-восток характеризуется крайне сложным геологическим строением и весьма разнообразным комплексом пород. В его пределах известны отложения всех систем, за исключением кембрия, начиная от древнейших комплексов кристаллических пород архея, протерозоя, синия до современных образований, представленных рыхлыми осадками и излиянием лав древнечетвертичных и более поздних вулканов.

ДОКЕМБРИЙ

Наиболее древние образования, которые, судя по определениям абсолютного возраста, можно отнести к архею достаточно определенно, распространены в пределах Колымской платформы, образуя наиболее приподнятые участки кристаллического фундамента в бассейнах рек Шаманкиной и Столбовой, в среднем течении р. Колымы, в верховьях рек Коркодон и Омолон, на полуострове Тайгонос, в Охотском массиве и на Чукотском полуострове. В последних районах архей и протерозой с перекрывающим их чехлом палеозоя образуют срединные массивы. Архей и протерозой представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми, роговообманковыми и другими разностями гнейсов, мигматитами, амфиболитами, гранито-гнейсами, являющимися аналогами алданского кристаллического комплекса. Мощность образований измеряется сотнями и первыми тысячами метров.

На Чукотском полуострове докембрийские образования известны между Колючинской губой и заливом Лаврентия, где в их составе присутствуют различные кристаллические сланцы, плагиоклазовые гнейсы, амфиболиты, кристаллические известняки общей мощностью в несколько тысяч метров.

Протерозойские образования среднего течения р. Колымы (бассейны рек Шаманкиной, Столбовой, Поповки) представлены разнообразными по петрографическому составу гнейсами и кристаллическими сланцами

с подчиненными амфиболитами, мраморизованными известняками и кварцитами.

По периферии Колымской платформы (бассейны рек Селеннях, Уяндина и др.) протерозойские отложения слагают ядра крупных антиклинальных структур, ограниченных разломами. Они сложены также гнейсами и разнообразными кристаллическими сланцами.

Метаморфические сланцы протерозоя известны в Золотом хребте, в Анадырском районе. Аналогичного состава породы, относящиеся к архею и протерозою, распространены в северной части полуострова Тайгонос, где пегматиты, залегающие среди гнейсо-гранитов, имеют абсолютный возраст 1700 млн. лет.

В среднем течении р. Колымы, на Юкагирском плато установлены сравнительно слабо метаморфизованные и вовсе неизмененные породы, лежащие несогласно на толщах архея и протерозоя, представленные кварцитами, амфиболовыми и другими метаморфическими сланцами, аркозовыми песчаниками, горизонтами известняков, среди которых встречены известняки с колониями водорослей *Collenia*, позволившими эту серию отложений мощностью в 5000—6000 *м* отнести к синийскому комплексу.

Сходные по составу и также залегающие выше кристаллических пород архея отложения распространены в южной части Охотского массива. Здесь в доломитизированных известняках также обнаружены колонии водорослей синийского возраста.

ОРДОВИК

Ордовикские отложения довольно широко распространены на территории северо-востока. Нижняя часть ордовика, так же как и более высокие горизонты его, выделена в Омулевских горах, на Колымской платформе. Они сложены филлитовыми сланцами и песчаниками, мощной толщей известняков; в основании толщи ордовика наблюдается горизонт конгломератов. Мощность ордовика в этом районе составляет 2000—2500 *м*.

На правобережье среднего течения р. Колымы выделены верхи нижнего и низы среднего ордовика, где они залегают на метаморфических породах протерозоя и содержат фауну.

Более высокие горизонты среднего и верхнего ордовика представлены мощными толщами известняков с разнообразной и многочисленной фауной. Не исключено, что в нижних горизонтах ордовика присутствуют и отложения кембрия, пока что достоверно нигде на северо-востоке не установленные.

Отложения ордовика присутствуют в мощной толще палеозойских отложений, выступающих в ядрах антиклинальных складок в Таловско-Маинском антиклинории, относящемся уже к области альпийской складчатости Корякского нагорья.

СИЛУР

Силурийские отложения известны на левобережье Колымы, в нижней части бассейна Индигирки, входящей в пределы Колымской платформы, и на Чукотском полуострове. Они без перерыва и согласно налегают на отложения ордовика и представлены преимущественно карбонатными породами и подчиненными им горизонтами терригенных отложений.

Детально разрез силура изучен в бассейне р. Омулевки (А. А. Николаев, 1957—1958), где обнаружена многочисленная и богатая фауна. Эти отложения залегают на породах ордовика и лишь местами наблюдаются перерывы в осадконакоплении, фиксируемые горизонтами конгломератов.

Ландоверский ярус силура представлен здесь известняками, известково-глинистыми сланцами, реже алевролитами, песчаниками и конгломератами. Мощность отложений достигает 2000 *м*.

Венлокский ярус сложен глинистыми известняками, переслаивающимися с массивными известняками. Общая мощность пород этого яруса около 500 *м*.

Отложения лудловского яруса залегают на венлокских отложениях обычно со стратиграфическим несогласием и представлены в основном известняками, доломитизированными известняками, доломитами и мергелями с прослоями песчаников и линзами конгломератов. Общая мощность лудловских образований 1600—2000 *м*. На Чукотском полуострове к отложениям лудловского яруса относятся известняки, перекрываемые углистыми известняками. В известняках собрана богатая фауна лудловского яруса. К венлокскому ярусу относится толща известняков от вышележащей толщи известняков лудловского яруса, отличающейся более темной окраской. Мощность силурийских отложений на Чукотском полуострове более 1000 *м*.

ДЕВОН

Девонские отложения развиты по окраине Колымской платформы, в Омолонском и Чукотском массивах, в Пенжинском кряже, в среднем течении р. Анадырь, в Маинских горах и представлены тремя отделами.

По периферии Колымской платформы нижний девон сложен известняками и известковистыми сланцами с фауной кораллов, остатками панцырных рыб и брахиопод. Мощность отложений 700 *м*. В состав эйфельского яруса входят глинистые и известковисто-глинистые сланцы, известняковая брекчия с фауной. Мощность отложений 800 *м*.

Живетский ярус представлен морской и лагунной фациями; первой свойственны главным образом известняки с фауной, второй — пестроцветные мергелистые сланцы, гипсы, ангидриты, брекчии и мелкогалечные конгломераты. Мощность отложений не превышает 400—600 *м*. Среди живетских пород наблюдаются туфы и эффузивы. Верхний девон имеет относительно небольшое распространение и представлен преимущественно карбонатными породами морского происхождения и реже терригенными. На Колымской платформе, в Сетта-Дабанском антиклинории в составе верхнего девона значительная роль принадлежит эффузивным породам и их туфам основного состава, перемежающимся с горизонтами известняков, доломитов, песчаников и глинистых сланцев (кедонская серия на Омолонском массиве).

В хр. Тас-Хаяктах, в бассейнах рек Ясачной и Россохи в толще верхнего девона часто встречаются битуминозные известняки.

Мощность толщи верхнего девона изменяется от 500 *м* в районе бухты Аян, Караулахском антиклинории и до 1500 *м* в бассейне р. Омулевки на Омолонском массиве.

В альпийской зоне складчатости отложения девонской системы известны в Пенженском кряже, в Маинских и Таловских горах и Хатырском блоке.

КАРБОН

Каменноугольные отложения на северо-востоке СССР представлены нижним отделом — турнейским, визейским и намюрским ярусами, средний и верхний отделы не установлены в связи с происходившими поднятиями и складчатостью. Ограниченно развиты и отложения намюра; они известны на Чукотском полуострове и в Корякском нагорье.

В составе нижнего карбона преобладают карбонатные осадки с фауной. Местами в визейских слоях встречаются терригенные осадки, содержащие остатки растений. Мощность отложений около 1000 *м*.

Несколько иной разрез визе и намюра в Корякском нагорье, где в отложениях этих ярусов, кроме карбонатных пород, встречены кремнистые туфогенные и вулканические породы, образующие характерную формацию кремнисто-вулканогенных образований.

ПЕРМЬ

Пермские отложения, залегающие трансгрессивно и с угловым несогласием на каменноугольных, представлены нижним и верхним отделами и весьма широко распространены на северо-востоке. Они слагают мощные

толщи терригенных осадков в геосинклинальных прогибах и маломощных, хотя и имеющих широкое распространение чехол слабодислоцированных отложений на Колымской платформе, Охотском и Чукотском массивах. В пределах указанных геоструктурных единиц пермские отложения представлены морскими известковыми и терригенными фациями и частично континентальными отложениями с углями; местами в них присутствуют туфогенные породы и горизонты эффузивов (верховья рек Гижиги, Кулу, Ини и др.).

Характерной чертой обоих отделов является преобладание в разрезе терригенных отложений, мощность которых в геосинклинальных прогибах достигает 7000 *м* и более (Сетта-Дабанский антиклинорий), в то же время мощность пермских отложений на платформе не превышает 1000 *м*.

В состав нижней перми Яно-Колымской складчатой зоны входят устьленская и тольпинская серии. Отложения этих серий так же, как и верхнепермских, охарактеризованы многочисленной фауной брахиопод и гониатитов и отчасти кордаитовой флорой. В ряде районов в основании нижней перми залегает горизонт базальных конгломератов. Для этих двух серий нижней перми характерно чередование глинистых сланцев с алевролитами и песчаниками. Мощность нижней перми в Хараулахских горах более 5000 *м*.

В отличие от нижней перми, верхняя пермь этой же зоны также состоит из двух серий — аркачанской внизу и тыринской — вверху. Для отложений верхней перми характерно преобладание песчаников над глинистыми сланцами, нередко среди них встречаются конгломераты, а в бассейнах рек Эгий и Тумара в составе тыринской свиты присутствуют угли. Мощность верхнепермских отложений этой зоны достигает 2000—2500 *м*. Для верхнепермских отложений Колымской платформы характерен иной фациальный состав. Здесь наряду с морскими терригенными осадками важное значение имеют известняки; в разрезе этой толщи часто встречаются туфы и горизонты андезитов. В бассейне р. Хивач распространены глауконитовые известняки, среди которых часты разности с сильным битуминозным запахом. Мощность верхней перми на Колымской платформе от 350 до 1500 *м*. Увеличение мощности соответствует депрессионным структурам платформы.

В Корякском нагорье пермские отложения установлены в Пенжинском кряже и в бассейне р. Хатырки. В Пенжинском кряже нижняя пермь, охарактеризованная многочисленными брахиоподами, а также находками мшанок и кораллов, сложена грубообломочными породами — конгломератами, конгло-брекчиями и песчаниками; в верхней части разреза преобладают тонкозернистые породы — песчаники, алевролиты, углистые и глинистые сланцы.

Мощность пермских отложений в Корякском нагорье достигает 3000 *м*.

Отложения пермской системы северо-востока СССР, отличающиеся полнотой разреза и включающие почти все ярусы, начиная от сакмарского яруса нижней перми, слагают нижнюю часть Верхоянского комплекса и характеризуют раннюю стадию развития Яно-Колымской и Чукотской геосинклинальных зон.

ТРИАС

Отложения триасовой системы наиболее широко распространены на северо-востоке и характеризуются полнотой разреза и огромными мощностями в геосинклинальных прогибах Яно-Колымской складчатой области. Максимальная мощность отложений триаса в ряде мест более 10—12 тыс. *м*.

Формирование осадков триаса Яно-Колымской геосинклинали отвечает средним этапам развития геосинклинали и составляет большую часть верхоянского комплекса пород. В прогибах Яно-Колымской и Чукотской геосинклиналей накапливались толщи однообразных морских осадков сероцветной формации, представленной серией часто переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, редко гравелитов и конгломератов,

туфогенных песчаников и туфов, горизонтами лав среднего состава и очень редких слоев известняков.

В комплексе осадков триаса выделяются все три отдела системы, причем отложения всех трех отделов триаса представлены в геосинклинальных прогибах. На Колымской платформе, особенно в приподнятых ее участках на Омолонском и Приколымском массивах, осадки нижнего и среднего триаса платформы в сравнении с геосинклинальной зоной характеризуются резко сокращенными мощностями — от 400 до 1200 *м* на приколымском массиве и около 800 *м* на Омолонском массиве.

Неполный фрагментарный характер имеют разрезы триасовой системы Корякско-Камчатской складчатой области (альпийской), выявленные в Пенжинском кряже.

Для отложений триаса северо-востока разработана унифицированная схема стратиграфии, основанная на большом палеонтологическом материале, позволившем выделить все ярусы системы.

Нижний триас включает отложения обоих ярусов — индского и оленекского, налегающих согласно и без перерыва на осадки верхнего отдела пермской системы.

Индский ярус разделен по фауне аммонитов на три зоны: снизу вверх — *Otoceras*, *Pachyproptychites* и *Paranorites*.

В составе оленекского яруса выделено две зоны: нижняя — *Dienerоceras* и верхняя — *Olenekites*. Отложения этих ярусов образуют толщи, состоящие из алевролитов, аргиллитов, часто содержащих песчанистые конкреции, нередко включающих фауну и песчаники.

В восточном Верхоянье, в бассейнах рек Тумары, Тыры, Халын и Оганьи, в составе нижнего триаса развиты пестроцветные песчаники и сланцы — нижнекельтерская и некучанская свиты.

Мощность нижнего триаса изменяется от 250 *м* в Караулахском антиклинории до 3000 *м* в Куларском антиклинории.

Средний триас представлен отложениями анизийского и ладинского ярусов, каждый из которых по распространению в них аммонитов подразделен на две зоны. В анизийском ярусе выделены нижняя зона *Beyrichites* и верхняя зона *Frechites*. Ладинский ярус соответственно разделен на зону *Neodalmatites* внизу и зону *Nathorstites* вверху.

В геосинклинальных прогибах Яно-Колымской и Чукотской зон в это время накапливались мощные толщи морских терригенных осадков — песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, местами конгломератов (встречающихся преимущественно в верхней части толщи) и туфов.

В западной части региона, в Верхоянье, в Караулахском антиклинории, в составе среднего триаса преобладают песчаники, встречаются ракушники. В районе Балыгычанского поднятия распространены косослоистые песчаники, туфогенные песчаники и туфы андезитов. Здесь наблюдается перерыв в отложениях, имевший место в конце среднего и самом начале верхнего триаса.

На Колымской платформе отложения среднего триаса представлены осадками ладинского яруса: известняками, известковистыми песчаниками и конгломератами.

В Толовско-Маинском антиклинории, относящемся к структурам альпийской Корякско-Камчатской складчатой области, из отложений среднего триаса установлены только ладинские слои, представлены толщей переслаивающихся темноцветных песчаников и глинистых сланцев.

Мощность отложений среднего триаса в отдельных структурно-фациальных зонах изменяется в широких пределах. Так, например, в Караулахском антиклинории мощность осадков среднего триаса равняется нескольким сотням метров, на Колымской платформе она не превышает 100—200 *м*, а в геосинклинальных прогибах достигает 4500 *м*. На Чукотке, в Анюйской зоне, мощность среднего триаса достигает 1000 *м* (валькукайская и пауктуваамская свиты).

Верхний триас наиболее широко распространен среди осадков всей триасовой системы и характеризует собой мощную трансгрессию, охватившую большую часть территории северо-востока.

Среди отложений этого отдела четко выделяются осадки карнийского и норийского ярусов. Выделение отложений рэтского яруса вызывает затруднения ввиду отсутствия в составе фауны типичных представителей рэта. Непрерывность процесса седиментации, продолжающейся от верхнего триаса к отложениям, содержащим фауну лейаса, указывает на присутствие в этой серии осадков слоев, принадлежащих рэтскому ярусу, обычно не выделяемых из состава толщи норийского яруса.

В западных областях Яно-Колымской геосинклинальной зоны — в Караулахских горах и в западном Верхоянье — отложения норийского яруса отсутствуют. В бассейнах рек Тумары, Дянушки и Лямпески в толще песчаников, содержащих слои конгломератов и алевролитов, содержатся растительные остатки, относящиеся к средне- и верхнетриасовому времени (нижняя часть лямпесской серии).

Следует отметить, что для встречающихся в Верхоянье отложений верхнего отдела триаса характерно преобладание грубозернистых фаций — песчаников и конгломератов, свидетельствующих о близости береговой линии.

В остальной части геосинклинальной зоны накапливалась толща однообразных темноцветных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, образующих слоистые толщи флишоидного типа.

В ряде мест (бассейны рек Оротукана, Балыгычана, Армани) в составе этой толщи выделяются горизонты туфов и туффитов андезитового состава и слои ракушняков, состоящих из раковин пелеципод — *Monotis ochotica*. M. *yakutica*, M. *scutiformis* и других форм.

На Колымской платформе накапливались тонкозернистые песчаники и глинистые сланцы, пласты известняков (Омолонский массив), в других местах платформы — туфогенные породы кислого и среднего состава.

Мощность отложений верхнего триаса в западной части территории — в Верхоянской антиклинальной зоне (в бассейнах рек Бытантай, Эчий Тыры, Халыи, Оганьи) составляет 250—600 *м*. В зонах прогибов, например в хр. Кулар, мощность этих отложений резко возрастает и достигает 4000 *м*. В других районах геосинклинальной области мощность осадков верхнего отдела триаса обычно определяется в 1500—2500 *м*. На Колымской платформе она сокращается до 100—500 *м*.

ЮРА

Юрские отложения распространены почти на всей территории северо-востока СССР и представлены всеми тремя отделами. С юрским временем связано формирование верхней части верхоянского комплекса, верхняя граница которого, по-видимому, ограничивается отложениями конца киммериджского века, а местами может быть и отложениями нижневолжского века. Более поздние осадки волжского века в области мезозойской геосинклинали залегают на размытой поверхности нижележащих дислоцированных отложений. Они имеют ограниченное распространение и локализуются в унаследованных или наложенных депрессиях, в которых происходило накопление преимущественно грубообломочных морских и континентальных осадков молассового типа, в строении которых определенная роль принадлежит вулканическим породам. Аналогичные образования распространены по окраине Колымской платформы.

В зоне Приверхоянского прогиба в это время шло накопление континентальных угленосных толщ без перерывов, переходящих в нижнемеловые. На побережье Охотского моря в юрское время получил наиболее четкое выражение крупный геосинклинальный прогиб (Охотская геосинклиналь), в котором в верхнеюрское, а также в среднеюрское время происходило накопление мощной терригенной толщи, включающей горизонты

лав кислого и среднего состава. В альпийской геосинклинали, в Корякском нагорье, этот отрезок геологической истории характеризует, по-видимому, новый этап геосинклинального развития этой обширной территории — образование прогибов, получивших четкое оформление в меловое время.

Лейасовые отложения в пределах Колымской платформы, ее обрамления и в Верхоянье представлены широко развитыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, граувакками и конгломератами, нередко носящие флишойдный характер. На Алазейском плато и в Арманско-Гижигинской синклинальной зоне встречаются туфы и лавы среднего и основного состава.

Мощность нижнеюрских отложений колеблется от 100 до 200 *м* на Колымской платформе и увеличивается до 2000 *м* в геосинклинальной области. Местами в разрезе нижней юры преобладают изверженные породы, которые обычно занимают подчиненное положение по отношению к осадочным толщам. В отложениях лейаса собрана многочисленная фауна, дающая возможность разбить его на отдельные ярусы и свиты. Граница с триасом устанавливается нечетко; в ряде мест она подтверждается находками фауны, принадлежащей к гитантскому ярусу, в основании которого собраны аммониты *schlotheimia*, *Psiloceras* и пелециподы *Pseudomonotis originalis*, *Anaucella limaeformis*.

Доггер обычно представлен однообразным песчано-сланцевым комплексом отложений и только на Алазейском плато, в Хараулахском хребте и на Охотском побережье сложен осадочно-эффузивными образованиями. Мощность доггера изменяется от 300 до 1500 *м*.

Отложения верхней юры местами представлены песчаниками с прослоями и пачками сланцев, местами вулканогенно-осадочными породами и угленосными отложениями с растительными остатками.

В Чукотском районе, где верхняя юра залегает с резким несогласием непосредственно на палеозое и докембрии, в ее составе развиты глинистые сланцы и песчаники с прослоями конгломератов и углей в верхней части разреза; таким образом, здесь наблюдается переход от типично морских образований к прибрежно-морским и континентальным. Мощность верхнеюрских отложений изменяется в широких пределах — от сотен метров в Верхоянье до 2500—3000 *м* в геосинклинальных прогибах и наложенных впадинах.

МЕЛ

Меловые отложения известны на северном побережье Охотского моря, в Верхоянском и Черском хребтах, на водоразделе Яны, Индигирки и Колымы. Особенно широко эти отложения развиты в Корякском нагорье, в Анадырско-Пенжинской депрессии и на побережье Пенжинской губы, относящимся уже к кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области.

На побережье Охотского моря меловые породы представлены толщей лав среднего и кислого состава с подчиненными прослоями осадочных пород — алевролитов, аргиллитов, конгломератов и туфов, бурых и каменных углей. Угленосные толщи нижнего мела слагают обширные площади по правобережью р. Алдан и нижней части бассейна р. Лены и относятся уже к зоне Приверхоянского краевого прогиба.

На Колымской платформе выделяется крупный Колымско-Индигирский прогиб, начавший формироваться в конце верхней юры и особенно четко проявившийся в нижнем мелу. Выполнен он континентальными осадками, включающими угленосные отложения с многочисленными пластами каменных углей. Угленосные отложения этого прогиба образуют обширный угленосный бассейн, протягивающийся в северо-западном направлении от р. Колымы, в среднем ее течении, на левобережье Индигирки.

В Корякском нагорье, в бассейнах рек Пенжины и Анадыря, меловые отложения представлены толщей морских осадков геосинклинального типа, среди которой выделяются отложения валанжинского и частично готерив-

барремского и апт-альбского ярусов нижнего мела, сеномана, частично турона и очень широко и полно представленного сенона (верхнего мела). Остается неясным вопрос о присутствии отложений датского века, поскольку в это время происходило общее поднятие этой территории, на фоне которого во впадинах накапливались континентальные осадочные обломочные и угленосные породы, а также изливались лавы кислого и основного состава и выбрасывались обломочные продукты вулканической деятельности.

Отсутствие морских осадков среди этих толщ, отлагавшихся во впадинах и охарактеризованных только растительными остатками, не дает возможности окончательно определить их возраст, поскольку не исключено, что частично эти толщи относятся к верхам сенона. Отложения апт-альба, верхов турона и низов сенона залегают на более древних толщах с размывом и угловым несогласием и имеют в основании мощные пачки базальных конгломератов. Не решен окончательно вопрос о нижней и верхней границе меловых отложений в этой области.

Нижнемеловые отложения сложены здесь толщей песчаников и алевролитов, нередко с конгломератами в основании, мощностью до 2000 *м*, содержащих многочисленную фауну ауцелл, которая характерна для валанжина. Некоторые исследователи считают необходимым верхнюю часть толщи валанжина относить уже к готериву и, может быть, частично и к баррему, поскольку в бассейнах рек Еропол, Большой Ангоев и Малый Ангоев установлены отложения, содержащие типичный для готерива аммонит — *simbirskites pseudobarbotti* P a v l. Возможно также, что в ряде случаев самые низы толщи, судя по переходному составу фауны ауцелл, относятся к верхневолжским слоям. На отложения валанжина несогласно налегает толща осадков апт-альба, представленная в Пенжинском прогибе серией чередующихся алевролитов, песчаников, глинистых сланцев и туфогенными породами, охарактеризованными фауной ауцелл и аммонитов, мощность которых достигает 3500 *м*.

В бассейне р. Анадырь, относящемся к северной части Корякско-Камчатской складчатой области, морской режим седиментации сменялся континентальным, в результате чего происходило формирование сложной толщи слоистых пород. В составе толщи наряду с терригенными морскими и континентальными осадками существенное, а подчас и главное значение имеют продукты активной наземной вулканической деятельности, представленные кислыми, средними и основными лавами и туфами.

Расположенная к северу и западу от этой геосинклинальной зоны площадь представляла собой арену активной вулканической деятельности, приведшей к образованию мощных покровов излившихся и обломочных пород. Среди туфов, туфогенных песчаников и конгломератов, накопившихся в небольших впадинах этой зоны, встречаются горизонты угленосных отложений. Эти отложения охарактеризованы обильной флорой нижнего мела, часть их содержит верхнемеловую сеноманскую гиляцкого типа и сенонскую ороченскую флору, аналогичную флорам Приморья и Сахалина. Вулканическая деятельность продолжалась в верхнем мелу и отчасти в палеогене. Эта область мощного развития вулканизма, развивавшаяся на границе Корякско-Камчатской, Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей и захватившая окраину Колымской платформы, выделена в Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Этот пояс протягивается более чем на 2000 *км* с юга вдоль побережья Охотского моря в северо-восточном направлении на Чукотский полуостров и представляет своеобразный и характерный для этой области геоструктурный элемент северо-востока.

Верхнемеловые отложения особенно широко распространены в Анадырско-Пенжинской депрессии, на западном побережье Пенжинской губы и в остальной части Корякского нагорья. В основании их залегает толща базальных конгломератов мощностью до 300 *м*, сменяемая песчаниками и сланцами с фауной иноцерамов сеномана, относящихся к гиляцкой серии, несогласно перекрывающей более древние отложения. Мощность осадков

гиляцкой серии превышает 1000 *м*. Выше также с базальными конгломератами в основании лежит толща, относимая к ороченской серии, мощность которой достигает 3000—4000 *м*. Отложения ороченской серии сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, содержащими богатую фауну иноцерамов, аммонитов и гастропод, позволяющие датировать возраст этой серии в границах от верхов турона до маастрихта. В ряде пунктов (в бассейне р. Анадырь, на побережье Пенжинской губы) среди толщи морских осадков ороченской серии выделяется угленосная толща, содержащая пласты каменных углей, охарактеризованная флорой хвойных и лиственных растений.

В Корякском нагорье и в бассейне р. Анадырь в толще верхнего и отчасти нижнего (валанжин) широко развиты весьма характерные для этой области образования вулканогенно-кремнистой формации верхнемеловая ватынская серия и красноозерская свита, кингевеемская и часть пекульнейской серии в валанжине, включающая многочисленные тела гипербазитов. Редкая фауна в толще пород ватынской серии позволяет отнести ее к верхнему сенону. Ватынская серия сложена красными сургучными, зелеными и серыми яшмами, кварцитовидными песчаниками, кремнистыми сланцами, переслаивающимися с горизонтами вулканических пород — спилитами, мандельштейнами, базальтами, андезитами, сопровождаемыми обломочными породами. Продукты вулканической деятельности, протекавшей в водной среде, подвержены зеленокаменным изменениям.

В пределах Яно-Колымской складчатой зоны, на Колымской платформе, в Чукотской складчатой области в нижнем и верхнем мелу происходило накопление обломочных континентальных, частично угленосных отложений в наложенных тектонических впадинах. Этим отложениям нередко сопутствуют вулканические породы, особенно в нижнем мелу. Отложения этих впадин представляют образования молассовой формации и характеризуют переход мезозойской складчатой области Северо-Востока в стадию платформенного развития. К ним относятся аркагалинская угленосная толща, отложения Уяганской впадины на Колымской платформе.

ПАЛЕОГЕН

Отложения палеогена весьма разнообразны по своему генезису. В составе их выделяются морские, пресноводно-континентальные, вулканогенные и осадочно-эффузивные образования. Наиболее древние палеоцен-эоценовые породы представлены песками и слабо сцементированными песчаниками разнообразной фауны. Средний и верхний эоцен образован аргиллитами и глинистыми песчаниками, конгломератами, углисто-глинистыми сланцами с пластами угля и богат фауной и флорой. Мощность отложений более 2300 *м*.

В пределах хр. Пекулей и бухте Угольной на верхнемеловых отложениях залегают пресноводно-континентальные образования — песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, угли, содержащие богатые и разнообразные по составу растительные остатки, характерные для нижнего эоцена. Отдельные пласты угля имеют промышленное значение. Мощность отложений 1200 *м*.

К западу и северо-западу от Анадырско-Пенжинской депрессии в палеоцене и эоцене происходили мощные излияния кислых лав — липаритов, дацитов и андебитов, покровы которых имеют мощность до 800 *м*. Здесь отлагались также грубообломочные прибрежные морские и континентальные осадки. В Корякском нагорье в олигоцене продолжалось накопление морских отложений, представленных конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, которые в отдельных прогибах образуют толщу флиша и достигают мощности 5000—7000 *м*.

В Олюторском прогибе Корякско-Камчатской области в олигоцене и начале миоцена в зонах максимального прогибания формировалась толща

мощностью до 3500 *м*, представленная формацией кремнистых и вулканических пород: яшмами и яшмо-кварцитами, спилитами, базальтами и андезитами, а также туфами аналогичного состава. Залегание среди них мелких тел базитов и гипербазитов позволяет, кроме мелового пояса, выделить также и позднепалеогеновый офиолитовый пояс, соединяющийся к югу с Восточно-Камчатским поясом офиолитов. Этот комплекс пород, выделенный в олюторскую серию, по вещественному составу напоминает образования ватынской серии и отличается от нее меньшим развитием зеленокаменных изменений, характером слоистости и другими признаками.

В других районах северо-востока в это время формировались пресноводно-континентальные, а местами угленосные толщи, а в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса происходила интенсивная вулканическая деятельность, приведшая к образованию обширных покровов эффузивных и обломочных пород кислого и основного состава мощностью в сотни метров.

НЕОГЕН

Неогеновые отложения по сравнению с палеогеновыми имеют небольшое распространение и прослежены в районе Пенжинской губы и в Корякском нагорье и в бассейне р. Анадырь. Они представлены как морскими, так и континентальными (угленосными и вулканогенными) образованиями.

В нижнем миоцене Пенжинского района развиты аргиллиты, содержащие богатую и разнообразную по видовому составу фауну. В Олюторско-Корфовском районе образования этого же возраста наряду с морскими и континентальными осадками с углями представлены также и вулканогенными породами.

Средний миоцен на побережье Пенжинской губы характеризовался проявлениями вулканизма, в результате которого сформировались покровы дацитов, липаритов, андезитов и базальтов мощностью 500—800 *м*.

На северо-востоке Корякского нагорья средний миоцен представлен 650-метровой толщей конгломератов и песчаников, сформировавшихся в условиях мелководного морского бассейна.

Выше по разрезу залегает нерасчлененный комплекс отложений верхнего миоцена и среднего плиоцена, несогласно перекрывающий более древние отложения. Он представлен конгломератами и разнозернистыми песчаниками с фауной пелеципод и гастропод. Общая мощность отложений выше 500 *м*. После среднего плиоцена произошла регрессия, с которой связано формирование грубообломочных толщ, мощность которых составляет 350 *м*.

Верхнеплиоценовые и постплиоценовые отложения в районе Пенжинской губы и в бассейне р. Анадырь выражены континентальной фацией и сложены косослоистыми песчаниками, конгломератами, диатомитами, туфами, андезитами, туфобрекчиями, с прослоями углей и лигнита, с пресноводной фауной и растительными остатками. Мощность их оценивается в несколько сотен метров.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наиболее древними из четвертичных образований, относящихся к нижнему отделу этой системы, являются рыхлые отложения р. Омолоя, базальты и андезиты бассейна р. Анадырь и Корякского хребта, рыхлые морские и континентальные осадки ряда участков морского побережья Чукотского полуострова и других пунктов, доледниковые отложения внутренних территорий края.

Более молодыми по сравнению с предыдущими образованиями являются многочисленные валунные поля и морены максимального оледенения, межледниковые и аллювиальные отложения, наблюдающиеся по периферии Анадырской низменности, Марковской впадины и в бассейнах рек Анадыря, Колымы, Индигирки, Яны и Алдана.

Еще более молодыми являются глины и пески, слагающие морские террасы высотой от 40 до 70 *м*, галечники в Корякском нагорье, базальты,

перекрывающие в районе мыса Наварин 40—60-метровую террасу, а также морены горно-долинного (Зырянского) оледенения в низовьях рек Омолоя, Яны, Индигирки и других, относящихся к верхнечетвертичному времени.

Заканчивается разрез верхнечетвертичных образований аллювием 20—40-метровых террас с костными остатками мамонтов и морскими осадками 10—20-метровых террас по побережью Чукотского полуострова.

К современным четвертичным отложениям относятся аллювий и морские осадки 2—3 и 8—10-метровых террас, а также делювиальные, элювиальные и пролювиальные образования, развитые на склонах гор.

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В связи с оценкой перспектив нефтегазоносности, произведенной большой группой специалистов в составе В. Г. Васильева (руководитель), И. Е. Драбкина, Г. М. Власова, Б. В. Корнева, К. М. Севостьянова, В. В. Крылова и Н. М. Маркина при участии большого числа специалистов Северо-Восточного геологического управления, были критически рассмотрены существующие представления на региональную структуру Северо-Востока СССР.

В состав этой территории входят восточные районы Якутской АССР и большая западная часть Магаданской области. Корякское нагорье, хотя и входит административно в состав Северо-Восточных районов СССР, но структура этого региона развивалась в одном тектоническом плане с Камчаткой. На рис. 52 представлена схема геотектонического районирования Северо-Востока СССР.

В представлении авторов этой схемы центральным ядром этого региона является Колымская платформа, которая по своим размерам не уступает выделенной за последнее время Среднеазиатской или, как ее часто называют, Каракумской платформе. Впервые платформа была выделена С. В. Обручевым, правда в ином объеме, чем показано на рис. 52. Однако в дальнейшем в связи с сильной дислоцированностью отложений и значительной их мощностью в ряде районов платформы, а также из-за наличия кислых интрузий по ее периферии, например в бассейне Большого Анюя, в верховьях рек Гижиги и Парень, от ее выделения отказались. На схемах тектоники края выделялись Колымский срединный и Омолонский остаточный массивы, в значительной мере покрытые мезокайнозойскими образованиями, Олойская синклинальная зона и другие структурные элементы.

При рассмотрении имеющихся геологических материалов участники составления приведенной выше схемы пришли к выводу о необходимости выделения здесь именно платформы.

Территория, соответствующая выделенной структуре, соизмерима с таким уже признанным структурным элементом, как Среднеазиатская платформа, и таким образом по своим размерам не соответствует понятию «срединный массив». Не позволяют эту структурную область Северо-Востока СССР относить к срединным массивам и общие черты геологического строения, истории развития, соотношение с обрамляющими ее складчатыми зонами.

Колымская платформа окаймляется с запада герцинидами и мезозоидами с завершением складчатости в последних в преднижнемеловое и меловое время; с юго-востока—нижнемеловой, верхнемеловой и, наконец, третичной складчатыми зонами; с северо-востока — мезозоидами с завершением складчатости предположительно в предверхнеюрское либо верхнеюрское время.

Таким образом, здесь наблюдается характерное для платформы разрастание их за счет облекания и причленения новых складчатых сооружений, например наращивание за счет облекающих ее герцинид, в то время как типичные срединные массивы по существу являются участками (глыбами) фундамента внутри одновозрастных или близких по возрасту складчатых систем, захваченных общим характерным для складчатой зоны развитием.

Большая часть этой структуры имеет характерное для платформы двухъярусное строение — интенсивно складчатый фундамент, сложенный

предположительно археем и, возможно, докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, и перекрывающий его чехол. В составе чехла принимают участие отложения перми, триаса, юры и отчасти мела и третичного периода. Складки чехла, в том числе и верхнего палеозоя, не имеют единого линейного характера, типичного для складчатых зон. Наряду с резкими дислокациями имеются и пологие складки с углами падения до 15°, в частности, такого типа складки обнаружены в отложениях верхней перми, представленной битуминозными известняками в верховьях р. Гижиги и на правых притоках верховий р. Омолон.

Для образований платформенного чехла характерна, как правило, небольшая мощность, измеряемая сотнями метров. Примером может служить мощность отложений перми, триаса, юры и мела в ряде обширных участков платформы. Только в опущенных участках, впадинах и прогибах в центральной части Колымской платформы или на ее окраинах наблюдается значительно большая мощность отложений верхнего палеозоя и мезозоя.

До формирования окаймляющей платформу с юга и севера мезозойской Верхоянско-Колымской геосинклинали верхоянского терригенного комплекса на платформе развивались иные формации, преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные, отчасти вулканогенные. Складчатые структуры геосинклинальных зон имеют унаследованный характер, облекая платформу, либо контактируют по крупным разрывным нарушениям, тектоническим швам, например на юго-западной границе. Разновозрастные осадки чехла платформы налегают с частыми перерывами и несогласиями, структуры их обычно отличаются простыми формами и пологими падениями.

В пределах Колымской платформы в качестве структурных элементов первого порядка выделены Колымо-Индигирский, Олойский прогибы и Омолонский массив, для которого, начиная с конца протерозоя или начала палеозоя, вплоть до настоящего времени характерно приподнятое положение.

В Колымо-Индигирском прогибе выделяются Момско-Зырянская впадина, сложенная отложениями юры и нижнего мела, и Алазейское поднятие, в своде которого выходят верхнепалеозойские и юрские эффузивные образования. На Омолонском массиве выделяется небольшая Уляганская впадина, сложенная породами верхней юры и нижнего мела.

В области Корякского нагорья выделены два крупных прогиба и разделяющая их зона поднятий, характеризующихся четкой линейной ориентировкой, отвечающей направлению складчатости и региональных тектонических швов, разграничивающих элементы крупных структур нагорья. Характерной чертой этого региона является омоложение складчатых зон в направлении с запада на восток. В связи с этим верхнемеловые образования в районе Пенжинской губы и к северо-востоку от нее образуют наложенную структуру (Пенжинский прогиб) на верхнеюрской нижнемеловой (Охотской) складчатой зоне, восточная граница которой в южном направлении, видимо, проходит далеко на восток и юго-восток от современной береговой линии Охотского моря, огибая с севера и северо-запада предполагаемый Центрально-Охотский массив древних структур.

По отложениям палеогена данной структурной области большой интерес в нефтегазоносном отношении представляет Анадырская впадина, мощность третичных отложений в пределах которой достигает 2000 *м*.

Из других структурных элементов следует упомянуть срединные массивы, развитые в различных частях складчатых систем этого региона. Особый интерес представляет Охотский массив, на котором развиты отложения нижнего кембрия в фациях, сходных с фациями Сибирской платформы. Ряд геологов (В. Г. Васильев, В. А. Ярмолюк, В. В. Онихимовский, Г. М. Власов, Н. М. Маркин, Б. В. Корнев и др.) склонны рассматривать этот массив как юго-восточное окончание Восточно-Сибирской платформы, а юго-западную ветвь верхоянской складчатости как структуру, сходную с Донецкой на Русской платформе.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ СССР

Огромная территория Северо-Востока СССР, охватывающая восточные районы Якутской АССР, Магаданскую область и северную часть Камчатской области, с точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности практически не изучалась. В то же время в ряде районов этой территории на больших площадях развиты нормально-осадочные отложения.

Единственная геологическая партия была организована в 1934 г. Всесоюзным нефтяным геологоразведочным институтом с целью оценки возможной нефтеносности бассейна р. Анадырь. Руководитель партии Б. Н. Елисеев в опубликованном в 1936 г. отчете дал отрицательную оценку этому району в отношении возможных проявлений нефтеносности.

В дальнейшем оценка нефтеносности территории Северо-Востока, в том числе Магаданской области, давалась в ряде обзоров и сводок, посвященных нефтеносности арктической части Советского Союза. Таковы обзоры А. Е. Святловского (1940 г.), Н. А. Гедройца (1950 г.), Н. Т. Линдтропа (1957 г.). Для всех обзоров такого рода характерно отсутствие конкретных данных о проявлениях нефтеносности и, как следствие из этого, вывод, подкрепленный ссылкой на общие черты геологического строения, о неясных и сомнительных перспективах этой обширной территории. В некоторых поздних работах подчеркивалась более благоприятная обстановка для нефтеобразования в Корякском нагорье и в крупных Анадырской и Марковской впадинах. Такие выводы основывались не на конкретных данных о находках нефтегазопроявлений, а на положении этих районов в зоне молодых, позднемеловых и третичных прогибов, принадлежащих Корякско-Камчатской складчатой области, в пределах которой (на Камчатке) нефтеносность уже давно установлена.

В 1952 г. В. Н. Верещагин на основании сопоставлений стратиграфических разрезов и тектоники меловых и третичных отложений Корякско-Камчатской складчатой области, Сахалина и других территорий выдвинул идею о существовании Охотской нефтеносной области. К ней он относит как возможно перспективные Анадырскую, Марковскую и Пенжинскую впадины; кроме того, В. Н. Верещагин предполагает развитие третичных осадков, благоприятных для нефтеобразования и в Кавинско-Ямской депрессии в прибрежной части Охотского моря.

Большое значение имела работа комиссии специалистов (во главе с В. Г. Васильевым), организованная во второй половине 1958 г. Министерством геологии и охраны недр СССР для рассмотрения вопроса о перспективах нефтегазоносности Камчатской и Магаданской областей. Комиссия рассмотрела имеющиеся геологические материалы и данные геофизики по Магаданской области с позиций оценки нефтегазоносности отдельных ее регионов. В результате всестороннего анализа данных стратиграфии, сопоставления тектоники и геологической истории основных структурных элементов, проведенных комиссией совместно с геологами Северо-Восточного

геологического управления, были намечены площади с благоприятными условиями для накопления нефти и газа. К ним отнесены Анадырская, Пенжинская, Парапельская впадины, входящие в область развития третичной Корякско-Камчатской складчатой области, и ряд других тектонических депрессий. В общей оценке перспектив нефтеносности Магаданской области впервые подчеркнута важная роль территории распространения древних складчатых комплексов, объединенных в крупнейший структурный элемент — Колымскую платформу.

В 1958 г. сотрудники ВНИГРИ В. Н. Тихий и Г. К. Невский систематизировали геологические материалы по территории Северо-Востока Союза ССР и по ряду районов дали также положительную оценку перспектив нефтеносности.

Геологические съемки, проведенные за последние пять лет и закрывшие последние «белые пятна» на геологической карте Магаданской области, дали ряд материалов, позволяющих пересмотреть существовавшие ранее взгляды о геологическом строении и тектонике области, а также по-новому оценить ее нефтеносность. В результате этих работ получены сведения о прямых и косвенных признаках нефтегазоносности, а также о структурах, благоприятных для образования месторождений нефти и газа.

По Яно-Колымской и Чукотской складчатым зонам нет каких-либо определенных сведений о нефтегазопроявлениях. В развитых здесь осадках Верхоянского комплекса преобладают тонкозернистые разности пород, сильно уплотненные в связи с интенсивными дислокациями и магматизмом; вряд ли в них можно ожидать промышленные скопления нефти. Может быть, некоторого внимания должны заслуживать наложенные тектонические впадины позднего этапа развития этих геосинклиналей, выполненные морскими и прибрежно-морскими осадками. Эти впадины развиты в краевых частях, переходных к Колымской платформе.

В Яно-Колымской складчатой зоне они сложены верхнеюрскими, нижнемеловыми, более поздними толщами. К таким структурам могут быть отнесены Лыглыхтахская и Дарпирская депрессии и возможно Эльгенская, развивавшаяся как унаследованная на ранее заложенной Лыглыхтахской впадине. Поэтому заслуживает внимания проявление слабой газоносности верхнеюрской толщи по р. Лыглыхтах. Здесь в скважине, бурившейся на уголь, с глубины 150 *м* происходило выделение свободного горючего газа в количестве 0,6 *м*^{3}/*сутки*.

В Чукотской зоне складчатости к подобным образованиям может быть отнесена Чауно-Амгуэмская синклинальная зона. На Чукотском полуострове в районе Чаплинских минеральных источников выходящие на поверхность известняки силура издают битуминозный запах. В водах этих источников присутствует бром.

В пределах развития древних комплексов Колымской платформы выделяются толщи различного возраста, в которых широко развиты битуминозные разности известняков, а также установлены нефтепроявления. Битуминозность отмечается в силурийских доломитах, известняках, граптолитовых сланцах в верховьях р. Таскан, в бассейне р. Омулевки и в других местах развития этих отложений. Представляют интерес хемогенные осадки того же возраста, образующие толщу мощностью до 300 *м* и сложенные ангидритами и гипсами с прослоями доломитов, пользующиеся сравнительно широким распространением в тех же районах. Заслуживает также внимания фация доманика, представленная известняками и доломитами с горизонтами черных плотных сланцев. В трещинах девонских известняков встречается органическое вещество, напоминающее антраксолит. Битуминозные известняки наблюдаются в нижнекаменноугольных отложениях по р. Ясачной; содержание битума в них достигает тысячных и сотых долей процента.

На наш взгляд серьезного внимания заслуживают отложения верхнего отдела пермской системы, развитые на платформе. Осадки перми образуют чехол на более древних структурах платформы, занимая большие площади

по периферии приподнятых участков и выполняя впадины между ними. Они представлены терригенными песчано-глинистыми породами и известняками, достигающими мощности сотни, а местами и более тысячи метров. Среди пермских известняков часто встречаются разности, издающие очень сильный битуминозный запах. Анализ образцов из толщи верхнепермских известняков, развитых по левобережью р. Колымы, выше устья р. Коркодон, показал присутствие сотых долей процента нефтяного битума. Больший интерес представляет обнаружение Б. В. Пепеляевым среди туфогенных песчаников сакмарского яруса в конкрециях и полостях раковин брахиопод и гониотитов вязкого нефтяного битума. Значительная битуминозность верхнепермских известняков известна также в верховьях р. Гижиги, где они слагают обширные площади.

Пермские отложения широкой полосой охватывают с юга и востока область Колымской платформы, распространяясь от р. Таскана до р. Коркодона и далее на северо-восток в верховья рек Омолона и Гижиги. Для некоторых площадей распространения пермских отложений, имеющих в общем сложное тектоническое строение, характерно развитие пологих складчатых структур.

Среди толщ чехла, занимающих более высокое стратиграфическое положение, в некоторых впадинах на платформе могли существовать благоприятные условия для нефтегазообразования. В этом отношении представляют интерес горючие сланцы ладинского яруса, встреченные по р. Левый Кедон. Горизонт сланцев, мощность которого достигает 20—30 *м*, принадлежит к типу сапропелевых образований и с этой точки зрения заслуживает определенного внимания.

Возможно, существовали условия для нефтенакопления и в более поздние эпохи, например в юрскую и меловую, особенно в нижнемеловое время, в связи с трансгрессией моря в область более молодых впадин, таких как Уляганская, Моллонджинская и обширная зона погружения, именуемая Зырянской впадиной. В большинстве случаев проявление тектонических движений в этих впадинах, за исключением внутренней части Зырянской впадины, характеризуется малой тектонической напряженностью и развитием пологих структур.

Гораздо более ярко выражены признаки нефтеносности в Корякско-Камчатской складчатой зоне, северная часть которой располагается в границах Магаданской области. Имеется много данных, позволяющих выдвинуть крупные Анадырскую и Пенжинскую впадины, расположенные в северной части Корякского нагорья, в число районов, наиболее интересных в отношении нефтегазоносности на Северо-Востоке вообще и Магаданской области, в частности. Этот вывод связан прежде всего с приуроченностью упомянутой территории к области молодых мезокайнозойских структур, входящих в Тихоокеанский пояс складчатости, где известны крупные нефтеносные районы (Сахалин, Аляска и др.). Поэтому площади впадин заслуживают самого серьезного внимания и изучения комплексными нефтепоисковыми работами.

На обширной территории Анадырской и Пенжинской впадин в ряде пунктов обнаружены проявления нефтегазоносности, сведения о которых приводим ниже.

В бассейне р. Хатырки по ручью Инаськвам в небольших тектонических блоках среднепалеозойских кремнисто-вулканогенных пород встречены твердые битумы. Содержащая их зона брекчий достигает ширины 200—250 *м*. Битумы выполняют тонкую сеть трещинок и пустотки. Они представлены твердыми черного цвета образованиями, которые при горении вскипают и дают обильную копоть. Помимо битуминозных брекчий, в кремнистых породах встречаются также битумы в рассеянном виде. Содержание их в брекчиях 0,3%.

В районе бухты Моллен, в 3 *км* к западу от оз. Гнилого, в верховьях молленской толщи, относящейся к олигоцену — низам миоцена и сложенной

слабодислоцированными и не очень плотными песчаниками, обнаружены битумообразования. Битумы твердые, хрупкие, черного цвета образуют линзообразные скопления, в поперечнике достигающие 4 *см*. Содержание битумов в песчаниках 0,4%, по составу они принадлежат к группе осмоленных.

Аналогичного характера образования встречены по р. Быстрой также в песчаниках молленской свиты. Содержание в них битума достигает 0,24%.

Учитывая эти данные следует обратить внимание на горючие газы, выделяющиеся в значительных количествах в течение ряда лет из буровых скважин на месторождении ископаемых углей бухты Угольной и частично используемые на бытовые нужды. Предполагают, что выделение газа из скважин (по данным М. С. Бушева и И. П. Трибунского, 1957 г.), составляющее 3,5 $м^3$ при диаметре скважин 75 *мм*, связано с угленосностью этой площади. Характер третичных угленосных отложений, подстилаемых и перекрываемых морскими осадками, относительно слабая их дислоцированность, небольшая степень литификации, а также приуроченность их к небольшим наложенным депрессиям на складчатом основании верхнего мела позволяют считать район бухты Угольной весьма интересным, заслуживающим специального исследования в отношении нефтегазоносности.

Выходы молленской свиты в районе устья р. Хатырки по геологическому строению и тектоническому положению аналогичны этим отложениям в районе бухты Моллен. Они образуют небольшую впадину, восточное крыло которой скрыто под водами Берингова моря, с простым тектоническим строением и слабоизмененными породами.

Большой интерес для оценки нефтеносности этой части Магаданской области имеют минеральные воды, обнаруженные в скважине на глубине 150 *м* при разбуривании угленосной толщи близ пос. Анадырь. Здесь из толщи песчаников палеогена получены минерализованные воды хлоркальциевого типа, содержащие йод, бром и небольшое количество нафтеновых кислот, указывающих на возможную принадлежность этих вод к нефтяным.

Значительно южнее за пределами Магаданской области, на побережье Пенжинской губы между Рекиникской губой и бухтой Подкагерной, в песчано-сланцевой толще палеогена, соответствующей по времени образования тигильской толще Западной Камчатки, встречен асфальтит, выполняющий мелкие трещинки в песчаниках. Распространенные здесь жилы кальцита имеют бурую окраску и издают при ударе сильный запах керосина. В районе бухты Подкагерной встречен халцедон, в пустотах которого обнаружена жидкость, по составу близкая к нефти. Кроме того, в этом же районе известны многочисленные холодные сероводородные источники.

Люминесцентно-битуминологическим анализом установлена битуминозность и в верхнемеловых отложениях, распространенных на восточном берегу Пенжинской губы.

Таким образом, в Корякском нагорье и в бассейне р. Анадырь выделяются как возможно нефтеносные отложения палеогена и, вероятно, нижней части неогена, а также отложения верхнего мела. Формирование этих отложений, представленных мощными толщами преимущественно песчано-глинистых пород, происходило в крупных прогибах — Пенжинском, Корякском, Олюторском — и впадинах нижней части бассейна р. Анадырь. В конце мела имело место складкообразование, в результате которого на складчатом основании верхнемеловых структур сформировались новые депрессии, частично унаследованные от ранее существовавших прогибов.

Кроме крупных третичных депрессий — Пенжинской, Парапольской и Анадырской, образующих зону погружений третичного времени, в это же время развивались небольшие по размерам, но с очень большой амплитудой погружения наложенные депрессии. К ним относятся Хатырская депрессия, депрессия района бухты Угольной, депрессия на побережье Берингова моря близ устья р. Хатырки (Молленская впадина). Последние две депрессии открываются в море, в связи с чем большая часть их погружена под его

водами. Мощность осадков палеогена в этих депрессиях достигает нескольких тысяч метров, а в Молленской 11 тыс. *м*.

Наряду с зонами напряженных линейных складок с крутыми падениями на крыльях выделяются площади с пологими, весьма спокойными структурами. Такого типа структуры в палеогене закартированы в Пенжинской и Анадырской впадинах, а также во впадинах на побережье Берингова моря. Степень литификации пород в этих впадинах невелика; здесь наряду с пачками слоев плотных алевролито-глинистых пород часто встречаются пористые разности аргиллитов и песчаников. В верхнемеловое время сходные условия существовали в Пенжинском прогибе.

Приведенные выше данные о выявленных нефтепроявлениях и признаках нефтегазоносности, а также общие черты геологического строения

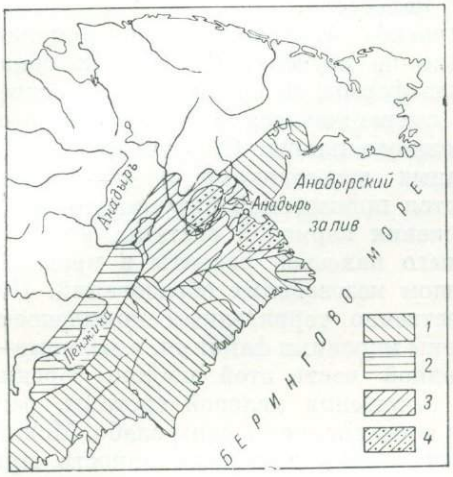


Рис. 62. Карта перспектив нефтегазоносности Корякско-Анадырского района по верхнемеловым отложениям (Составили Н. П. Аникеев, В. Г. Васильев, Г. М. Власов, И. Е. Драбкин, Б. В. Корнев, Н. М. Маркин, К. М. Севостьянов, В. А. Титов).

Площади: *1* — нефтеперспективные, *2* — перспективные, *3* — невыясненных перспектив, *4* — невыясненных перспектив с глубинами залегания свыше 3000 *м*.

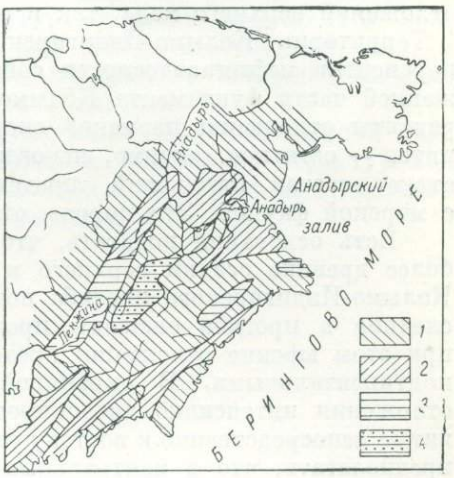


Рис. 63. Карта перспектив нефтеносности Корякско-Анадырского района по палеогеновым отложениям (Составили Н. П. Аникеев, В. Г. Васильев, И. Е. Драбкин, Б. В. Корнев, Н. М. Маркин, К. М. Севостьянов, В. А. Титов.)

Площади: *1* — неперспективные, *2* — перспективные, *3* — невыясненных перспектив, *4* — трудно осваиваемые.

дают на наш взгляд достаточно веские основания рассматривать эти территории как благоприятные для нефтеобразования.

Таким образом, на территории Северо-Востока СССР выявляется крупный регион, перспективный в нефтегазоносном отношении, — Корякское нагорье с Анадырской и Пенжинской впадинами. Кроме того, выделяется регион с пока неясной, но намечающейся перспективностью — Колымо-Индигирский прогиб в пределах Колымской платформы. Представляет интерес также и юго-восточная окраина этой платформы, верховья рек Гижики и Омолона, где развиты слабонарушенные толщи пермских известняков с признаками битуминозности.

В пределах Корякского нагорья, Анадырской и Пенжинской впадин перспективными в нефтегазоносном отношении являются отложения верхнего мела и палеогена (рис. 62, 63).

Отложения верхнего мела несогласно перекрывают сильно дислоцированные породы нижнего мела, выполняя в западной части Корякского нагорья региональный Пенжинский прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении от Пенжинской губы к Анадырскому заливу. Верхнемеловой

комплекс отложений представлен переслаиванием песчаников, глин и аргиллитов, среди которых встречены прямые признаки нефтеносности.

Отложения палеогена сходны с отложениями верхнего мела и также содержат прямые признаки нефтеносности. Они развиты в пределах крупного Пенжинского прогиба, в Анадырской впадине и в Олюторско-Хатырском прогибе и залегают несогласно на отложениях верхнего мела. Разведка верхнемеловых и палеогеновых отложений должна проводиться раздельно.

Перспективы нефтегазоносности более молодых неогеновых осадков неясны, и оценка их с этой точки зрения возможна лишь после более детального изучения.

При постановке поисково-разведочных работ на нефть необходимо учитывать возможность несовпадений структурных планов как внутри отложений верхнего мела, так и внутри палеогена.

Территория Колымо-Индигирского прогиба с точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности совершенно не изучена. В пределах обнаженной части фундамента Колымской платформы, на Омолонском массиве, развиты отложения пермской системы, сохранившиеся в виде отдельных пятен — остатков, видимо, некогда сплошного плаща. Об этом свидетельствует состав отложений, представленных известняками и доломитами с морской фауной. Эти породы отличаются повышенной битуминозностью.

Есть основания полагать, что отложения пермской системы, а также более древние осадки верхнего и среднего палеозоя развиты в пределах Колымо-Индигирского прогиба под плащом мезозойских образований. Последние в прогибе сложены преимущественно терригенным комплексом; при этом юрские отложения представлены морскими фациями, а меловые — континентальными. В окраинной западной части этой впадины юрские отложения интенсивно дислоцированы; отложения меловой системы, развитые непосредственно к востоку от поля юры, дислоцированы слабо. Можно предполагать, что в центральных частях впадин дислоцированность юры существенно уменьшается; возможно также присутствие осадков мела.

Перспективы нефтегазоносности Колымско-Индигирского прогиба предположительно можно связывать с отложениями верхнего палеозоя и прежде всего с отложениями пермской системы, а также с отложениями юры и мела. Необходимо подчеркнуть, что в связи с развитием в этом прогибе мощного покрова четвертичных отложений упомянутая выше оценка базируется на крайне недостаточном фактическом материале.

Кроме упомянутых выше регионов на севере, вдоль побережья Восточно-Сибирского моря, между устьями рек Колымы и Яны, имеется довольно широкая полоса развития четвертичных отложений, под которыми скрыты отложения более древнего возраста. В этом районе открывается наиболее прогнутая часть Колымской платформы. В крайней северо-восточной части Яно-Колымской складчатой области наблюдается поле развития верхней юры, относительно слабодислоцированной и метаморфизованной. Этот факт указывает на возможность появления в упомянутой выше зоне развития четвертичного покрова отложений мезозоя в фациях, благоприятных в нефтегазоносном отношении.

Верхнепалеозойские образования, вероятно, были развиты почти на всей территории Омолонского массива. Поэтому не исключена возможность нахождения нефтяных залежей в этих отложениях там, где они развиты на значительных площадях (верховье р. Гижиги, нижнее течение р. Коркодон и др.).

Для решения проблемы нефтегазоносности рассматриваемой территории необходимо следующее.

1. Провести региональные геофизические работы, профильное и опорное бурение с целью изучения региональной структуры территории, перспек-

тивной в нефтегазоносном отношении. Опорные скважины рекомендуется заложить в районах Анадырской и Пенжинской впадин и Колымо-Индигирского прогиба. Выбор точек заложения этих скважин следует обосновать геологическими и геофизическими исследованиями.

2. Подготовить не менее десяти площадей под разведочное бурение: пять в районе Анадырской впадины и пять в Пенжинском прогибе.

3. Ввести в разведку с 1963—1964 гг. две площади — в Анадырской впадине и в районе Пенжинской губы (Подкагернинский район).

4. Провести научно-исследовательские работы с целью обоснования перспектив нефтегазоносности различных частей осадочного разреза и их сравнительной оценки, при этом особое внимание уделить поискам коллекторов.

5. При проектировании региональных и поисково-разведочных работ необходимо учитывать несовпадение структурных планов палеогена и верхнего мела, а также возможность появления такого несовпадения внутри этих комплексов. Кроме того, необходимо принять во внимание наличие глыбовой тектоники в районах Корякского нагорья.

6. Учитывая слабую изученность структурных планов отложений мела и палеогена впредь до накопления материалов, подготовку структур под глубокое бурение производить комплексом геологической съемки, мелкого структурного бурения (до 500 *м*) и сейсморазведки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В. В. Условия разгрузки высокотемпературных гидротерм в вулканических областях. Лаборатория вулканологии АН СССР. Фонды Камч. РайГРУ, 1960.

2. Алферов Б. А. Маршрутные исследования по восточному берегу Камчатки (реки М. Чажма — Сторож). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 15, 1932.

3. Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Евангулов Б. Б. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 11, 1957.

4. Архипченко А. С. Геологическое строение и нефтеносность Богачевского месторождения нефти на Камчатке (Отчет ВНИГРИ по работам за 1954 г.). Фонды Камч. РайГРУ, 1955.

5. Архипченко А. С. Геологическое строение и нефтеносность района верховьев рек Богачевки, Крутой, Тюшевки и Ольховой на восточном побережье Камчатки (Отчет ВНИГРИ по работам за 1955 г.). Фонды Камч. РайГРУ, 1956.

6. Безруков П. Л. Некоторые вопросы осадкообразования в Курило-Камчатской впадине. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 2, АН СССР, 1956.

7. Безруков П. Л., Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении Дальневосточных морей, Докл. АН СССР, т. 91, № 2, 1953.

8. Бессонов Н. В. Отчет по геологическим исследованиям в Паланском районе летом 1932 г. Дальгеолтрест Фонды Камч. РайГРУ, 1933.

9. Васильев В. Г., Корнев В. В. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности территорий Хабаровского и Приморского краев и Амурской области. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.

10. Васильев В. Г., Крылов В. В., Шаров Ю. А. Отчет о рекогносцировочном обследовании долины р. Камчатки с задачей обоснования района заложения опорной скважины. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.

11. Васильев В. Н. Флора и палеогеография Командорских островов. Изд. АН СССР, 1957.

12. Верещагин В. Н., Невский Г. К. Перспективы нефтегазоносности Корякско-Анадырского района Охотской нефтегазоносной области. Тр. ВНИИ — 1, геология, вып. 52, Магаданское книжное издательство, 1959.

13. Винюков В. Н. Геологические исследования в Еловско-Озерновском районе Восточной Камчатки. ВНИГРИ, 1948.

14. Власов Г. М. Магматическая деятельность на территории Тихоокеанских окраин СССР (Камчатка, Курильские острова, Сахалин). Сб. «Геологическое строение СССР», ВСЕГЕИ, 1958.

15. Власов Г. М. Тектоническое строение Тихоокеанских окраин СССР. Сб. «Геологическое строение СССР», ВСЕГЕИ, 1958.

16. Власов Г. М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. Тр. Магаданского стратиграфического совещания. Магаданское книжное издательство, 1958.

17. Власов Г. М. Новые данные по геологии и перспективы рудоносности Камчатки. Советская геология, № 5, 1958.

18. Власов Г. М. Основные черты геологии Камчатки. Объяснительная записка к геологической карте Камчатки м-ба 1 : 2 000 000. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.

19. Власов Г. М., Курлаев В. И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые площади восточного побережья полуострова Камчатки от бухты Карага до бухты Сомнения (Отчет по работам 1941 г.). Фонды Камч. РайГРУ, 1942.

20. Власов Г. М., Цимбал В. М. Геологическое строение бассейнов рек Большой, Утки, Хомутиной, Мухиной, Колпаковой, Крутогоровой Западного побережья Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1940.

21. Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-геологические районы Камчатки. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.

22. Влодавец В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки. Бюлл. вулканологической станции АН СССР, № 25, 1957.

23. Волошинова Н. А. О фораминиферах из третичных отложений Сахалина и Камчатки. Тр. НГРИ, вып. 116, сер. А., 1939.

24. Волошинова Н. А., Петров В. А. Фораминиферы из заливов Охотского моря. Тр. НГРИ, вып. 125, сер. А., 1939.

25. Вялов О. С. Схема тектонического районирования Камчатки. Докл. АН УССР, № 6, 1952.
26. Вялова Р. И., Вялов О. С. Геологические исследования в Усть-Камчатском районе (восточное побережье Камчатки). Фонды Камч. РайГРУ, 1940.
27. Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск — Петропавловск). Тр. НГРИ, вып. 72, сер. А, 1935.
28. Гречишкин Л. А. О геологическом строении Богачевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, вып. XX, сер. А, 1937.
29. Гречишкин Л. А. Геологические исследования восточного берега Камчатки (реки Андриановская — Камчатка). Тр. НГРИ, вып. 77, сер. А, 1937.
30. Григорьев Г. Г. Геологическое строение и перспективы нефтеносности района верхнего течения р. Богачевки на восточном побережье Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1945.
31. Грязнов Л. П. Геологическое строение и нефтеносность района верховьев реки Богачевки на восточном побережье Камчатки. (Отчет по работам 1951 г.). Фонды Камч. РайГРУ, 1952.
32. Грязнов Л. П. и др. Геологическое строение и нефтеносность центральной части Кроноцкого района на восточном побережье Камчатки. (Отчет по работам 1952 г.). Фонды Камч. РайГРУ, 1953.
33. Грязнов Л. П. и др. Отчет по работам Кроноцкой геолого-съемочной партии за 1954 г. (геологическая съемка и составление сводной геологической карты по Кроноцкому району восточного побережья Камчатки). Фонды Камч. РайГРУ, 1955.
34. Грязнов Л. П. Отчет о геологических результатах по работам Кроноцкой колонковой партии за 1951—1952 гг. (структурное колонковое бурение на Кроноцкой площади восточного побережья Камчатки). Фонды Камч. РайГРУ, 1955.
35. Грязнов Л. П. Отчет по структурному колонковому бурению в верховьях р. Богачевки за 1956—1957 гг. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.
36. Грязнов Л. П., Новоселов Ю. А. Материалы по геологическому строению Усть-Камчатского района. Фонды Камч. РайГРУ, 1960.
37. Двали М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки между рекой Камчатка и рекой Карага. Тр. НГРИ, вып. 82, сер. А, ГОНТИ, 1936.
38. Двали М. Ф. Геологическое строение района Точилинской и Хромовской антиклиналей (западное побережье Камчатки, Тигильский район). НГРИ, Фонды Камч. РайГРУ, 1938.
39. Двали М. Ф. Геологическое пересечение Камчатского Срединного хребта через Красную сопку. Тр. НГРИ, вып. 122, сер. А., ГОНТИ, 1939.
40. Двали М. Ф. К проекту буровых разведочных работ на Богачевском нефтяном месторождении. НГРИ, Фонды Камч. РайГРУ, 1939.
41. Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность восточного побережья Камчатки (район р. Богачевка — р. Малая Чажма). Отчет по работам 1937—1938 гг. НГРИ, Фонды Камч. РайГРУ, 1943.
42. Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки Тр. ВНИГРИ, вып. 16, Гостоптехиздат, 1955.
43. Двали М. Ф. Геологическое строение Паланского района (западное побережье п-ова Камчатка). Тр. ВНИГРИ, вып. 102, Гостоптехиздат, 1957.
44. Дьяков Б. Ф. Геологическое строение Воямпольской антиклинали (западное побережье Камчатки, Тигильский район). Фонды Камч. РайГРУ, 1935.
45. Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на побережье Олюторского и Корфовского заливов. Восточное побережье полуострова Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1940.
46. Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, вып. 14, Гостоптехиздат, 1955.
47. Дьяков Б. Ф. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, вып. 102, Гостоптехиздат, 1957.
48. Дьяков Б. Ф., Смехов Е. М. К вопросу об альпийской складчатости на Сахалине и Камчатке. Советская геология, № 11, 1940.
49. Дьяков Б. Ф., Тимофеев Б. В. О возрасте метаморфических пород полуострова Камчатки. Тр. ВНИГРИ, вып. 95, Гостоптехиздат, 1956.
50. Дьяченко В. Т. и др. Отчет о геолого-съемочных работах Укинской партии в Карагинском районе летом 1953 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1954.
51. Ефимова А. Ф. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР. Фонды СВГУ, 1957.
52. Жегалов Ю. В. и др. Отчет о геологической съемке в центральной части Срединного Камчатского хребта в 1954 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1955.
53. Жегалов Ю. В. и др. Отчет о геологической съемке в центральной части Срединного Камчатского хребта, проведенной летом 1955 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1956.
54. Жузе А. П. Сопоставление результатов диатомового анализа отложений Охотского и Берингова морей. Докл. АН СССР, 98, № 1, 1954.
55. Забелина М. М. Диатомовые водоросли третичных отложений восточного побережья Камчатки. Тр. НГРИ, вып. 48, сер. А, ГОНТИ, 1934.

56. Заварицкий А. Н. Геологическая карта полуострова Камчатки м-ба 1 : 2 000 000 с объяснительной запиской. АН СССР, 1940.
57. Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 10, 1955.
58. Зайцев В. И. Отчет Тюшевской маршрутно-геологической партии за 1949 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1951.
59. Заключение комиссии МГ и ОН СССР по вопросу направления нефтепоисковых работ на Камчатке. Фонды Камч. РайГРУ, 1958.
60. Иванов В. В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.
61. Иванов В. В. Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод. Геохимия, № 5, 1958.
62. Ильина А. П. Фауна гастропод из третичных отложений западного побережья Камчатки, Тр. НГРИ, вып. 124, сер. А, ГОНТИ, 1939.
63. Кленов Е. П. и др. Отчет по геологической съемке, проведенной в междуречье Тигиль — Аманина летом 1953 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1954.
64. Кленов Е. П. и др. Отчет о геологической съемке, проведенной в бассейне р. Россошины — Аманинской летом 1954 г. (западное побережье Камчатки). Фонды Камч. РайГРУ, 1955.
65. Кобаяши Г. Геологические исследования на Богачевском месторождении нефти в 1928—1929 гг. (восточное побережье Камчатки). Фонды Камч. РайГРУ, 1929.
66. Кондорская Н. В., Тихонов В. И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды. ГИН АН СССР. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.
67. Конради С. А., Келль Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг. Изв. РГО, т. 57, вып. 1, 1925.
68. Кочеткова А. Д. Схема стратиграфии третичных отложений побережья Пенжинской губы. Магаданское книжное издательство, 1957.
69. Кочеткова А. Д. Литологическая и фаунистическая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений, развитых по восточному побережью Пенжинской губы от мыса Каягытьканан до мыса Астрономического. Фонды СВГУ, 1958.
70. Краснова В. Н. Отчет по работам Ольгинской геолого-съемочной партии за 1953 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1954.
71. Красный Л. И. Схема геологоструктурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, 107, № 1, 1956.
72. Крашенинников С. Описание земли Камчатки т. I, II, 1755.
73. Криштофович А. Н. Третичная флора залива Корфа на Камчатке. Тр. ДВГРТ, вып. 62, ОНТИ, 1934.
74. Криштофович А. Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камчатки. Материал по изучению Охотско-Колымского края. Сер. I, геология и геоморфология, вып. 5, ОНТИ, 1937.
75. Криштофович Л. В. Стратиграфия и фауна Тигильской толщи западного побережья Камчатки. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 23, Гостоптехиздат, 1947.
76. Криштофович Л. В. Биостратиграфия третичных отложений Точилинского, Воямпольского и Хромовского разрезов. Фонды Камч. РайГРУ, 1958.
77. Крылов В. В., Грязнов Л. П. Отчет по структурному колонковому бурению в верховьях р. Богачевки. Фонды Камч. РайГРУ, 1956.
78. Крымов В. Г. и др. Отчет о результатах работ Дранкинской геолого-съемочной партии. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.
79. Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. Тр. ин-та физ. геогр., т. 32, АН СССР, 1940.
80. Лазаренко Н. И. Кроноцкий район и Богачевское месторождение нефти на восточном берегу полуострова Камчатки. Разведка недр, № 4, 1940.
81. Макаров В. Г. Предварительный отчет Богачевской полевой геологической партии за 1941 г. Дальнефть, Фонды Камч. РайГРУ, 1941.
82. Макаров В. Г. Геологический отчет по Богачевской нефтеразведке за I полугодие 1944 г. Дальнефть, Фонды Камч. РайГРУ, 1944.
83. Макаров В. Г. Геологический отчет по Богачевской нефтеразведке за 1946 г. Дальнефть, 1947.
84. Макаров В. Г. Богачевское месторождение нефти на Камчатке. Дальнефть, 1948.
85. Макаров Ю. В. и другие. Отчет о геологических исследованиях в Центральной части Корякского хребта в 1953 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1954.
86. Макаров Ю. В., Игнатьев А. М. Отчет о геологических исследованиях в центральной части Срединного Камчатского хребта в 1954 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1955.
87. Малышева Е. В. Отчет о результатах люминесцентно-битуминологических исследований третичных отложений Кроноцкого района на восточном побережье Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1955.
88. Маркин Н. М. Геологические исследования восточного побережья Пенжинской губы. Тр. ВНИГРИ, вып. 102, Гостоптехиздат, 1957.

89. Маркин Н. М. Третичные отложения восточного побережья Пенжинской губы. Тр. ВНИГРИ, вып. 102, Гостоптехиздат, 1957.
90. Маркин Н. М., Миронов К. Н. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Тигильского района, западного побережья Камчатки и планы нефтепоисковых и разведочных работ. Фонды Камч. РайГРУ, 1958.
91. Марченко А. Ф. и др. Отчет о геологической съемке на территории Соболевского района Камчатской обл. в 1952 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1953.
92. Марченко А. Ф. и др. Геологическое строение северной части Срединного Камчатского хребта (отчет по работам Озерновской партии за 1955 г.). Фонды Камч. РайГРУ, 1956.
93. Машковцев С. Ф., Чурин П. В. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. Геолиздат, 1931.
94. Микулич Л. В. Предварительный отчет о результатах геологосъемочных работ в районе мыса Омгон — р. Утхолок на западном побережье полуострова Камчатки в лето 1934 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1935.
95—96. Мокроусов В. П., Толстихин О. Н. Некоторые вопросы геологического строения и нефтеносности Южной Камчатки. Советская геология, № 11, 1958.
97. Мороз И. Ф., Кондратенко Б. И. Отчет о работе Тылговаямской геолого-съемочной партии за 1957 г. Фонды СВГУ, 1958.
98. Морозевич И. Остров Медный. Тр. Геолкома, вып. 72, 1912.
99. Морозевич И. Командоры. Фонды Камч. РайГРУ, 1952.
100. Набоко С. И. Гейзеры Камчатки. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 8, 1954.
101. Набоко С. И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород. Сб. «Проблемы вулканизма» (Тезисы докл. Первого Всесоюзн. вулк. совещания), АН СССР, 1959.
102. Наливкин Б. В. Геологическое маршрутное пересечение Южной Камчатки (с. Малки — с. Кихчик). (Отчет по работам стратиграфической партии Камчатской экспедиции 1933 г.) Фонды Камч. РайГРУ, 1934.
103. Научная сессия по проблемам развития производительных сил Камчатской области. Тезисы докладов. Фонды РайГРУ, 1957.
104. Николенко М. П. Отчет люминесцентно-битуминологической партии Корякской экспедиции (западное побережье Камчатки). Фонды Камч. РайГРУ, 1958.
105. Новоселов Ю. А., Адамчук Г. А., Громов В. В. Отчет о геолого-съемочных работах, произведенных Тымлатской партией в северной части Карагинского района летом 1958 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.
106. Оценка геологических и геофизических исследований на нефть и газ, проведенных на территории п-ова Камчатки. Материалы Камч. РайГРУ, 1958.
107. Обручев В. А. Очерк полуострова Камчатки по данным Карла Дитмара. Изв., Вост.-Сиб., отд. географ. об-ва, т. 23, № 4, 1892.
108. Перваго В. А. Проблема нефтеносности третичных отложений восточного побережья Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1954.
109. Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. СОПС АН СССР, сер. Камчатская, вып. 2, ГОНТИ, 1937.
110. Плешаков И. Б. Третичные отложения Сахалина и Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1938.
111. Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской обл. Проблемы Советской Геологии, № 6, 1938.
112. Плешаков И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Тр. НГРИ, вып. 123, сер. А, ГОНТИ, 1939.
113. Плешаков И. Б. Неогеновые отложения западного побережья Камчатки (Тигильский район). Фонды Камч. РайГРУ, 1940.
114. Плешаков И. Б., Несвит Д. С. Геологическое строение и нефтеносность Кроноцкого района Восточной Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1957.
115. Попов Ю. Н. Тектонические особенности С. В. Азии. Советская геология, № 8, 1958.
116. Полевой П. И. Нефть Камчатки. НХ, № 31, 1928.
117. Решение геологического совещания по итогам геологоразведочных работ на нефть и газ в Сибири и на Дальнем Востоке и перспективам их дальнейшего развития и плану работ на 1959—1965 гг. Фонды Камч. РайГРУ, 1958.
118. Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов 25 мая — 4 июня 1959 г., Оха (Сахалин). Фонды Камч. РайГРУ, 1959.
119. Романюк Н. Г., Панина Е. В. Отчет о работах Воямпольской сейсморазведочной партии за 1956—1957 гг. Фонды Камч. РайГРУ, 1958.
120. Саватеев Д. Е., Юдин А. И. Материалы к геологии и геоморфологии северной части Карагинского района на Камчатке (отчет о работе летом 1950 г.). Фонды Камч. РайГРУ, 1952.
121. Сарсадских В. Н. Литолого-петрографическое изучение отложений Кроноцкого района восточного побережья Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1958.
122. Сарсадских В. Н., Рунева Н. П. Отчеты по отдельным видам

комплексного исследования Богачевской опорной скважины (восточное побережье Камчатки). Фонды Камч. РайГРУ, 1955.

123. Святловский А. Е. Сейсмо-тектоника Камчатско-Курильской области. Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1955.

124. Святловский А. Е. О гидрогеологическом районировании термальных подземных вод Камчатки. Докл. АН СССР, т. 113, № 1, 1957.

125. Севостьянов К. М. Отчет по работам Татьяно-Тюшевской геолого-съемочной партии за 1951 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1953.

126. Севостьянов К. М., Кленов Е. П. Отчет по геологической съемке, проведенной в районе нижнего течения рек Тигиль и Напана в лето 1952 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1953.

127. Севостьянов К. М., и другие. Отчет о работах Тигильской геолого-съемочной партии за 1954—1955 гг. и некоторые вопросы геологического строения центральной части Тигильского района. Фонды Камч. РайГРУ, 1955.

128. Севостьянов К. М., Вдовенко В. П., Коваль П. А. Отчет о геологической съемке на Хромовско-Гаванской площади западного побережья Камчатки летом 1955 г., Фонды Камч. РайГРУ, 1956.

129. Слодкевич В. С. О книге И. П. Хоменко «О возрасте третичных образований побережья залива Корфа». Тр. ДВ. ГРТ, вып. 287, ОНТИ, 1933.

130. Слодкевич В. С Стратиграфия и фауна третичных отложений западного побережья Камчатки, ч. I, Тр. НГРИ, сер. 1, вып. 79, ОНТИ, 1936.

131. Слодкевич В. С., Ильина А. П. К стратиграфии третичных отложений на западном побережье Камчатки в районе бухты Подкагерной. Материалы по изучению Охотско-Колымского края, вып. 5, сер. 1, ОНТИ, 1937.

132. Смехов Е. М., Марков В. Г. О нефтеносности третичных отложений полуострова Камчатки. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1946.

133. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Тезисы докл. и сообщений (25/V — 4/VI 1959 г.), Оха на Сахалине. Фонды Камч. РайГРУ, 1959.

134. Суворов Е. К. Командорские острова и пушной промысел на них. Сборник, 1912.

135. Тихий В. Н., Невский Г. К. Геологическая изученность и оценка перспектив нефтеносности Северо-Востока СССР. Фонды СВГУ, 1958.

136. Тихонов В. Н. Схема тектоники Южной части полуострова Камчатки. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.

137. Тишков Б. Т. и др. Результаты геологических исследований в бассейнах рек Тымлат, Караги и Дранки в 1953 г. (северо-восточная Камчатка). Фонды Камч. РайГРУ, 1954.

138. Толстихин О. Н. Термальные воды Камчатки и проблема их освоения. Советская геология, № 2, 1958.

139. Толстов М С. Отчет о работах Козлово-Тюшевской геолого-съемочной партии на Кроноцком полуострове в 1950 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1951.

140. Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. ин-та океанографии АН СССР, т. 12, 1955.

141. Устинова Т. И. Гейзеры на Камчатке. Изв. ВГО, № 4, 1946.

142. Ухина Т. В. Литолого-петрографическое изучение палеогенмиоценовых отложений Северо-Тигильского р-на западного побережья Камчатки. Фонды Камч. РайГРУ, 1957.

143. Фисенко Г. А. Отчет о результатах глубокого разведочного бурения по Воямпольской структуре в 1949—1956 гг. Фонды Камч. РайГРУ, 1956.

144. Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк о-ва Карагинского Тр. комплексной экспедиции АН СССР 1936—1937 г., вып. 3, 1941.

145. Хоменко И. П. О возрасте третичных отложений побережья залива Корфа на Камчатке. Тр. ДВГРТ, вып. 287, ГОНТИ, 1933.

146. Штемпель Б. М. Геологоразведочные исследования в долине реки Богачевки в Кроноцком районе на Камчатке. Научн. нов. ДВ, № 1. Хабаровское книжное издательство, 1930.

147. Щербаков А. В. Два геологических пересечения полуострова Камчатки. Камчатская комплексная экспедиция АН СССР 1934—1935 г. Изд. 1938.

148. Юдин А. И., Гринченко Ю. Н. Геология и геоморфология о-ва Карагинского (отчет о работах 1952 г. фонды Камч. РайГРУ, 1953.

149. Ярмолюк В. А. и др. Отчет о геологических исследованиях в Центральной части п-ова Камчатки в 1951 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1952.

150. Ярмолюк В. А. и др. Геологические исследования в Олюторском р-не Камчатской области в 1952 г. Фонды Камч. РайГРУ, 1953.

151. Bogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Petermanns Geogr. Mitteil. Jahrg. 1904, SS. 11, 24, 25.

152. Morozewicz I. Komandory. Studium geographiczno-pszvrodnicze. Warszawa, 1925.

153. Stejneger L. The russian fur — seal Islands. U. S. Commission of Fish Comm. Bullfor 1896, Art. 1, 1896.

154. Steller G. Catalogus plantarum in insula Beringii observatorum, 1742.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

От редактора 3

Орогидрография 5

История нефтепоисковых работ и степень геолого-геофизической изученности . . 18

Геологосъемочные работы 19
Геофизические работы 20
Структурное бурение 22
Научно-исследовательские работы 26

Стратиграфия 29

Домезозойские образования 29
Мезозойские образования 31
Третичные отложения 33
Западно-Камчатский прогиб 34
Тигильское поднятие 35
Большерецкая впадина 54
Паланская впадина 59
Центрально-Камчатская вулканическая зона 63
Центрально-Камчатский прогиб 65
Озерновская впадина 66
Северная часть прогиба 72
Южная часть прогиба 74
Восточно-Камчатский прогиб 77
Сопоставление разрезов третичных отложений Камчатки 105
Четвертичные отложения 107
Интрузивные и гидротермально измененные породы 109

Тектоника 111

Краткая история воззрений на тектоническое строение Камчатки 111
Современная структура Камчатки 118
Западно-Камчатский прогиб 122
Центрально-Камчатский прогиб 127
Восточно-Камчатский прогиб 128
Срединно-Камчатская и Восточно-Камчатская зоны поднятий . . 132
Локальные поднятия 133
Западно-Камчатский прогиб 133
Центрально-Камчатский прогиб 142
Восточно-Камчатский прогиб 143
О схеме геотектонического районирования бассейнов дальневосточных морей 147
Геологическая структура Курило-Камчатской глубоководной впадины 151
О геологической структуре Охотского моря 154

Результаты поисково-разведочного бурения 162

Богачевская площадь 163
Воямпольская площадь 175
Отбор керна 181
Коллекторские свойства 181
Основные результаты разведки 184

Стр.

Нефтеносность 186

Нефтегазопроявления в третичных отложениях Камчатки 186
Богачевская площадь 186
Хромовская площадь 197
Точилинская площадь 202
Ваямпольская площадь 202
Выход нефти на р. Третьей 203
Другие признаки нефтеносности в третичных отложениях 206
Пластовые воды 208
Перспективы нефтегазоносности различных частей третичного разреза . 212

План поисково-разведочных работ на нефть и газ на 1959—1965 гг. 218

Региональные исследования 219
Подготовка площадей к разведке 220
Глубокое разведочное бурение 221

Полезные ископаемые 223

Золото 223
Медь 226
Ртуть 227
Молибден 229
Сера 229
Уголь 232
Строительные материалы 235
Торф 238

Термальные воды Камчатки 239

Гидрогеологические и геотермические условия термальных источников Камчатки 241
Развитие представлений о генезисе камчатских минеральных источников . 250
Основные типы гидротерм Камчатки 253
Практические вопросы и задачи дальнейшего изучения термальных источников Камчатки 270

Геологическое строение Командорских островов 274

Географическое описание района 274
Геологическая изученность 277
Стратиграфия 281
Третичные отложения 281
Четвертичные отложения 292
Магматические породы 294
Гидротермально измененные породы формации вторичных кварцитов . . 297
Тектоника 300
Полезные ископаемые 310

Северо-Восточные районы СССР 317

Стратиграфия 319
Схема тектонического районирования 329

Перспективы нефтегазоносности Северо-Восточных районов СССР 331

Литература 338

Авторы:

М. Б. Белова, В. Г. Васильев, Г. М. Власов, Л. Г. Грязнов, И. Б. Драбкин, Ю. В. Жегалов, И. Н. Карбивничий, Е. П. Кленов, В. В. Крылов, В. А. Титов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАМЧАТКИ

Ведущий редактор *А. И. Зарецкая.*
Корректор *М. П. Курылева.* Технический редактор *И. Г. Федотова.*

Подписано к набору 6/IX 1960 г. Подписано к печати 3/IV 1961 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Физ. печ. л. 21,69 с вкл. Усл. печ. л. 29,72. Уч.-изд. л. 32,95. Т-04613.
Тираж 1500 экз. Зак. 825/1044. Цена 2 р. 51 к.

Гостоптехиздат. Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Типография «Красный Печатник». Ленинград, Московский проспект, 91.

276