Ю.Б. Гладенков, О.К. Баженова, В.И. Гречин,
Л.С. Маргулис Б.А.Сальников

# КАЙНОЗОЙ САХАЛИНА И ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

ГЕОС

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ им. М.В.Ломоносова
ВСЕРОССИЙСКИЙ НЕФТЯНОЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
САХАЛИННИПИМОРНЕФТЬ

**Ю.Б. Гладенков, О.К. Баженова, В.И. Гречин,
Л.С. Маргулис, Б.А. Сальников.**

# КАЙНОЗОЙ САХАЛИНА И ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Ответственный редактор
Ю.Б. Гладенков

МОСКВА
ГЕОС
2002

ББК 26.323
К 15
УДК 56.5664
**Ю.Б. Гладенков, О.К. Баженова, В.И. Гречин, Л.С. Маргулис, Б.А. Сальников. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.**
**ISBN 5-89118-248-3**

Книга посвящена актуальным вопросам геологии кайнозоя Сахалина и его перспективам в отношении нефтегазоносности. Это крупное обозрение новейших данных, сделанное известными специалистами.

В пределах Сахалина выделяются три крупных седиментационных бассейна: Северо-Сахалинский, Западно-Сахалинский и Южно-Сахалинский. В главе 1 освещается стратиграфия кайнозоя этих бассейнов. Десять основных опорных разрезов характеризуются подробно: дается описание свит (формаций) снизу верх (по пачкам) и приводятся списки фауны и флоры. Среди этих разрезов: п-ва Шмидта, Охинский, Дагинский, Энгизпальский, Лангрыйский, Пограничный, Макаровский, Александровский, Углегорский, Холмский. Приводятся стратиграфические колонки и сводная корреляционная схема, которая привязана к зональным и ярусным шкалам. Для обоснования возраста используются данные по фораминиферам, моллюскам, диатомеям, споре и пыльце и пр.

Глава 2 посвящена сейсмостратиграфии. Анализируется ряд сейсмопрофилей: Северного Сахалина (Оха и пр.), Татарского пролива, Пограничного и Макаровского районов. Обосновывается выделение секвенсов и циклотем. Дается увязка формаций Сахалина и акваторий.

Глава 3 включает материалы по литологии. Впервые детально характеризуются все типы пород, в том числе кремнистые, терригенные, вулканогенные и др., разбирается зональность катагенических преобразований, фациальные изменения и т.п.

Нефтегазоносность специально разбирается в главе 4. Каждый седиментационный бассейн рассматривается по характеристике органического вещества и распределению геохимических параметров. Разбираются типы месторождений. Дается оценка нефтематеринских формаций и зон нефтегазонакопления. Делается прогноз разведочных работ в будущем.

Глава 5 посвящена палеогеографии. Построены палеогеографические карты по шести временным срезам: эоцен, олигоцен, ранний, средний и поздний миоцен и плиоцен. Показано пространственное распространение нефтегазоносных формаций. Выявлено изменение положения береговой линии во времени. Составлен календарь геологических событий: биотических и абиотических (смена биоты, ее миграции, тектонические движения, вулканизм, эвстатические и палеоклиматические колебания).

Табл. 12. Ил. 90. Библ. 250 назв.

Ответственный редактор
Ю.Б. Гладенков

**Yu.B.Gladenkov, O.K. Bazhenova,V.I. Grechin, L.S. Margulis, B.A. Salnikov, The Cenozoic Geology and the Oil and Gas Presence in Sakhalin. Moscow: GEOS, 2002. 225 p.**

The manuscript deals with the actual problems of geology and oil and gas potential of Sakhalin and constitutes a unique review of the latest data by noted specialists. No review of this kind has been made yet.

Three extensive basins of Cenozoic sedimentation were recognized in Sakhalin: North Sakhalin, West Sakhalin and South Sakhalin. Chapter 1 treats the Cenozoic stratigraphy of these basins. Ten main reference sections are characterized in detail, i.e., member-by-member descriptions of suites (formations) (from the base upsection) and lists of faunal and floral remains are given. These are the Shmidt Peninsula, Okha, Daga, Engizpal, Langry, Pogranichnyi, Makarov, Aleksandrovsk, Uglegorsk, and Kholms sections. Stratigraphic columns and a composite correlation scheme of the region, which is correlated to the standard zones and stages, are also presented. The dates are substituted by data on foraminifers, mollusks, diatoms, spore and pollen, and other.

Chapter 2 is devoted to the seismostratigraphy. Analysis is made of seismoprofiles of North Sakhalin (Okha and other.), Tatarskii Strait, Pogranichnyi and Makarov regions. The recognition of sequences and cyclothems are substantiated. The formations of Sakhalin are correlated to those of adjacent sea basins.

Chapter 3 covers lithological materials. Detailed characteristics are given to all rock types including siliceous, terrigenous, volcanogenous and other. Zonality of catagenetic transformation, facial alterations are analyzed.

The oil and gas presence is dealt with in Chapter 4. For each sedimentation basin, the organic matter and geochemical parameters are analyzed. Types of the oil and gas fields are considered. Oil source formations and zones of oil and gas accumulation are characterized and evaluated. Prognosis is made for future exploration works.

Chapter 5 is devoted to the paleogeography. Paleogeographic maps were built for six time intervals: Eocene, Oligocene, early, middle and late Miocene and Pliocene. The spatial distribution of the oil and gas-bearing formations is shown. It was found out that the position of the shoreline was changeable. A timescale of geological (biotic and abiotic) events was compiled, which reflects biotic changes and migrations, tectonic movements, volcanic activities, eustatic and paleoclimatic fluctuations, and so on.

Tabl. 12. Il. 90. Bibl. 250 titles.

Responsible editor
Yu.B. Gladenkov

ББК 26.323
К 15
ISBN 5-89118-248-3

© Коллектив авторов, 2002
© ГИН РАН, 2002
© ГЕОС, 2002

# Введение

В последнее время изучению переходных зон от океанов к континентам уделяется повышенное внимание. Именно в этих зонах удается расшифровать многие особенности геологической истории Земли и, в частности, понять закономерности формирования древних толщ, становления тектонических структур и развития биотических сообществ прошлого.

В ряду геологических объектов, которые сейчас изучаются в зоне перехода от Тихого океана к Азиатскому материку, особое место занимает остров Сахалин. В его пределах широко развиты кайнозойские образования, в которых отмечены крупнейшие на Дальнем Востоке месторождения нефти и газа, что выдвигает этот регион в разряд крайне важных в практическом отношении.

Остров Сахалин как геологическая структура входит в состав Охотоморского геоблока – крупнейшего элемента Западно-Тихоокеанской зоны перехода от океана к азиатскому континенту. Сахалин является частью Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. С запада он ограничен Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом, с востока и юга – глубоководными впадинами.

На Сахалине и его шельфе расположены три седиментационных бассейна: Северо-Сахалинский, Западно-Сахалинский и Южно-Сахалинский (рис. 1).

Северо-Сахалинский бассейн охватывает Северный Сахалин, Амурский лиман, Сахалинский залив и северо-восточный шельф. На западе он ограничен поднятиями Азиатского материка, на востоке контактирует с Дерюгинским бассейном. Их границей служит Восточно-Шмидтовская зона поднятий и условная линия, соединяющая эту зону с погребенным поднятием Полевого. Южное продолжение бассейна открыто в сторону Южно-Охотской котловины. На север бассейн выходит к Шантарской группе впадин. В юго-западной части Северо-Сахалинский бассейн сливается с Западно-Сахалинским.

Западно-Сахалинский и Южно-Сахалинский бассейны в целом представляли собой единую седиментационную область. Первый из них – это центральная часть, а второй – это периферия седиментационной области, которая характеризовалась многими общими чертами геологического развития в разных своих частях. Только позднейшая история (плиоцен-квартер) этих бассейнов различна. В настоящее время они отделены друг от друга горстовым поднятием Западно-Сахалинских гор.

Западно-Сахалинский бассейн занимает Татарский пролив и западную часть Центрального и Южного Сахалина. Он открыт в сторону Япономорской котловины. В его южной части имеется погребенное Монеронское поднятие, которое отделяет от основной части бассейна прогиб Исикари.

Южно-Сахалинский бассейн состоит из двух впадин – залива Терпения и Анивской, разделенных Сусунайским и Тонино-Анивским поднятиями. На западе его границей служит Западно-Сахалинское поднятие, на востоке – поднятие п-ова Терпения. Бассейн открыт в сторону Южно-Охотской котловины.

Можно выделить три главных периода тектонической активности региона в целом: ларамийский (граница мела и палеогена), алеутский (граница нижнего и среднего миоцена) и сахалинский (граница неогена и квартера). К этим периодам приурочено региональное распространение угленосных формаций, местами перерывы и размывы. Максимум развития морских толщ приходится на олигоцен и средний миоцен.

Сахалинские кайнозойские седиментационные бассейны начали возникать после складчатости и поднятий на границе мела и палеогена в условиях растяжения и рифтогенеза. В начале палеогена на Сахалине были развиты угленосные формации. Морские условия здесь установились в среднем-позднем эоцене, когда началось формирование осадочного чехла Охотоморского бассейна. Проявившаяся здесь трансгрессия широко отразилась, в частности, на восточных и северных окраинах Охотского моря (на Камчатке и Корякском нагорье). В олигоцене погружения на Сахалине захватили максимальную площадь; глинисто-кремнистые морские олигоценовые отложения встречаются даже на поднятиях: Восточно-Сахалинском и Сусунайском. В миоцене в названных выше бассейнах накопилась основная масса осадков. В конце раннего миоцена-начала среднего миоцена на большой площади Сахалина сформировалась угленосная формация, маркирующая, видимо, относительное поднятие острова. В среднем миоцене началась крупная трансгрессия, которая охватила многие районы Сахалина. В конце миоцена–начале плиоцена режим

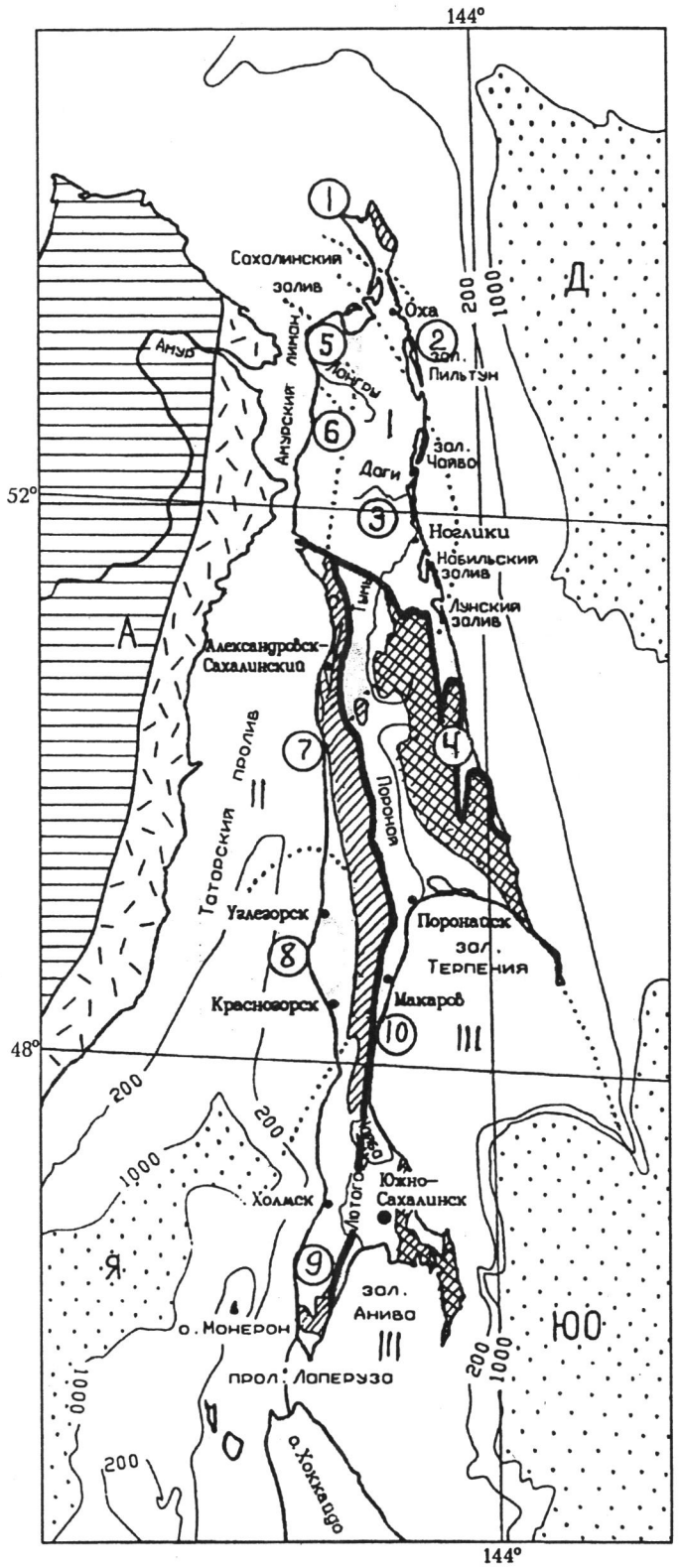



**Рис. 1.** Основные структурные элементы и седиментационные бассейны кайнозоя Сахалина. Расположение опорных разрезов.

1 – Сихотэ-Алиньская складчатая область; 2 – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс; 3–4 – выходы докайнозойского фундамента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области: 3 – палеозой-мезозой, 4 – верхний мел; 5 – глубоководные впадины (Д – Дерюгинская, ЮО – Южно-Охотская, Я – Япономорская); 6 – границы седиментационных бассейнов Сахалина (структурно-формационных зон) кайнозоя; 7 – границы структурно-фациальных зон (районов); I–III – седиментационные бассейны: I – Северо-Сахалинский, II – Западно-Сахалинский, III – Южно-Сахалинский; 1–10 (цифры в кружках) – опорные разрезы, описанные в тексте: 1 – п-ов Шмидта, 2 – Охинский, 3 – Дагинский, 4 – Пограничный, 5 – Лангрыйский, 6 – Энгизпальский, 7 – Александровский, 8 – Углегорско-Чеховский, 9 – Холмско-Невельский, 10 – Макаровский.

растяжения сменился режимом сжатия. Сформировалась система региональных сдвигов и взбросо-сдвигов и сопряженных с ними складок. В конце плиоцена–начале квартера произошли главная складчатость и поднятия, создавшие современную структуру региона.

Терригенное осадконакопление сопровождалось вулканизмом. Наиболее широко распространены олигоценовая (аракайская), раннемиоценовая (чеховская), позднемиоценовая (анивская) и позднеплиоценовая (орловская) вулканогенные толщи. Кроме эффузивных образований, на Сахалине выделяются субвулканические и интрузивные комплексы. Из последних можно отметить, видимо, миоценовый габбро-долеритовый комплекс на п-ове Шмидта, прорывающий тумскую свиту, среднемиоценовый диоритовый комплекс, прорывающий холмскую свиту в Южно-Сахалинском бассейне, и раннеплиоценовый эссексит-монцонитовый комплекс, который прорывает и метаморфизует миоценовые отложений в Западно-Сахалинском бассейне.

На процесс седиментации оказывали влияние эвстатические колебания уровня моря, и он значительно осложнялся тектоническими движениями в отдельных блоках. Наиболее заметные перерывы и размывы отмечены в раннем–среднем (?) эоцене, олигоцене, в раннем, среднем и позднем миоцене и в среднем плиоцене.

Кайнозойские отложения залегают на гетерогенном фундаменте. В Западно-Сахалинском бассейне и большей части Северо-Сахалинского бассейна палеогеновые отложения разными своими частями залегают на

разных горизонтах меловых отложений. Характер взаимоотношений толщ различен – от практически постепенного перехода до резких структурных несогласий.

В Углегорском и Найбинском районах самые нижние слои палеогена (датский ярус?) согласно, с небольшим размывом залегают на самых верхних горизонтах мела (маастрихт). На юге Северо-Сахалинского бассейна фундамент сложен метаморфизованными породами верхнего мела.

В Южно-Сахалинском бассейне фундамент образован метаморфическими и метаморфизованными породами позднепалеозойского-мезозойского возраста (от перми до верхнего мела), испытавшими несколько фаз метаморфизма (от 206 до 55 млн. лет). Наиболее метаморфизованные породы (вальзинская серия) представлены кварцево-хлоритовыми, графитовыми, слюдистыми и другими сланцами, филлитами, кварцитами и известняками. В известняках встречены пермские фораминиферы.

Менее метаморфизованы породы набильской, рямникской и новиковской серий. Они сложены яшмами, кремнисто-глинистыми породами, алевролитами, песчаниками, туффитами, туфами, эффузивами и известняками. В породах встречены радиолярии от триаса до турона, альб-сеноманские фораминиферы, аммониты, иноцерамы и другие двустворки.

Мощность свит метаморфических и метаморфизованных пород фундамента значительна и обычно измеряется многими сотнями метров.

В отношении тектонического строения Сахалина имеется много публикаций. Их авторы придерживаются различных мнений по этому вопросу [Структура …, 1996]. Они рассматривают Сахалин в качестве одного из элементов Охотоморской и Япономорской области с совершенно разных позиций. Мы отсылаем читателя к соответствующей литературе, ибо не ставим цели в деталях осветить тектонику этого региона (см., например, [Харахинов, 1998]). Однако отметим, что среди тектонических моделей можно с долей условности выделить две группы. Одни исследователи рассматривают тектоническую структуру Сахалина с позиций геосинклинального развития [Геология.., 1970; Гнибиденко, Хведчук, 1984; Yoon, 2001 и др.]. Другие в последние 15 лет – с позиций новой глобальной тектоники. Правда, среди последних многие геологи имеют совершенно разные подходы к интерпретации сахалинского материала – от концепции экзотических террейнов до концепции аккреционных систем без террейнов [Zonenshain et al., 1990; Харахинов, 1998; и др.]. В последние годы появилась новая серия работ, которые освещают строение Сахалина с позиций развития этого региона в связи с историей развития Японии и Японского моря. Их авторы используют идеи о влиянии трансформных разломов и дуговых систем на формирование Сахалина, о заложении в связи с этим вулканических зон и пр. [Jolivet, Tamaki, 1992; Kiminami, 1989; Takeuchi et al., 1999; и др.]. В ряде статей Сахалин и Охотское море рассматриваются с позиций индо-евразийских коллизий прошлого [Worrall et al., 1996].

Совсем недавно, в 2000 г., вышла в свет тектоническая карта Охотоморского региона (1 : 2500000) и объяснительная записка к ней [Богданов, Хаин, 2000]. В записке дается, в частности, тектоническая характеристика Сахалина и прилегающих к нему районов. Кайнозойские образования рассматриваются здесь как молассовые комплексы, запечатывающие мезозойские структуры террейнового типа. Их образование на юге острова сопровождалось появлением нескольких фаз вулканической деятельности. На карте отражены структурные элементы Охотоморского региона, которые, в частности, примыкают к Сахалину (Дерюгинская котловина, Пограничный, Северо-Татарский и Анивский прогибы и др.). В работе приведены также геотраверсы, которые заключают крайне интересную геологическую информацию по Сахалинскому региону.

Не рассматривая эти проблемы в данной книге подробно, отметим, что тектонические события отразились, во-первых, в формировании осадочных бассейнов прошлого и, во-вторых, в становлении современной структуры острова – с серией антиклинальных и синклинальных структур, осложненных пятью региональными тектоническими нарушениями. Наличие мегаантиклинориев (таких как, например, Хоккайдо-Сахалинского) и мегасинклинориев (типа Западно-Сахалинского) в сочетании с антиклиналями (до 8) и синклиналями (4) более мелкого масштаба является объективным отражением сложной геологической истории Сахалина и его современной структуры.

Известно, что в последние годы изучение кайнозойских толщ Сахалина продвинулось вперед: составлены новые геологические карты, вышли в свет сводки по двум опорным разрезам Макаровского и Шмидтовского районов [Опорный разрез …, 1992; Гладенков и др., 1999]. Известно также, что в 1998 г. была опубликована стратиграфическая схема кайнозоя этого региона [Решения..., 1998]. Однако обобщение, в котором

были бы совместно рассмотрены вопросы стратиграфии, литологии, сейсмостратиграфии, нефтегазоносности и палеогеографии и в котором нашли бы отражение действительно новые материалы, полученные после 1970 г., когда был напечатан том "Геология СССР. Остров Сахалин" [1970], пока не создано.

Авторы, долгие годы проводившие свои исследования на Сахалине, решили сделать свой шаг в создании такого обобщения. При этом нам показалось целесообразным осветить не только те или иные общегеологические проблемы, но и специально обратить внимание на некоторые аспекты нефтегазоносности Сахалина, освоение которого в связи с этим приобретает громадное практическое значение.

Среди авторов – геологи различных академических, вузовских и производственных организаций. Объединение усилий ряда специалистов, занимавшихся изучением кайнозоя Сахалина и его нефтегазоносностью с разных позиций, возможно, поможет более объективно осветить те или иные особенности геологического строения Сахалина и обозначить основные этапы его развития за последние 65 млн. лет.

В написании разделов по стратиграфии палеогена и неогена Сахалина принимали участие Ю.Б. Гладенков, ГИН РАН (п-ов Шмидта, Пограничный, Макаровский и Александровский-Бошняковский районы), Б.А. Сальников, СахалинНИПИморнефть (Охинский, Дагинский, Лангрыйский и Энгизпальский районы), Л.С. Маргулис, ВНИГРИ (Углегорский и Холмский районы), Сейсмостратиграфические материалы представлены Л.С. Маргулисом. Проблемы литологии освещены В.И. Гречиным, ГИН РАН. Вопросы, связанные с генерационным потенциалом и нефтегазоносностью, разобраны О.К. Баженовой (геологический факультет МГУ). Б.А. Сальников, Л.С. Маргулис и Ю.Б. Гладенков осветили вопросы, связанные с палеогеографическими обстановками и геологическими событиями. Основная работа по координации написания отдельных разделов и редактуре была проведена Ю.Б.Гладенковым.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 02-05-64666).

# Глава 1
# СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА

Разрез палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина принадлежит к одним из лучших на Дальнем Востоке [Ратновский, 1969]. Здесь развиты как континентальные, в том числе угленосные, образования (палеоцен-эоцен, нижний миоцен и верхний плиоцен), так и преимущественно морские толщи. В разных частях Сахалина (в разных структурно-формационных и структурно-фациальных зонах) они отличаются составом пород и мощностью, однако вместе с тем, обнаруживается и определенное сходство одновозрастных стратиграфических подразделений (по определенной направленности изменения состава пород, по характеру палеонтологических остатков и пр.).

Считается, что разрез палеогена и неогена в целом непрерывный, хотя на нескольких уровнях отмечаются разного масштаба размывы и, возможно, перерывы (в эоцене, начале среднего миоцена и плиоцене). В то же время представительность разреза в разных частях Сахалина неодинакова. Ниже мы дадим описание наиболее типичных разрезов, которые можно считать опорными, если принимать во внимание их полноту и хорошую палеонтологическую охарактеризованность.

В последних стратиграфических схемах [Решения ..., 1998] в пределах Северного Сахалина (как структурно-формационной зоны) были отмечены девять опорных разрезов (отдельных районов или структурно-фациальных зон), в Центральном и Юго-Восточном Сахалине – четыре, а на Юго-Западной Сахалине – тоже четыре разреза. Всего было скоррелировано 17 разрезов. В данной работе мы решили ограничиться десятью разрезами, которые достаточно полно отражают все особенности палеогена и неогена данной области.

*Типы стратиграфических подразделений.* В стратиграфических схемах кайнозоя Сахалина выделяются два типа стратиграфических подразделений: основные или комплексного обоснования (региональные – горизонты или региоярусы и лоны; местные – свиты и пачки) и специальные или частного обоснования (лито- и биостратиграфические, в отдельных случаях магнито-сейсмо- или климатостратиграфические). Эти подразделения теми или иными способами коррелируются (все или частично), с одной стороны, между собой, а с другой – с общей шкалой, что обеспечивает определение их возраста.

Основной единицей местных стратиграфических шкал является свита. Однако в последнее время с переходом к более детальному картированию все большее значение приобретают дробные подразделения типа подсвит и пачек. К основным единицам региональной шкалы принадлежат горизонты, каждый из которых отражает определенный этап геологического развития всего Сахалина. Внутри горизонтов иногда выделяются подгоризонты, зоны и лоны. Если лоны и слои с фауной помогают расчленять горизонты на части, то зоны (прежде всего по планктону) делают возможным прямо сопоставлять региональные схемы с океанической (практически общей) шкалой.

В результате корреляций в сахалинском разрезе намечены не только региональные подразделения, но и ряд ярусов международной шкалы. Это касается прежде всего олигоцена. миоцена и плиоцена, несмотря на спорность некоторых ярусных границ.

*Районирование.* В данной работе мы придерживаемся схемы районирования с выделением трех основных структурно-формационных зон для кайнозоя Сахалина, в пределах которых выделяются десять опорных разрезов (рис. 1). Это, во-первых, Северный Сахалин с шестью опорными разрезами, характеризующими определенные структурно-фациальные зоны. Во-вторых, это Центральный и Юго-Восточный Сахалин (один разрез). И наконец, третьей зоной является Юго-Западный Сахалин с тремя разрезами. Каждый из разрезов описывается по сходному плану. Однако разная степень их изученности, различная их насыщенность палеонтологическими остатками, литологические особенности тех или иных свит и их отличия в отношении нефтегазоносности, – все это заставляет нас характеризовать разрезы с разной полнотой.

На Северном Сахалине ниже описываются разрезы п-ова Шмидта, Охинского, Дагинского, Пограничного, Лангрыйского и Энгизпальского районов. В пределах Юго-Западного Сахалина – разрезы Александровского, Углегорского и Холмского районов. Юго-Восточный Сахалин характеризуется разрезом Макаровского района.

*Опорные разрезы палеогена и неогена.* Описание разрезов ведется по свитам и пачкам, в достаточно обобщенном виде. Однако основные

особенности разрезов из этого описания выявляются достаточно выпукло. Во всяком случае они достаточны, чтобы делать выводы и о специфике палеогеографических обстановок, и о распространении и развитии палеобиоты, и о седиментационных процессах прошлого, и, наконец, о распределении в древних формациях ловушек нефти и газа. При описании разрезов обращается внимание на состав и текстуры пород, характер контактов тех или иных подразделений, их мощность и особенности палеонтологических остатков.

## 1.1. ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

### СЕВЕРНЫЙ САХАЛИН

В данном регионе описываются кайнозойские разрезы шести районов: п-ва Шмидта, Охинского, Дагинского, Пограничного, Лангрыйского и Энгизпальского. Они представлены в основном морскими толщами эоцена-плиоцена, в которых преобладают терригенные и кремнистые образования.

### 1.1.1. ПОЛУОСТРОВ ШМИДТА

Описание палеогеновых и неогеновых отложений п-ова Шмидта проводится по двум опорным разрезам: 1 – Мачигарскому (морское побережье залива Северного, к северо-западу и северо-востоку от озера Мончигар) и 2 – Пильскому (морское побережье Сахалинского залива, от устьев рек Водопадной и Пильво к юго-востоку к пос.Музьяма). Первый разрез охватывает (стратиграфически снизу вверх) мачигарскую (толщи 1–6) и тумскую (7–10) свиты. Второй – пильскую (11–15), каскадную (15–18), венгерийскую (19-21), маямрафскую или диатомовую (22–23), матитукскую (24–27) и помырскую (28–30) свиты. Названные разрезы надстраивают друг друга, имея общие связывающие их части (в Пильском разрезе отмечаются мачигарские и тумские толщи, в Мачигарском – части пильской и диатомовой свит). Далее дается описание свит и толщ в стратиграфической последовательности по двум разрезам (в пределах толщ выделяются пачки со своей нумерацией) (рис. 2, 3). Недавно была опубликована книга по кайнозою п-ова Шмидта [Гладенков и др., 1999]. В ней дана подробная характеристика всех стратиграфических данных.

#### Описание Мачигарского разреза
#### Мачигарская свита (эоцен-олигоцен)

Свита отделена от вулканических пород (пиллоулавы базальтов), относимых к мелу (возраст по K/Ar около 88 млн. лет), тектоническим нарушением. Судя по геологической ситуации, залегает несогласно, с размывом.

Мощность, м

**Толща 1** (угленосно-песчанистая)

1. Песчаники, пески и глины. Песчаники серые, зеленоватые, среднезернистые, плохосортированные, рыхловатые, с включением гравия, местами глинистые и мусорные, с несколькими конкреционными твердыми прослоями. Линзы и прослои бурого угля (до 2–2,5 м). В горизонтах сидеритовые конкреции (0,3–0,5 до 1x5 м).

В этой пачке собрана флора. Согласно А.И.Поярковой, среди остатков – Osmunda sachalinensis Krisht., Taxodium dubium (Sternb.), Betula cf. elliptica Uemb., Fagus sp., Magnolia sp. [Ратновский, 1960]; отмечены остатки моллюсков Corbicula, Mytilus, Balanus и др. . . . . до 15–20

2. Песчаники желтовато-серые, рыжие, крупно-среднезернистые, тонко- и косослоистые, мусорные, с углистыми галечками, растительным детритом, линзочками (0,2–0,3 м) угля, глинистыми разностями, с ярозитом. В нижней части – конкреции карбонатов (0,2–0,5x1–1,5 м). Остатки моллюсков Mytilus littoralis, Corbicula sitakaraensis, Papyridea sp. Куски древесины (вверху) . . . . . 10

**Толща 2** (песчанистая)

3. В нижней части – серые мелкогалечные конгломераты и гравелиты – голубовато-зеленые рыхлые и крепкие (от 1 до 4 м). Галька слабо окатана, в основном базальтовая. Остатки моллюсков Mytilus miocenum, Corbicula sitakaraensis и др. Их перекрывают алевролиты темно-серые, сверху буровато-коричневые, неслоистые, со скорлуповатой отдельностью, мелкощебенчатые, с песчанистыми разностями, довольно мягкие. Первые небольшие глендониты (геннойши). В основании характерный горизонт карбонатных конкреций (0,5x3 м), с плавающей галькой, с растительным детритом и остатками листьев Alnus hokkaidoensis Tanai, Metasequoia disticha (Heer) Miki (определения А.И.Челебаевой). Остатки Macoma sejugata, Portlandella watasei и др. . . . . до 18–20

Пачки обнажаются в трех частных разрезах на бортах небольшой антиклинали и в синклинальной складке. К востоку пачки залегают в моноклинали с падением слоев на северо-восток.

4. Песчаники в нижней части с прослоями алевролитовых конгломератов (0,7 м) и линзами угля. В верхней – зеленоватые, среднезернистые, алевритистые, ожелезненные, неясно-слоистые, с большим количеством гальки, с от-

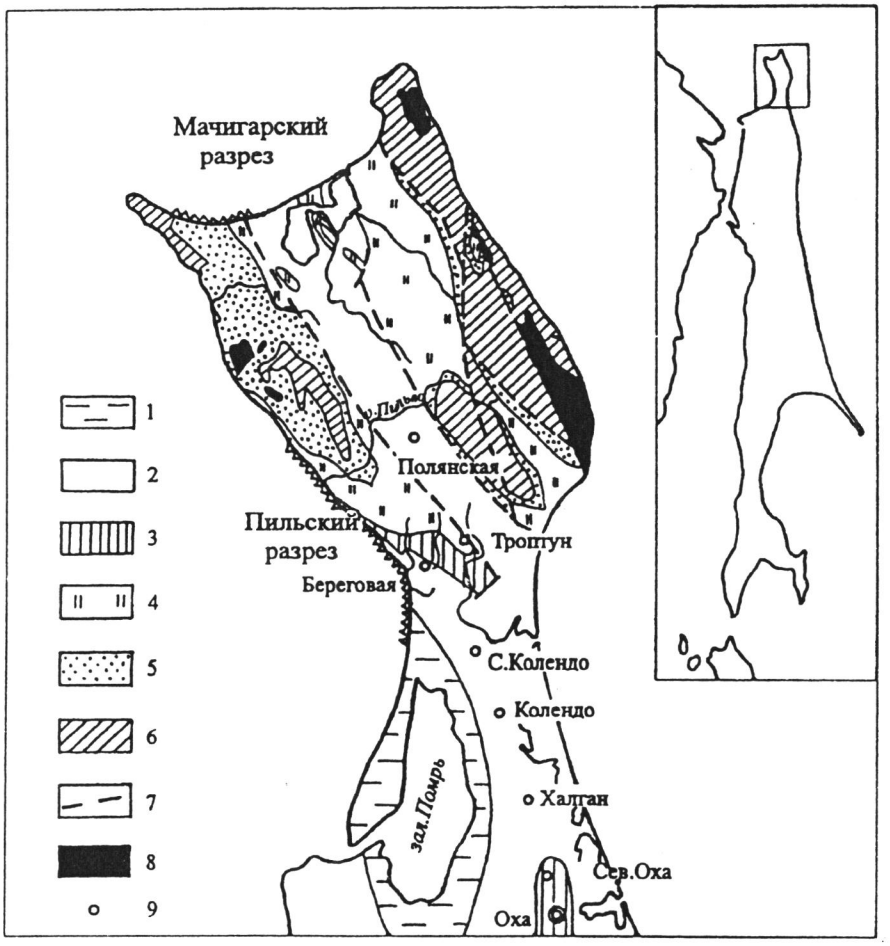



**Рис. 2.** Обзорная геологическая схема п-ова Шмидта

Свиты: 1 – помырская, 2 – маямрафская и матитукская, 3 – каскадная и венгерийская, 4 – пильская, 5 – мачигарская и тумская, 6 – меловые образования, 7 – разрывы, 8 – магматические породы, 9 – поисковые площади и месторождения.

Мощность, м

дельными конкрециями (1x1,5 м). В самом верху – геннойши (глендониты). Моллюски Solemya, Nemocardium, Yoldia laudabilis и др. . . . . 30

**Толща 3** (конгломерато-песчанистая с 16 циклами)

5. В основании (2 м) конкреционный горизонт по серым конгломеративным песчаникам, с крупными карбонатными конкрециями (до 2x4 м), скоплением остатков моллюсков Nemocardium iwakiense, Papyridea harrimani, Thracia schmidti и др. (первый маркирующий горизонт с значительным скоплением фауны). Выше (5,5 м) – конгломератовые песчаники синевато-зеленые (много гальки яшмоидов), с конкрециями (0,5–0,7x3 м), переходящие в песчаники с галькой и мусорные алевролиты с небольшими конкрециями (0,2 м) и геннойшами. Остатки моллюсков. Выше – подобное же чередование (циклы около 5 м) конгломератов (до 1 м), песчаников и алевролитов (до 3–3,5 м). Характерны конкреции разного размера (от 0,1 до 1 м) и геннойши. Присутствуют галька и валунчики разного состава (в том числе гранитоидов). Нижние контакты конгломератов обычно неровные, с размывом, хотя некоторые из них постепенные. Многочисленные моллюски Liocyma furtiva, Papyridea matshigarica, Periploma besshoense, Clinocardium matchgarense и др. (первый горизонт со скоплением фауны).

Обычно в конгломератах отмечается скопление остатков крупностворчатых моллюсков. В отдельных слоях преобладают отдельные виды тех или иных родов (Clinocardium, Papyridea, Mya). В алевролитах скоплений нет, для них характерны тонкостенные формы (палеотаксодонты), которые захороне ны в конкрециях . . . . . до 55

6. Сходное с вышеописанным чередование конгломератов (0,5–1,5 м), песчаников и алевролитов (3–5 м) (циклы около 5–6 м). Карбонатные караваеобразные конкреции (до 1,5x3,5 м), появляются шаровые и мелкие конкреции (до яйца). Много гальки. Многочисленные остатки моллюсков Yoldia matschigarica, Clinocardium matchgarense, Papyridea matshigarica и др. . . . . до 29–30

**Толща 4** (песчано-алевролитовая с 10–12 циклами)

7. Конгломераты, песчаники и алевролиты с скоплением моллюсков. По неровной гра-

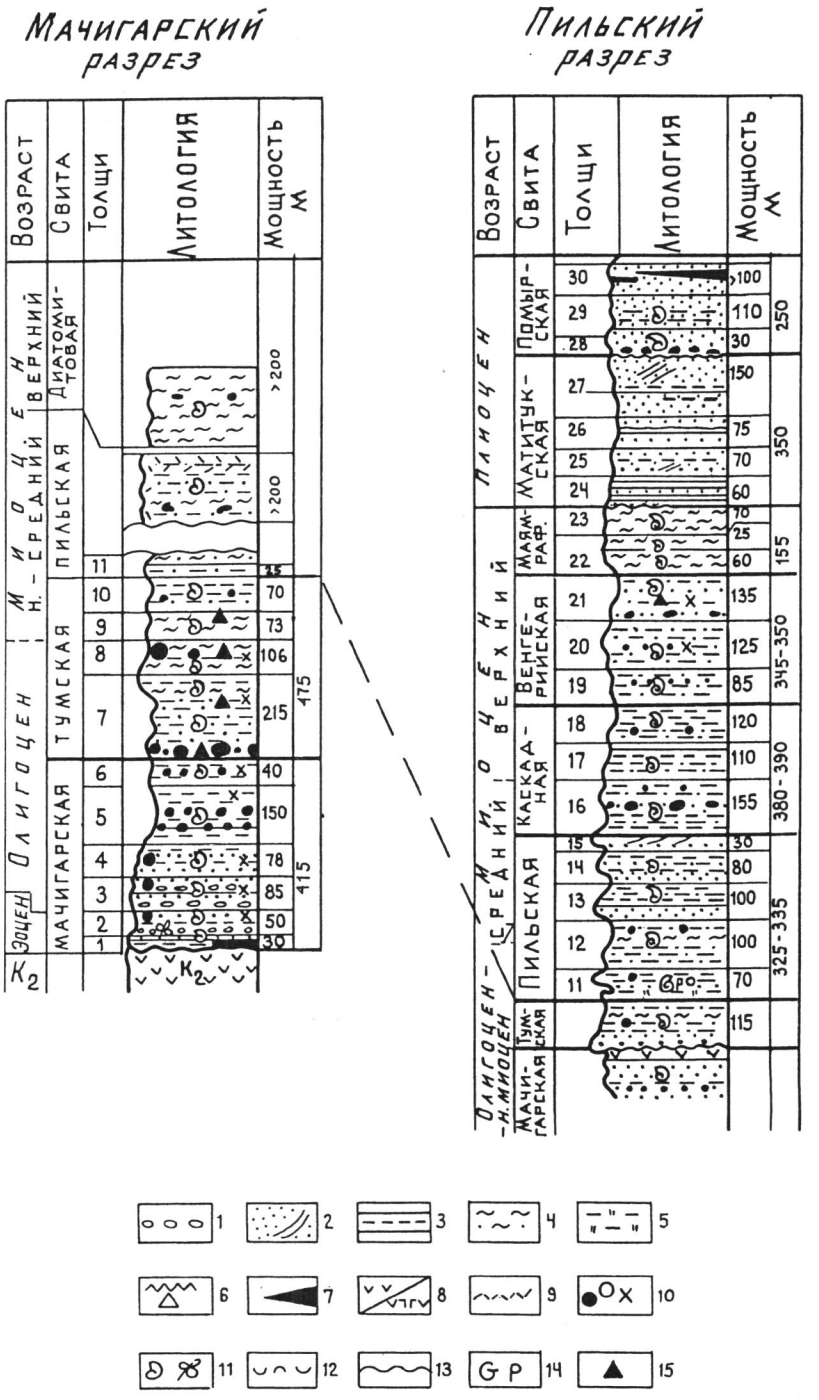



**Рис. 3.** Разрез палеогена и неогена п-ова Шмидта

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники, в том числе косослоистые; 3 – алевролиты, аргиллиты; 4 – диатомиты, в том числе песчано-алевролито-глинистые; 5 – опоки, кремнистые аргиллиты (опал СТ); 6 – кремнистые породы с кварц–халцедоновой формой $SiO_2$ и кремни; 7 – уголь; 8 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (лавы, брекчии, туфы и туффиты); 9 – пеплы и туфы преимущественно кислого состава; 10 – карбонатные конкреции и глендониты (геннойши); 11 – остатки фауны и флоры; 12 – ракушняк; 13 – размывы; 14 – глауконит, фосфорит; 15 – валуны и галька.

нице в основании залегает конгломерат (0,7–1 м) с крупными карбонатными конкрециями (до 1 х 5 м), среднегалечный, крепкий, с скоплением остатков раковин моллюсков Modiolus matchgarensis, Chlamys matchgarensis и др., много крупных балянусов, раковинного детрита (второй горизонт с скоплением фауны).

Выше алевролиты (14 м) в средней части с песчаником (0,4 м), с карбонатными конкрециями (до 0,1 м) и геннойшами, с моллюсками. Сменяются песчаниками (3 м) серыми

Мощность, м

рыхловатыми, с тремя прослоями плотных разностей с галькой и скоплением крупных Papyridea, Ciliatocardium, Chlamys и др. (третий горизонт с скоплением фауны). Пачка венчается алевролитами (4 м) . . . . . .22

8. Чередование песчаников (1,5–2 м) и алевролитов (3-4–7 м). Песчаники зеленовато-серые, среднезернистые, местами конгломератовидные с галькой, мусорные. Алевро-

Мощность, м

литы ожелезненные, неслоистые. Крупные карбонатные конкреции (линзовидные до 1х4 м), а также более мелкие (0,1–0,3 м) шаровой и линзовидной формы. Остатки моллюсков Ciliatocardium, Papyridea, Mya cuneiformis и др. . . . . 25–26

9. Чередование тех же песчаников иногда конгломератовидных (1–2 м) и алевролитов (3,5–7 м). Конкреции карбонатов (от "яблока" и 0,1–0,4 до 0,5х1 м) и геннойши (0,15 м). Скопление Periploma besshoense, Yoldia caudata и др. . . . . 29–30

**Толща 5** (алевролитовая с 20 горизонтами конкреций)

10. Алевролиты (4,5–8 м) с горизонтами карбонатных конкреций (от "яблока" и 0,1–0,2 до 0,4–0,5–0,7 м) шаровой и караваевидной формы. Конкреции иногда с галькой внутри. Имеются отдельные крупные конкреции (2,5х3 м). Характерны геннойши (часто внутри конкреций). Скопления остатков моллюсков Macoma simizuensis, Periploma besshoense, Yoldia caudata и др. . . . . 46–47

11. Алевролиты (3–10 м) с горизонтами конкреций в виде линз (0,2–0,5 до 1х1–3 м). Есть отдельные мелкие и крупные (до 0,4–0,7 м) конкреции и геннойши, отмечается галька. Внутри конкреций обломки гранитов. Отмечены остатки Portlandella nitida, Periploma besshoense и др. . . . . .39

12. Алевролиты (4–9 м) с шаровыми и караваеобразными конкрециями (0,1–0,5 до 0,7 м), геннойшами, линзами (0,1–0,4х0,4–2,5 м) и мелкими стяжениями карбонатов. Обломки гранитов. Многочисленные остатки Macoma simizuensis, Conchocele smekhovi и др. . . . . 44–45

**Толща 6** (алевролитовая)

13. Алевролиты (3–5 м), в отличие от нижних – с слоистыми крепкими разностями (2 м), с белесой щебенкой. Конкреции от "яблока" до караваев (0,1 м до 0,5–0,7 м). Много геннойш. Вверху пласт карбоната (0,2–0,3 м). В скоплениях остатки Macoma simizuensis, Periploma besshoense, Conchocele smekhovi . . . . . .39–40

Общая мощность мачигарской свиты 415 м.

**Тумская свита (олигоцен–ранний миоцен)**

Нижняя граница согласная.

**Толща 7** (опоко-алевролитовая, слоистая)

14. Коричнево-бурая слоистая пачка. В основании – крупные карбонатные конкреции (1х2 м), крепкие, сливные, звенящие, иногда с галечкой. Выше чередование песчано-алевролитовых (1–5 см) и светло-серых плотных, звенящих опок и аргиллитов (0,1–0,3 м) с крупнокусковой отдельностью. Опоки отличаются фарфоровидным обликом при выветривании.

Мощность, м

Породы с растительным детритом, песчаными гнездами, редкими линзами (0,2 м) конгломератов (в нижней части), глыбами гранитов, эффузивов и конгломератов (0,7х 1,5 м), глыбы часто в карбонатной рубашке с остатками раковин Delectopecten watanabei, Nuculana tumiensis и пр.; отмечаются отдельные конкреции (0,2х0,7 м) и геннойши (до 0,3–0,4 м). Встречаются зубы акул . . . . . .33–35

15. В основании (0,7 м) карбонатный песчаник с галькой. Чередование твердых туфоалевролитов (0,1–0,2 м) и глин (1–5 см). Возможно, некоторые глины – измененные пеплы. Отмечается ярозит. Характерны три горизонта крупных карбонатных конкреций (0,52–1х1–3 м), очень крепких, через интервалы 3–5–10 м. Внутри конкреций – галька и растительный детрит, большие (0,3 м) геннойши. Найдены Delectopecten watanabei, Periploma, Macoma и др. Отмечены ходы червей . . . . . 34–39

16. То же чередование, но без гигантских конкреций. Мелкие конкреции (до 0,3–0,5 м), местами с гранитными валунчиками внутри. Породы тонко-микрослоистые, местами песчанистые, с галькой, туфогенные, отличаются фарфоровидностью при высыхании, звенящие, белесые, с ярозитом. Много гальки и тонкого растительного детрита. Твердые пласты (до 0,3–0,52–1 м) массивных пород, линзы редких конкреций (0,4х2 м) сливного кремового карбоната. Остатки моллюсков (Macoma и др.) и морских ежей . . . . . 39

17. Те же породы, с голубоватыми плохо слоистыми плотными туфогенными разностями с крупноглыбовой отдельностью, а также витро-литокластическими туфами, иногда с пемзой, – крепкими и рыхлыми (0,1 м). Конкреции (0,3–0,7–1х2 м) в горизонтах. Глыбы гранитов и базальтов. По отдельным слоям отмечается скопление сросшихся геннойш (0,2 м). Некоторая загипсованность. Много Macoma simizuensis, Nuculana tumiensis . . . . . 42

18. Чередование голубоватых туфоалевролитов и опок с глинистыми тонкими прослоями. Горизонты карбонатных конкреций (0,3–0,6 до 1–1,5 м). Тонкий туфогенный материал в маломощных линзочках. Много ярозита. Прослои и линзы песчанистого материала. Геннойши, валуны гранитов и базальтов, часто в карбонатной рубашке, галька.

Скопление образуют остатки Nuculana, Macoma, Conchocele, Delectopecten и др. Отдельные Lima . . . . . 60–65

**Толща 8** (опоковая)

19. В устье р. Упьеф – опоки светло-серые, голубоватые, обычно массивные, реже слоистые, крепкие, тонкообломочные, однород-

Мощность, м

ные, с прослоями туфов (0,1 м) и глин (5 см через 0,5 м), вероятно, развитых по туфам. Глыбы гранитов (1,5 м) с карбонатным покрытием. Геннойши. Шаровидные карбонатные конкреции (0,5 м, в средней части до 2 х 4 м). Одна гигантская конкреция 4х5 м (из девяти-десяти сфер). В ядре конкреций часто обломки вулканитов (до 0,5 м) или раковины моллюсков. Скопление тонкостенной фауны Nuculana tumiensis, Macoma simizuensis и пр. . . . . 66

20. Те же опоки, с туфами, рыхлыми псаммитовыми и обводненными прослоями глин (до 0,1 через 0,5–1,5 м), с геннойшами, шаровыми конкрециями (0,2–0,5 м), с гнездами песка и отдельной галькой и обломками гранитов. Цвет пород меняется на желтоватый. Внизу – линза гипса (до 5–10 см) в туфах. Вверху – большое количество ярозита и линза карбонатов (1х2,5 м). Глыбы экзотических пород с карбонатной рубашкой (до 4 м) с остатками моллюсков (Pododesmus schmidti, Modiolus matchgarensis и др.). В породах много Nuculana, Macoma, Periploma, Conchocele. Присутствует чешуя рыб. . . . . .40

**Толща 9** (выбеливающиеся опоки)

21. Опоки – выбеливающиеся, кремнистые, крепкие, с раковистым изломом, при выветривании прилипают к языку, делаются фарфоровидными. Прослои рыхлых туфов (0,1 м) и глин по туфам (через 0,5–1,5 м). Редкие прослои с конкрециями (0,2–0,3 м). В нижней части карбонатное линзовидное тело (1х5 м). Растительный детрит, галька, песчанистость. Много ярозита. По выветрелым обломкам пород развиваются ржаво-желтые следы ожелезнения, кольца Лизеганга. Пачки с "зебристой" слоистостью – чередование светлых и желтовато-коричневых (обохренных) пород . . . . . .40

22. Опоки серые, плотные, хорошо слоистые, часто фарфоровидные, кремнистые, с прослоями (0,2–0,3 м) менее плотных глинистых разностей и глин (через 0,3–1 м). Внизу и вверху прослои рыхлого туфа (0,1–0,3 м) с замещением монтмориллонитовой глиной. Типичная ярозитизация. В значительной части пачка имеет "зебристый" облик – чередование (0,2–0,3 м) более темных микрослоистых и светлых, иногда ожелезненых, опок. Редкие находки моллюсков (Clinocardium) . . . . . .33

**Толща 10** (алевролитовая)

23. Алевролиты (и песчано-алевритовые аргиллиты) – серые, голубоватые, мягкие, внешне неяснослоистые, но с тонкой слоистой текстурой. В нижней и средней частях с прослоями (0,1–0,2 м) туфов. Линзочки псаммитового и туфового материала, редкая галечка, много растительного детрита, чешуя рыб, следы фукоидов. Вверху редкие крепкие

Мощность, м

желтые конкреции (до 0,5 м), возможно, окремнелые. Чешуя рыб. Найдены редкие Macoma simizuensis, Modiolus matchgarensis, Lucinoma acutilineata, Glycymeris wishkahensis и пр. . . . . 30–32

24. Алевролиты – серые, неяснослоистые, с крупной щебенкой, с прослоями (0,1–0,2 м) кремовых опок – более крепких в чередовании с тонкими глинами, конкреционными линзами и слоями (0,2–0,3 м) кремнистых разностей. В нижней и средней частях много прослоев туфа (по 0,1–0,2 м через 1,5 м). Опоки преобладают в верхней половине – хорошо слоистые (0,1 м), с чередованием темных и светлых разностей ("зеброидные"). Много мелкого мусковита. Характерна микрослоистость. Редкая галечка. Тонкий растительный детрит. Редкие моллюски Conchocele smekhovi, Chlamys kaneharai, Mytilus ochotensis . . . . . .38

Общая мощность тумской свиты около 475 м.

## Пильская свита (нижний–средний миоцен)

**Толща 11** (опоко-алевролитовая)

25. Туфоалевролиты – хорошо слоистые, в светлых, темных и рыжих разностях, крепкие, иногда фарфоровидные, с отдельными конкрециями (0,4х0,7 м), прослоями (0,1 м) рыхлого пеплового туфа. Характерны крупнокусковая отдельность, кольца Лизеганга, местами "зебристый" облик пород, ярозит (в прослоях до 0,1 м). Породы имеют брекчированный облик при выветривании. Внизу – глинистые прослои. В верхней части преобладают алевролиты – серые, мягкие, неяснослоистые, туфогенные с тремя прослоями (0,3–0,5 м) массивных фарфоровидных ярко-желтых опок. Редкие остатки моллюсков. . . . . более 25

Восточнее озера Мончигар вскрывается пильская свита. Она представлена неяснослоистыми глинистыми породами серого и кофейного цвета, с прослоями более твердых кремнистых алевролитов и опок с Delectopecten, Macoma, Nuculana и др. Породы имеют местами "зебристый" облик и вмещают обломки (3–10 см) алевролитов, приуроченных к отдельным слоям (0,2–0,3 м). Встречаются прослои серой глины. Возможно, глины частично развиваются по туфам. Восточнее отмеченные породы сменяются (видимо, по разлому) туфодиатомитами диатомовой свиты (верхний миоцен).

### Описание Пильского разреза

По р. Водопадной вскрываются аналоги двух свит мачигарского (северного) разреза – мачи-

гарской и тумской. Первая представлена, судя по отдельным обнажениям, песчано-конгломератовыми породами, с карбонатными конкрециями, валунами и галькой, линзочками угля, с моллюсками Yoldia matschigarica, Papyridea matshigarica и др. Ее мощность, видимо, до нескольких сотен метров. Стратиграфически выше залегает толща вулканических пород – темно-серые, зеленоватые, агломератовые лавобрекчии андезито-трахибазальтов, с обломками миндалекаменных разностей и иногда светлых окремненных осадочных пород (мощность до нескольких десятков метров; возраст по K/Ar около 30 млн. лет). В вулканитах отмечаются линзовидные тела (5х30 см) осадочных слоистых пород. Нижний контакт этой толщи неясен. Над ней залегают породы, относимые к тумской свите. В основании они представлены конгломератами (0,3–0,6 до 1 м) – серыми, среднегалечными, с преобладанием галек базальтов, местами с угловатыми обломками. В нижней части галька. В целом, конгломераты залегают, видимо, согласно, хотя и с размывом. Вверх по разрезу они сменяются песчаниками (2,5 м) зеленовато-серыми, мелкозернистыми, неслоистыми, с многочисленной галькой хорошей окатанности. Выше располагаются алевролиты (5 м) ожелезненные, с галькой, с тонколистоватой (шестоватой) отдельностью, с тонкими (до 3 см) прослоями туфов. Далее залегают алевритовые песчаники (до 10 м) с галькой, которые сменяются чередованием (16 м) песчаников и алевролитов, иногда с конкрециями (до 0,2–0,4 м) и отдельными валунами, прослоями конгломератов (0,3–0,5 м), с остатками Modiolus matchgarensis, Balanus sp.

Над ними залегают опоковидные кремнистые породы (10 м), серые, с поверхности коричневые, очень крепкие, звенящие при ударе, слоистые, с ярозитом. Они чередуются (0,1 м) с более светлыми желтыми разностями. Включают алевролиты и глину (2–3 см), иногда кремовые конкреционные прослои (0,5 м). Они перекрываются мусорными песчаниками (13 м) и слоистыми (0,2 –0,5 м) кремнистыми алевролитами и аргиллитами с ярозитом (до 50–60 м).

Общая мощность тумской свиты здесь до 100–115 м.

Таким образом, в Пильском разрезе мачигарская и тумская свиты представлены в несколько иных фациях и имеют другую мощность по сравнению с Мачигарским разрезом. И самое главное – в этом разрезе на границе названных свит имеются вулканические породы, отсутствующие в северном разрезе. Стратиграфически выше кайнозойские толщи описываются вдоль берега моря на юго-восток. Начиная с пильской свиты, номера толщ и пачек даются в продолжение таковых Мачигарского разреза (в скобках отражена нумерация пачек Пильского разреза, описанных от устья р. Водопадной на юго-восток).

**Пильская свита (нижний–средний миоцен)**

Нижний контакт свиты согласный.

Мощность, м

**Толща 11** (глауконито-тонкоаргиллитовая)

26 (1). Кремнистые аргиллиты, серые, белесоватые, кофейные, тонко-микрослоистые, с тонколистоватой до книжной (несколько миллиметров) отдельностью, с обильным ярозитом, отдельными конкрециями (0,3х0,5 м), рыбьей чешуей, редким растительным детритом . . . . . 15–20

27 (2). Три горизонта песчаника в тонкослоистых аргиллитах. В подошве залегает песчаник (1–1,5 м) – серый и ярко-зеленый, среднезернистый, слоистый, глауконитовый. Отделяется от второго песчаника аргиллитами (9 м) и фосфатными оолитами. Второй горизонт песчаника (4–4,5 м) – ярко-зеленый и серый, глауконитовый – включает много фосфатных стяжений (бобы, лепешки, желваки), местами конкреции (до 0,7 м), остатки рыб. Отделяется от третьего песчаника аргиллитами (10 м). Верхний – третий песчаник (1–1,5 м) – серый, тонкослоистый, рыхловатый, перекрывается аргиллитами (6 м) . . . до 30–32

28 (3). Аргиллиты – мелколистоватощебенчатые, вверху с ярозитом. В основании и средней части горизонты карбонатных конкреций (1х2,5х5 м), желтых с поверхности. Тонкий растительный детрит. . . . . 19–20

**Толща 12** (аргиллитовая)

29 (4). Те же аргиллиты. В подошве песчаник (4 м) зеленовато-серый, мелко-среднезернистый, с сильным сероводородным (керосинным) запахом, вверху с эллипсоидными карбонатными конкрециями (1х1,5х2 м), сверху желтыми. В средней части – горизонт крупных конкреций (2,5х4 м) . . . . . 25–26

30 (5). Те же листоватые аргиллиты с ярозитом, прослоями песчаника (0,5 м). В основании (3–10 м) песчаник – серый, среднезернистый, массивный, грубослоистый, плотный, с конкрециями (0,3–0,4 м). Скопление Delec-

topecten pedroanus, отмечены Acila, Lima и др. Ходы червей. . . . . до 30–50

31 (6). Те же аргиллиты, с опоковидными разностями, с линзами песчаников. Отмечаются кольца Лизеганга. Редкие моллюски, сходные с остатками подстилающей пачки . . . . . до 30–50

**Толща 13** (аргиллитово-песчанистая)

32 (7). Песчаники – серые, среднезернистые, массивные, грубослоистые (1–2 м). Внизу с прослоями аргиллитов, в средней части карбонатные тела (0,1–0,4x2–3 м), с скоплением растительного, часто обугленного, детрита, в верхней части характерные крупные (1–1,5 м) шаровые песчано-карбонатные конкреции. Отдельные куски и блоки аргиллитовых пород. . . . . 30–35

33 (8). Аргиллиты – серые, ожелезненные, внизу массивные, вверху слоистые, крепкие и мягкие – размокающие, крупно- и мелкощебенчатые, с карбонатными конкрециями в средней части (1,5x3 м). Среди моллюсков типичен Delectopecten. . . . . до 60–65

**Толща 14** (песчанисто-аргиллитовая)

34 (9). Песчаники серые, голубоватые, среднезернистые, глыбовые (1,5–2 м), твердые, но рыхловатые с поверхности, в отдельных прослоях обломки аргиллитов и включения мелких (0,5–2 см) песчаных шариков (бобов), отдельные шаровые песчаные конкреции (0,1–0,4 м). В нижней части (7–8 м) скопление таких конкреций (обычно 0,1 м; от 2–3 до 0,2–0,4 м), часто с пупырчатой ("мозговой") поверхностью, иногда сросшихся . . . . . до 30

35 (10). Песчаники серые, массивные, глыбовые, плотные, местами гравийные, с обломками аргиллитов, прослоечками глин и тонкого растительного детрита. Вверху (20 м) – крепкие и мягкие аргиллиты. На уровне 25, 30–35 и 40–45 м от подошвы – конкреции шаровой формы (0,2 м) . . . . . около 54–50

**Толща 15** (песчанистая)

36 (11). Аргиллиты (7–8 м) вверху с карбонатными конкрециями (до 1 м), сменяющиеся песчаниками (до 10 м), аналогичными сл. 10, и песчано-аргиллитовыми породами (в подводных оползнях). . . . . до 25–30

Общая мощность пильской свиты до 325–335 м.

## Каскадная свита (средний–верхний миоцен)

Нижний контакт свиты согласный.

**Толща 16** (аргиллито-алевролитовая с крупными конкрециями)

37 (12). Алевролиты и песчано-алевритистые и кремнистые аргиллиты – серые, выбеливающиеся, ожелезненные, плотные и мягкие, с плитчатой и тонкой щебенкой, с ходами червей, с прослоями (2–3 см) желтых туфопесчаников. Моллюски Portlandella, Solemya, Macoma и др. . . . . до 40

38 (13). Аргиллиты и алевролиты – серые, выбеливающиеся, ожелезненные, неяснослоистые, с крупнокусковой отдельностью. Следы илоедов. Много карбонатных конкреций: в 3 см от подошвы (1x2 м), в 10 м и в 15–17 м караваеподобные (0,2–0,3x 0,4–0,5 м). Венчает пачку горизонт крупных конкреций (1,5–2x3,5–6 м). Отмечены Portlandella, Acilana и др. . . . . 30

39 (14). Те же породы с разбросанными шаровыми и эллипсоидными конкрециями (0,3–0,5 м), с растительным детритом, чешуей рыб, следами червей. Алевролиты, голубеющие на поверхности, туфогенные. Редкая галька. В кровле горизонт гигантских конкреций (от 0,5x0,7 до 2x5–6 м) . . . . . 40

40 (15). Те же аргиллиты, внизу с крупной конкрецией (2x5 м), в средней части – более мелкими конкрециями (0,2-0,5 м, одна 1,5 x 4 м), в нескольких горизонтах через 4-6 м, с прослоями (0,1 м) глин, редкой галькой. Вверху крупная конкреция (1,5x3 м). Остатки Acilana tokunagai, Crassoleda crassatelloides, Delectopecten и др. . . . . до 45

**Толща 17** (аргиллитовая)

41 (16). Те же породы, но с редкими конкрециями, в верхней части крупная конкреция (1,5x3 м), в кровле конкреционный пласт из линз (0,3–0,4 м с раздувами до 0,7 м). Остатки Acilana, Portlandella и др. . . . . около 40

42 (17). Те же аргиллиты с отдельными конкрециями (до 0,3 м), вверху четыре горизонта конкреций (0,1–0,3 м). Редкие моллюски . . . . 60–70

**Толща 18** (мелкощебенчатых аргиллитов)

43 (18). Аргиллиты – темно-серые с включением более глинистых, чем подстилающие, менее выбеливающихся, мелкощебенчатых; вверху с несколькими прослоями конкреций (0,2–0,3 м). Линзы (0,1–1,5 м) карбонатов. Остатки Macoma tokyoensis, Acila, Nuculana, Buccinum. . . . . 48–53

44 (19). Те же породы с отдельными конкрециями, морскими ежами и моллюсками Macoma, Mytilus и др. . . . . 60–70

Общая мощность каскадной свиты до 380–390 м.

## Венгерийская свита (верхний миоцен)

Нижний контакт свиты согласный.

**Толща 19** (алевролитовая)

45 (20). Алевролиты – серые, сверху коричневатые, песчано-алевритистые, неяснослоистые, комковатые, мягкие, мелкощебенчатые, с ярозитом, с отдельными конкрециями (от яйца до 0,1–0,3 м), белыми с поверхности (в отличие

Мощность, м

от "желтых" из нижних толщ). Пачка резко отличается от выбеливающихся массивных аргиллитов. Крупные раковины Panomya intermedia, Conchocele ochotica и пр. . . . . 50

46 (21). Они же, но с более частыми конкрециями (от "огурцов" до 0,3–0,4 и 1х2 м). Кости позвоночных. Из моллюсков отмечены Periploma, Panopea, Nuculana . . . . . 35

**Толща 20** (алевролитовая с геннойшами)

47 (22). Алевролиты – внизу песчанистые, с прослоями песчаников (0,1 м), вверху белесоватые, с карбонатными конкрециями (от огурца до 0,2–0,3 м) и геннойшами. Крупные Conchocele, Serripes groenlandicus и др. . . . . 60–65

48 (23). Те же алевролиты – с крупнокусковыми обломками, внизу с конкрециями (1,5х2,5 м) и геннойшами (часто в конкрециях), вверху с шаровыми конкрециями (0,2–0,4 м), а также "огурцами". Остатки Conchocele, Solemya и пр. . . 60

**Толща 21** (алевролито-песчанистая)

49 (24). Алевролиты мусорные, внизу с прослоями песчаников (до 2–5 м) – серых, рыхлых, неслоистых, с растительным детритом. Отмечаются валуны и галька. В нижней половине много конкреций (от 0,5 до 0,7–1х3,5–4 м), в верхней – песчанистые разности. Остатки Conchocele, Macoma и др. . . . . до 55

50 (25). Песчаники и песчанистые алевролиты – сверху голубоватые, кремовые, с крупнокусковой отдельностью, крепкие, с геннойшами (внизу), карбонатными конкрециями (0,3 м), иногда крупными (до 1х2 м). Много Macoma, Conchocele, Nuculana majamrahpensis, Serripes и пр. . . . . до 80

Общая мощность венгерийской свиты 345–350 м.

## Маямрафская (диатомовая) свита (верхний миоцен)

Нижний контакт свиты согласный.

**Толща 22** (диатомитовая)

51 (26). Диатомиты – светло-серые, в свежем сколе голубоватые, маркие, выбеливающиеся, песчано-алевролито-глинистые, неясно слоистые, плотные, с толстокусковой отдельностью, с примесью гальки и песчанистого материала (присыпки, гнезда), в кусках – кольца Лизеганга, раскалываются с глухим звуком. Породы иногда биотурбированы. Часто – тонкий растительный детрит, иногда обугленные обломки. В средней части карбонатные конкреции (0,7–2 м) и редкие прослои белых литовитрокластических туфов (три обводненных горизонта). Вверху много ходов червей и глинистые прослои (0,1 м) обводненных туфов.

Мощность, м

Много моллюсков – Nuculana psjakauphensis, Megayoldia thraciaeformis, Nuculana, Macoma и пр. . . . . 55–60

52 (27). Они же: песчанистые, с прослоями (0,1 м) обводненных глин, в самом верху горизонты карбонатных конкреций (0,5–1,2 м) в линзах и прослои (0,5 м) зеленого глауконитового песка. Много Macoma, Yoldia, Nuculana. . . . 25

**Толща 23** (диатомитовая с песками)

53 (28). Диатомиты с четырьмя прослоями от 0,1–0,2 м до 0,7–1,5 м туфов, часто обводненных. Типичны ходы червей (до 10–15 см), растительный детрит. Вверху породы глинистые, песчанистые, мусорные. Скопление тех же Macoma, Yoldia, Nuculana и др. . . . . 60–70

Общая мощность свиты до 155 м.

## Матитукская свита (нижний плиоцен)

Нижний контакт свиты согласный.

**Толща 24** (пески и глины)

54 (29). Глины слоистые (0,1–0,2 м), обогащенные в отдельных прослоях, обычно обводненных, песчанистым материалом. Пески местами косослоистые, с отдельными блоками и линзами глинистых пород. Большая слюдистость. Отмечаются микрослоистые текстуры ленточного типа. В основании пачки – маломощный гравелит. Отдельные Corbicula. . . . . 20–25

55 (30). В основании (5 м) твердые песчанистые глины и средне-мелкозернистые песчаники желтоватые, голубовато-серые, слюдистые. На поверхности напластования гиероглифы, "дырки" от ходов илоедов. Иногда растительный детрит, остатки Corbicula sp. Прослои песчано-алевритистых аргиллитов с ленточной слоистостью.

Выше залегают аргиллиты и глины – плотные, мусорные, ожелезненные до ржавых, иногда с галечкой, оползневыми текстурами, с линзами и клиньями песка (до 3–4 м), диапирами глин. Остатки Nuculana и Macoma. В верхней части слоистые аргиллиты и глины с песками (0,1–0,2 м), с отдельными лепешковидными конкрециями . . . . . 35

**Толща 25** (пески)

56 (31). Песок белый и серый, рыхлый, мелкозернистый, неслоистый, с шоколодными прослоями и линзами (от нескольких см до 0,5–0,7 м) алевролитов и глин, обломками алевролитов, с карбонатными лепешковидными конкрециями (3х0,2 м), прослоями (0,1 м) ожелезненных песков. Местами (внизу 10 м, в средней части 5 м) пески относительно плотные, косослоистые. В верхней части они включают много глинистых прослоев, которые образуют сгущения (несколько миллиметров через 0,2–0,3 м). Часто прослои выклиниваются . . . . . до 70

Мощность, м

**Толща 26** (глины и пески)

57 (32). Глины и аргиллиты (пачки около 10–15 и 16–18 м), разделенные прослоем песков (7–8 м). Глины – серые, мягкие, размокающие, местами песчанистые, с прослоями песков (2–5 см до 0,1–0,3 м). Много слюды, есть растительный детрит, кусок древесины, галечка, лепешковидные конкреции. Пески – белые, среднезернистые, рыхлые с прослоями глин (0,3–0,4 м) . . . 40

58 (33). В основании пески (до 15 м), вверху – глины (20 м), сходные с сл.32. Пески белые, грубо-среднезернистые, слюдистые, часто косослоистые, ритмично построенные (0,2-0,5 м), с гравием и галькой в нижних частях ритмов, с глинами – в верхних . . . . . 35

**Толща 27** (пески)

59 (34). Пески, аналогичные описанным, в верхней части с глинами. . . . . до 40–50

60 (35). Пески косослоистые, в основании с прослоем (5 м) глин. Вверху (10–15 м) с тонкими прослоями (до 0,1 м) глин. . . . . до 100

Общая мощность матитукской свиты до 350 м.

### Помырская свита (верхний плиоцен)

Залегание близко к согласному, но с размывом в основании.

**Толща 28** (конгломератовая)

61 (36). Песчанистые конгломераты, пески и песчаники. Породы зеленовато-серые, частью темно-коричневые, мусорные, рыхлые, иногда с глиной, местами линзовидные и косослоистые. Галька хорошо окатанная (размеры 1–7 до 10–20 см), собрана в прослои и линзы 5–10(20) см через 0,2–0,4 м и разбросана в песке. Обычно вытянута по слоистости. Преобладает кремнистая галька (черная внутри, с белым ободком снаружи) из пильских пород – иногда с Delectopecten и пр. Она часто иссверлена камнеточцами. Внизу (15 м) преобладают конгломераты. Нижний прослой конгломерата лежит с размывом на глинах или песках, часто косослоистых. Вверху прослой гальки (0,5 м) по простиранию срезает более нижние слои (косая слоистость). Много раковин моллюсков и их обломков. Раковины разобщены и беспорядочно сгружены. Много Chlamys tanassevitschi, Ch. cosibensis, Astarte alaskensis, Mya pseudoarenaria и пр. Балянусы, следы червей, растительный детрит . . . более 30

**Толща 29** (глины и пески)

62 (37). Глины или песчанисто-алевритистые аргиллиты – серые, пепельные, размокающие, слюдистые, местами песчанистые. Внизу глинистые породы с неровным контактом, с выклиниванием слоев (4 м). Остатки моллюсков Macoma и Nuculana . . . . . 50

Мощность, м

63 (38). Чередование пачек глин-алевролитов (до 10–15 м) и песков (10–15 м) . . . . . до 60

**Толща 30** (пески с лигнитами)

64 (39). Пески серые, внизу желтые, косослоистые, рыхлые, с 4-5 пластами лигнитов (до 2 м), в отдельных интервалах (20–25 м) обогащенные тонкими прослоями глин (отдельные прослои до 5 м) . . . . . до 100

Общая мощность помырской свиты свыше 250 м.

Все описанные толщи полно палеонтологически охарактеризованы, чему посвящена специальная монография [Гладенков и др., 1999]. В них встречены остатки моллюсков, фораминифер, радиолярий, диатомей, споры и пыльцы. Их послойный анализ приведен подробно в упомянутой монографии, а некоторые биостратиграфические данные будут освещены ниже, в разделе 1.2 и 5.2. Здесь же отметим, что в кайнозойском разрезе п-ова Шмидта выделено на палеонтологической основе 17 слоев (лон) с моллюсками (рис. 4, 5), 12 лон и слоев по фораминиферам, 6 зон по диатомеям (рис. 6) и 7 палинозон. С биостратиграфической точки зрения этот разрез является одним из наиболее изученных.

## 1.1.2. ОХИНСКИЙ РАЙОН

В разрезе Охинского района выделяются следующие свиты (снизу верх): мачигарская (олигоцен), тумская (олигоцен), пильская (нижний, средний миоцен и низы верхнего миоцена), нутовская (верхний миоцен-плиоцен). Ниже дается их описание по 11 толщам (рис. 7, 8).

### Мачигарская свита (эоцен?–олигоцен)

Мощность, м

**Толща 1.**

Мачигарская свита на суше изучена только на Охинском перешейке (газонефтяное месторождение Колендо) и на площади Западная Оха (рис. 7). Здесь в основании кайнозойского разреза имеется небольшая (до 100 м) пачка чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, с примесью гравия и галек, содержащая остатки морских моллюсков и фораминифер (*Haplophragmoides* и др.). Выше залегает пачка порфиритов андезито-базальтов и спилитов мощностью 50 м. Предположительно мачигарская свита вскрыта скважиной Даги-море № 1. К ней отнесены темные песчано-глинистые алевролиты видимой мощностью 45 м, залегающие ниже светлых опок даехуриинского горизонта. . . . . более 150

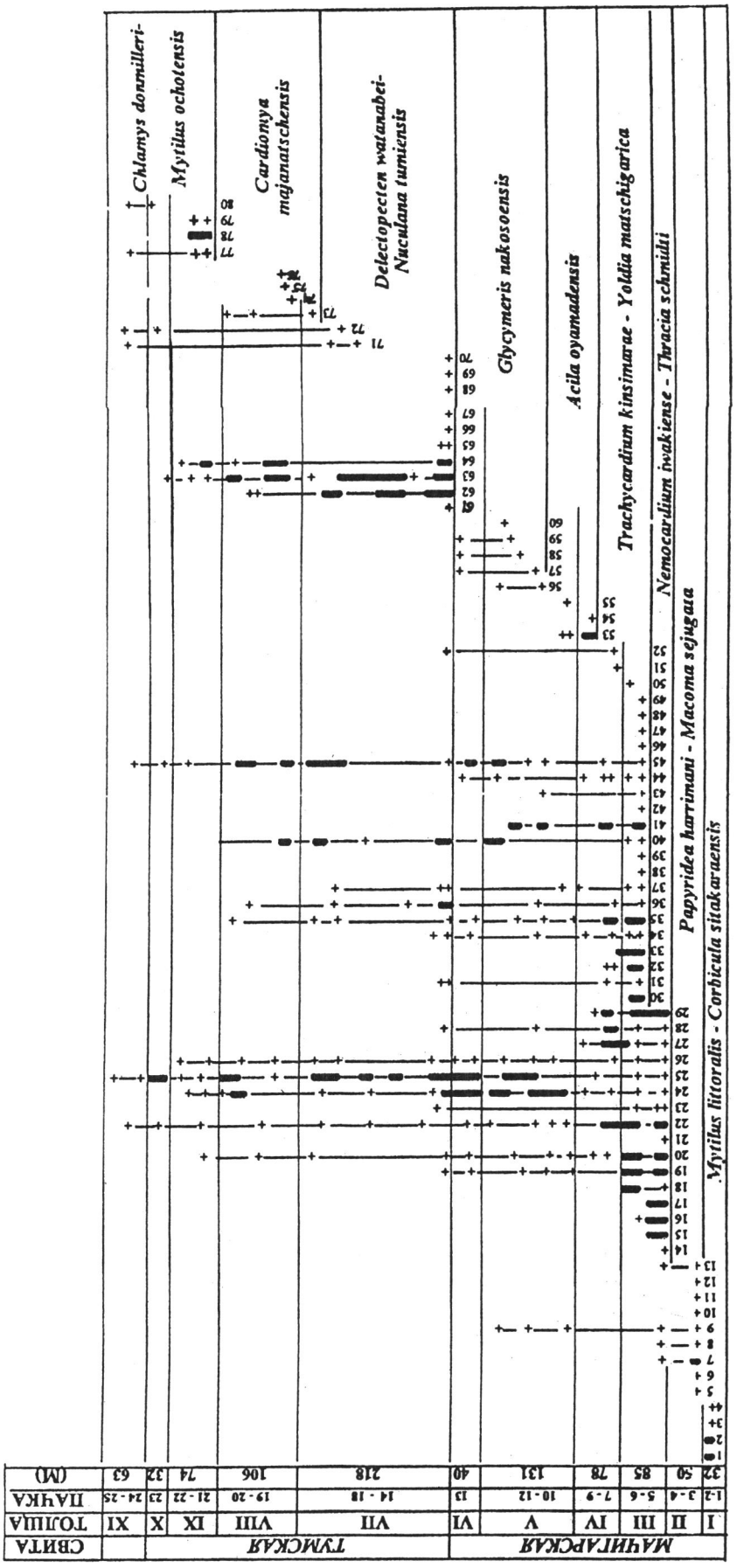



**Рис. 4.** Распределение моллюсков в мачигарской и тумской свитах Мачигарского разреза п-ва Шмидта

1 – *Mytilus littoralis* Slodkewisch., 2 – *Corbicula sitakaraensis* Suzuki, 3 – *Corbicula* sp., 4 – *Cerithidea quadrimonilicosta* (Khomenko), 5 – *Acanthocardia* cf. *snatolensis* L. Krishtofovich, 6 – *Musculus* cf. *snatolensis* Sinelnikova, 7 – *Papyridea harri-mani* Dall, 8 – *Portlandella watasei* (Kanehara), 9 – *Macoma sejugata* (Yokoyama), 10 – *Turritella* cf. *importuna* Yokoyama, 11 – *Gari* sp., 12 – *Natica* sp., 13 – *Hiatella sakhalinensis* (Takeda), 14 – *Clinocardium taracaicum* (Yokoyama), 15 – *Nemocardium iwakiense* (Makiyama), 17– *Thracia schmidti* L. Krishtofovich, 18 – *Liocyma furtiva* (Yokoyama), 19 – *Yoldia caucata* Khomenko, 20 – *Ciliatocardium matchgarense* (Makiyama), 21 – *Nuculana* sp., 22 – *Modiolus matchgarensis* (Makiyama), 23 – *Macoma asagaiensis* Makiyama, 24 – *Periploma besshoensis* (Yokoyama), 25 – *Macoma simizuensis* L. Krishtofovich, 26 – *Portlandella nitida* (Slodkewisch), 27 – *Chlamys matchgarensis* Makiyama, 28 – *Megacardita*? *matschigarica* (Khomenko), 29 – *Papyridea matschigarica* Khomenko, 30 – *Arca sakamizuensis* Hatai& Nisiyama, 31 – *Ancistrolepis modestoideus* (Takeda), 32 – *Yoldia matschigarica* L. Krishtofovich, 33 – *Trachycardium kinsimarae* (Makiyama), 34 – *Turritella importuna* Yokoyama, 35 – *Pododesmus schmidti* L. Krishtofovich, 36 – *Clinocardium asagaiense makiyamae* (Kamada), 37 – *Neverita asagaiensis* Makiyama, 38 – *Colus asagaiensis* Makiyama, 39 – *Buccinum matchgarense* Makiyama, 40 – *Yoldia laudabilis* Yokoyama, 41 – *Ciliatocardium asagaiense* (Makiyama), 42 – *Nucula matschigarica* L. Krishtofovich, 43 – *Ciliatocardium yamasaki* (Makiyama), 44 – *Mya cuneiformis* (Bohm), 45 – *Conchocele smekhovi* (Kogan), 46 – *Mytilus miocenum* L. Krishtofovich, 47 – *Lithophaga tumiensis* (Lautenschlager), 48 – *Malletia* sp., 49 – *Ancistrolepis* sp., 50 – *Os-trea* sp., 51 – *Cyclocardia* sp., 52 – *Crepidula* cf. *matajiroi* Makiyama, 53 – *Acila oyama-densis* Hirayama, 54 – *Nuttalia* cf. *uchugo-ensis* Kamada, 55 – *Keenocardium* sp., 56 – *Glycymeris nakosoensis* Natai&Nisiyama, 57 – *Musculus* sp., 58 – *Lucinoma acutilineata* (Conrad), 59 – *Peronidia* sp., 60 – *Yoldia* sp., 61 – *Opalia* sp., 62 – *Delectopecten watanabei* (Yokoyama), 63 – *Nuculana tumiensis* (Lautenschlager), 64 – *Nucula tumiensis* L. Krishtofovich, 65 – *Nuculana praerobai* L. Krishtofovich, 66 – *Plicifusus* cf. *iljinensis* Sinelnikova, 67 – *Fulgoraria* sp., 68 – *Pseu-doliomesus praenassula* Titova, 69 – *Cerithidea*? sp., 70 – *Buccinum tigilensis* Sinelnikova, 71 – *Macoma* cf. *optiva* Yokoyama, 72 – *Glycymeris wishkahensis* Clark, 73 – *Cardiomya majanathensis* (Iljina), 74 – Yoldia (Yoldia?) sp., 75 – *Yoldia* cf. *kovatschensis* Slodkewisch, 76 – *Nuculana* (Sacella) *praefurlongi* L. Krishtofovich, 77 – *Chlamys rikinensis* Sinelnikova, 78 – *Chlamys donmilleri* MacNeil, 79 – *Chlamys* ex gr. *cosibensis* Yokoyama, 80 – *Mytilus ochotensis* Slodkewitsch.

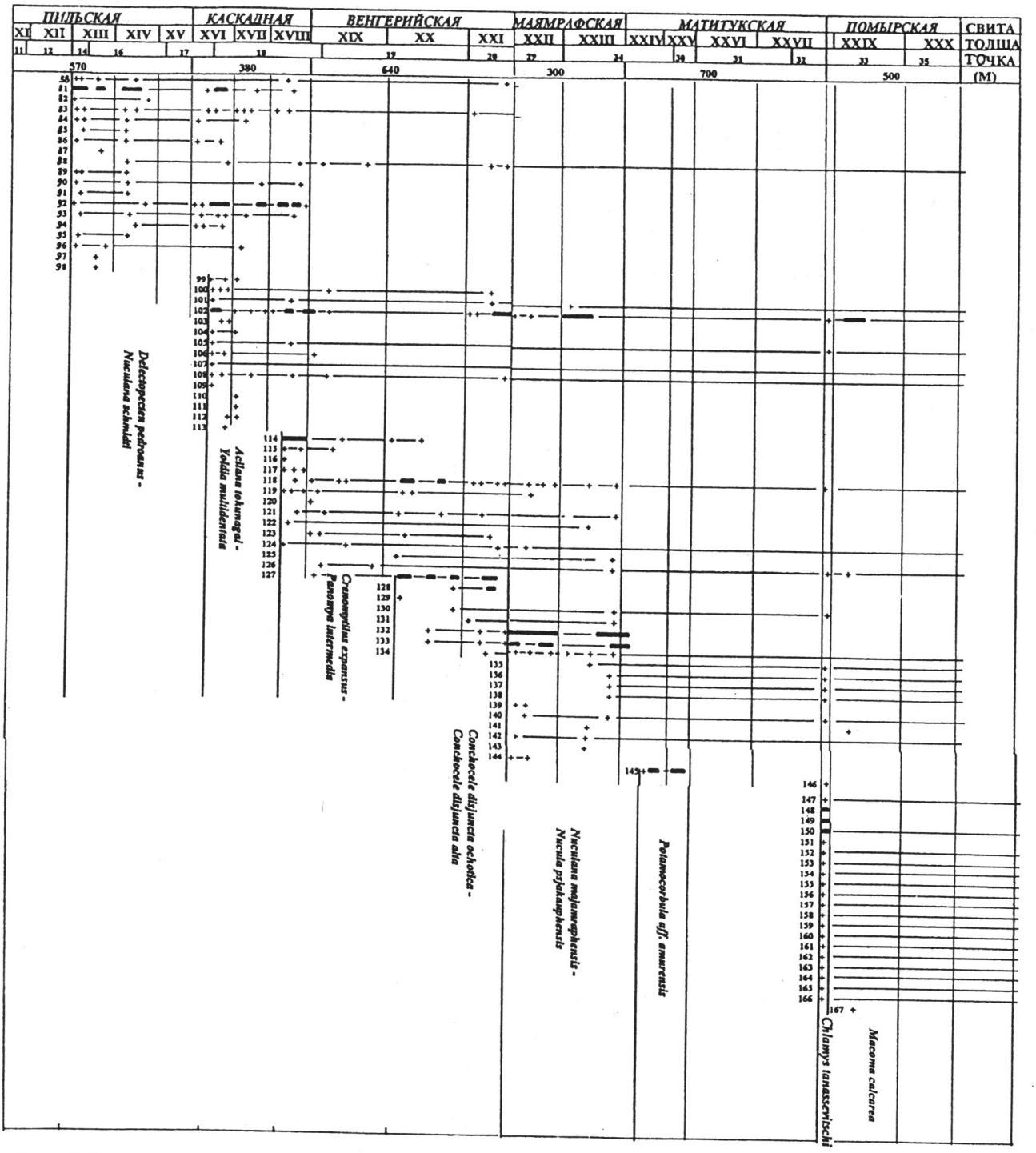



**Рис. 5.** Распределение моллюсков в пильской, каскадной, венгерийской, маямрафской, матитукской и помырской свитах Пильского разреза п-ова Шмидта

58 – *Lucinoma acutilineata* (Conrad), 81 – *Delectopecten pedroanus* (Trask), 82 – *Nuculana schmidtii* L. Krishtofovich, 83 – *Solemya tokunagai* Yokoyama, 84 – *Cyclocardia pilvoensis* (Khomenko), 85 – *Nuculana penderoides* Khomenko, 86 – *Nuculana pennula* (Yokoyama), 87 – *Portlandella edita* L. Krishtofovich, 88 – *Robaia robai* (Yokoyama), 89 – *Acila eximia* (Yokoyama), 90 – *Periploma pillensis* (Slodkewitsch), 91 – *Acila* cf. *divarcata* (Hinds), 92 – *Acilana tokunagai* (Yokoyama), 93 – *Yoldia multidentata* Khomenko, 94 – *Crassoleda crassateloides* (Lautenschlager), 95 – *Limatula pilvoensis* Lautenschlager, 96 – *Lima sakhalinensis* Slodkewitsch, 97 – *Pitar* cf. *kavranensis* Slodkewitsch, 98 – *Conchocele* ex gr. *disjuncta* (Gabb.), 99 – *Yoldia* sp., 100 – *Malletia kurasiensis* L. Krishtofovich, 101 – *Macoma tokyoensis* Makiyama, 102 – *Macoma calcarea* (Gmelin), 103 – *Nuculana pilvoenica* Lautenschlager, 104 – *Limopsis yokoyamae* Khomenko, 105 – *Spisula sakhalinensis* (Schrenck.), 106 – *Portlandella* sp., 107 – *Pandora pulchella* Yokoyama, 108 – *Acila divaricata* (Hinds), 109 – *Mercenaria* sp., 110 – *Musculus* sp., 111 – *Mytilus* sp., 112 – *Glycymeris* sp., 113 – *Papyridea*? sp., 114 – *Panomya intermedia* Khomenko, 115 – *Mizuhopecten mironovi* (Khomenko), 116 – *Nemocardium sakhalinensis* (Lautenschlager), 117 – *Crenomytilus expansus* (Arnold), 118 – *Serripes groenlandicus* (Bruguiere), 119 – *Perioloma sakhalinensis* (Slodkewitsch), 120 – *Fulgoraria tokunagai* (Kanehara), 121 –

*Yoldia vengeriana* Lautenschlager, 122 – *Portlandella scapha* (Yokoyama), 123 – *Neptunea vengeriana* Khomenko, 124 – *Natica clausa* Broderip et Sowerby, 125 – *Buccinum kurodai* Kanehara, 126 – *Liocyma* cf. *fluctuosa* (Gould), 127 – *Conchocele disjuncta ochotica* (L. Krishtofovich), 128 – *Conchocele disjuncta alta* (L. Krishtofovich), 129 – *Macoma optiva* Yokoyama, 130 – *Acila marujamensis* Ilyina, 131 – *Turritella* cf. *fortilirata* Yokoyama, 132 – *Nuculana majamraphensis* (Khomenko), 133 – *Nuculana psjakauphensis* Khomenko, 134 – *Megayoldia thraciaeformis* (Storer), 135 – *Macoma orientalis* Scarlato, 136 – *Mya truncata* Linne, 137 – *Spisula voyi* (Gabb.), 138 – *Neptunea lyrata* (Gmelin), 139 – *Boreoscala* sp., 140 – *Keenocardium californiense* (Deshayes), 141 – *Macoma* aff. *baltica* (Linne), 142 – *Cyclocardia ferruginea* (Glessin), 143 – *Protothaca*? sp., 144 – *Cardiomya* sp., 145 – *Potamocorbula* aff. *amurensis* (Schrenck), 146 – *Fortipecten* sp., 147 – *Astarte alaskensis* Dall., 148 – *Chlamys tanashevitschi* (Khomenko), 149 – *Chlamys cosibensis* Yokoyama, 150 – *Swiftopecten* swifti (Bernardi), 151 – *Cyclocardia matitukensis* (Slodkewitsch), 152 – *Panomya arctica* (Lamarck), 153 – *Mizuhopecten yessoensis* (Jay), 154 – *Pododesmus macrochisma* (Deshayes), 155 – *Modiolus modiolus* (Linne), 156 – *Crenomytilus grayanus* (Dunker), 157 – *Boreoscala groenlandica* (Moller), 158 – *Trichotropis bicarinatus* (Sowerby), 159 – *Nuttallia olivacea* (Jay), 160 – *Panopea japonica* Adams, 161 – *Diplodonta aleutica* Dall., 162 – *Mercenaria stimpsoni* (Gould), 163 – *Cyclocardia ventricosa ovata* (Rjabinina), 164 – *Margarites costalis* (Gould), 165 – *Penitella penita* (Conrad), 166 – *Mya pseudoarenaria* Schlesh, 167 – *Macoma* cf. *middendorffi* Dall.

В других изученных по скважинам разрезах на разных горизонтах мела с угловым несогласием залегает тумская свита.

### Тумская свита (олигоцен–нижний миоцен?)

**Толща 2.**

Мощность, м

Чередование темно-серых и серых кремнистых аргиллитов, плохо отсортированных алевролитов с гнездами песчаного материала и серых мелко- и разнозернистых песчаников с гравием и гальками, до пудингов в нижней части разреза. В свите на Охинском месторождении выделяются четыре песчаных пласта. Найдены остатки *Nuculana schmidti* и фораминифер зоны *Reophax tappuensis, Haplophragmoides laminatus, Cyclammina pacifica*. . . . . 200–400

### Пильская свита (нижний–средний миоцен)

Залегает согласно на тумской свите. Состоит из трех толщ (3–5).

**Толща 3.**

Слоистые коричневато-серые кремнистые аргиллиты и алевролиты с тонкими пластами мелко- и среднезернистых песчаников. Отмечаются скопления зерен глауконита и фосфоритовые конкреции. Встречены остатки *Cardita pilvoensis* и фораминифер зоны *Haplophragmoides indentatus, Cyclammina pilvoensis* . . . . 200–250

**Толща 4.**

Песчаники мелкозернистые и разнозернистые с рассеянным гравием и прослоями кремнистых алевролитов и аргиллитов. В нижней части местами развиты псаммитовые литокластические туфы андезитов-базальтов. . . . . 200

На Охинском перешейке (скв. Колендо № 300) на этом уровне выделяются так называемые «колендинские слои»: темно-серые и коричневато-серые фосфоритоносные тонкослоистые кремнистые аргиллиты с линзами песчано-алевритового материала и редкими прослоями известковистого песчаника. В породах отмечаются конкреции пирита и сидерита.

Мощность, м

Слои охарактеризованы моллюсками и фораминиферами (зон *Ammonia cf. tochigiensis* и *Siphogenerina cf. reedi).* Недавно в этих слоях был найден наннопланктон *Coccolithus miopelagus* нижнего-среднего миоцена. Палинозона *Cerafopteris, Tsuga sauerae, Trapa comitantiborealis.*

**Толща 5.**

Аргиллиты темно-серые и серые кремнистые, алевролиты и светло-серые мелкозернистые песчаники. Среди песчаников, кроме обычных пластовых, встречаются линзовидные тела и подводные конусы выноса. В аргиллитах содержатся гнезда и лизообразные скопления зерен глауконита. Наблюдается тонкая горизонтальная и мелкая волнистая слоистость подводных течений. Найдены моллюски зоны *Nuculana alferovi, Acila tokunagai* и фораминиферы зоны *Haplophragmoides indentatus, Martinottiella communis.* Спорово-пыльцевая ассоциация относится к палинозоне *Pinus, Betulaceae, Persicarioipollis pliocenica* . . . . . 250–400

Общая мощность свиты до 650–850 м. На шельфе (скважина Даги-море № 1) мощность всей пильской свиты 300 м.

### Нутовская свита (верхний миоцен-плиоцен)

*Нижняя подсвита* (верхний миоцен)

Залегает согласно на пильской свите.

**Толща 6.**

Чередование темно-серых алевритовых аргиллитов, глинистых алевролитов и серых мелко- и среднезернистых песчаников. Встречаются остатки морских моллюсков *Nuculana schmidti, N. alferovi, Malletia armudanensis, Delectpecten pedroanus* и др. Комплекс фораминифер с *Haplophragmoides impressus, Cyclammina praecancellata.* Тот же, что и в верхней части пильской свиты, спорово-пыльцевой комплекс . . 500–600

**Толща 7.**

Песчаники мелкозернистые и разнозернистые с примесью гравия, алевролиты и аргиллиты. Содержат комплекс моллюсков с *Thyasi-*

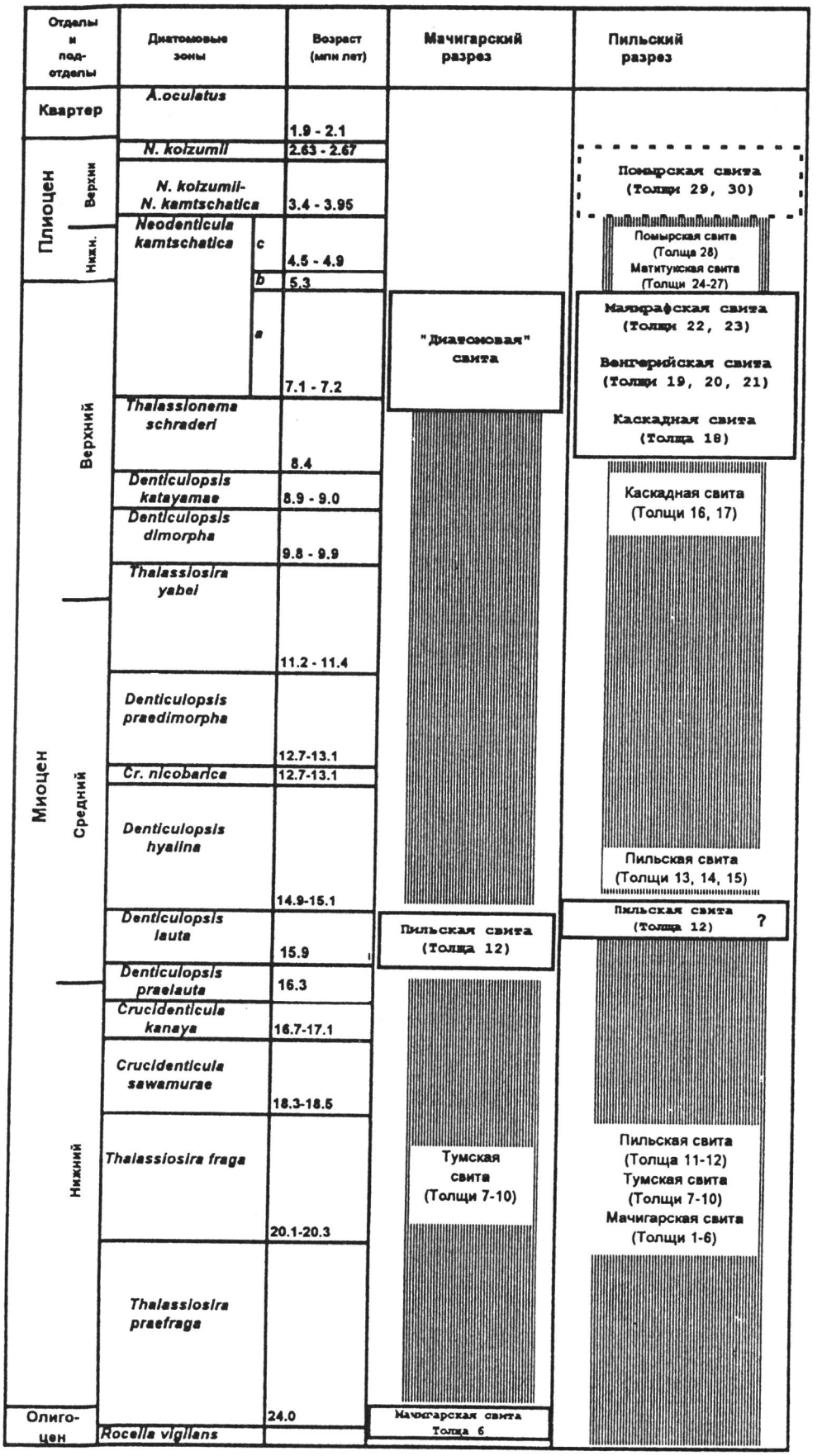



**Рис. 6.** Стратиграфическое расчленение и корреляция Мачигарского и Пильского разрезов по диатомовым (по данным Т.В.Орешкиной). Использована последняя модификация зональной диатомовой шкалы северотихоокеанской области [Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995]. Вертикальной штриховкой показаны интервалы разреза, где диатомеи не найдены или присутствуют в виде неопределимых остатков, а также перерывы.

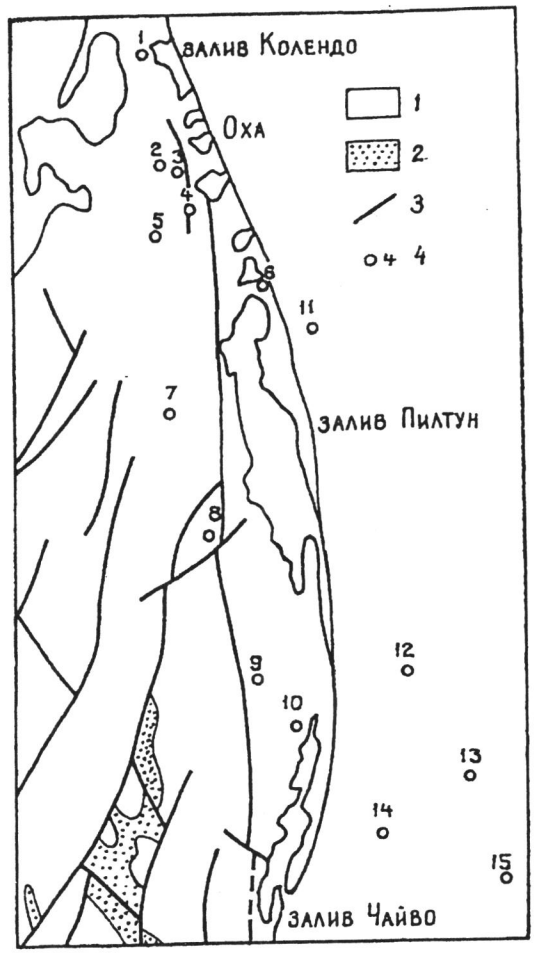



**Рис. 7.** Обзорная схема Охинского района

1 – верхний миоцен–плиоцен; 2 – нижний–средний миоцен; 3 – разрывы; 4 – основные скважины (1–15 с кружком): 1 – месторождение Колендо, скв. 300, 2 – площадь Зап. Оха, скв. 5, 3 – месторождение Оха, скв. 1014, 4 – месторождение Эхаби, скв. 510, 5 – месторождение Гиляко–Абунан, скв. 58, 6 – месторождение Одопту (суша), скв. 50, 7 – месторождение Сабо, скв. 200, 8 – месторождение Мухто, скв. 300, 9 – площадь Вост. Пльтун, скв. 1, 10 – площадь Вост. Оссой, скв. 1. 11 – месторождение Одопту (море), скв. 1, 12 – месторождение Пильтун–Астох, скв. 1, 13 – Аркутун–Дагинское месторождение, скв. 1, 14 – месторождение Чайво, скв. 1, 15 – площадь Даги–море, скв. 1

Мощность, м

*ra bisecta, Macoma calcarea* и комплекс фораминифер с *Haplophragmoides impressus, H. carinatus, Buccella subconica* и др. . . . . 300–400

**Толща 8.**

Аргиллиты и алевролиты с пластами разнозернистых песчаников. Комплекс моллюсков с *Nuculana psjakauphensis, Modiolaria nigra* и др. Комплекс фораминифер близок к предыдущему . . . . . 250

**Толща 9.**

Чередующиеся песчаники мелко- и среднезернистые, реже разнозернистые, косослоистые, аргиллиты и алевролиты, тонко переслаивающиеся между собой, а также плохо отсортированные аргиллиты (глины). Кроме обильных морских моллюсков *Seccurella cf. securis, Mulinia densata, Tellina lutea, Mya arenaria* и др., встречаются *Corbicula* sp. В комплексе фораминифер *Buccella sulcata, Cribrononion rotundatus, Elphidiella nutovoensis, и др.* . . . . . 700

На границе толщ 9 и 10 местами наблюдается размыв. На шельфе песчаники толщ 7-10 постепенно выклиниваются в восточном направлении, а толща 9 замещается алевролитами.

*Средняя и верхняя подсвиты*
(верхний миоцен-плиоцен)

**Толща 10.**

Пески мелкозернистые, в различной степени алевритистые и глинистые, с рассеянным гравием и мелкими гальками, слоистые или неясно слоистые. Им подчинены глинистые породы, а также крупно- и разнозернистые пески, прослоями обогащенные гальками и гравием. Комплекс моллюсков с *Spisula polynyma, Mya arenaria, Serripes groenladicus.* Комплекс фораминифер с *Buccella frigida, Cribroelphidium incertus, Elphidiella oregonensis* и др. Палинозона *Pinus pumila, Betula nana, Artemisia, Aster* . . . . . 600

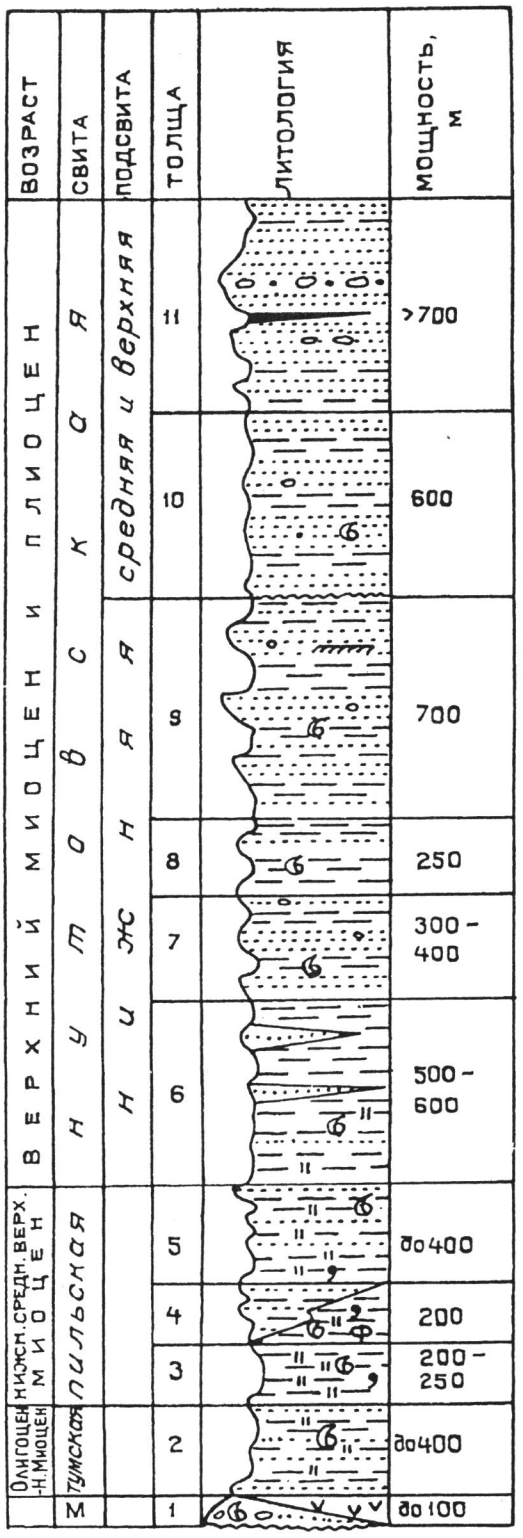
**Толща 11.**

Пески разнозернистые, большей частью грубозернистые, косослоистые, с обильным гравием и мелкими гальками, с прослоями глин и пластами рыхлого бурого угля, с лигнитом в западной части района . . . . . более 700

На шельфе толща 11 представлена тонкозернистыми песчано-глинистыми породами и диатомитами. Здесь выделены диатомовые зоны *Denticulopsis kamtschatica – D. seminae* v.f.

## 1.1.3. ДАГИНСКИЙ РАЙОН

В Дагинском районе выделяются свиты: мачигарская (эоцен?–олигоцен), даехуриинская (олигоцен), уйнинская (нижний миоцен), дагинская (нижний – средний миоцен), окобыкайская (средний – верхний миоцен) и нутовская (верхний миоцен – плиоцен). Их слагают 16 толщ. Свиты залегают согласно, но между дагинской и окобыкайской свитами, видимо, имеется эвстатический перерыв, усиленный дифференциальными движениями в отдельных блоках, в частности, на Монгинском газонефтяном месторождении. Резкий контакт, возможно, с перерывом, наблюдается между даехуриинской и уйнинской свитами и между нижней и средней подсвитами нутовской свиты (рис. 9–10).




м-мачигарская свита

**Рис. 8.** Разрез палеогена и неогена Охинского района

### Мачигарская свита (эоцен?–олигоцен)

Свита залегает на разных горизонтах верхнего сенона.

Мощность, м

**Толща 1.**

Неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов и конгломератов. Найдены фораминиферы *Cyclammina, Cassidulina, Melonis* и др. . . . . 100–800

### Даехуриинская свита (олигоцен)

Залегает согласно.

**Толща 2.**

Кремнистые аргиллиты и алевролиты с прослоями и пластами мелко- и среднезернистых песчаников, с рассеянными гравием и гальками и известковыми конкрециями. Комплес моллюсков с *Nuculana tumiensis, Yoldia multidentata, Venericardia pilvoensis.* Комплекс фораминифер с *Haplophragmoides oblongus, Cyclammina pacifica* . . . . . 400–500

Мачигарская и даехуриинская свиты относятся к палинозоне *Podocarpus totara, Tsuga parva.*

### Уйнинская свита (нижний миоцен)

Залегает согласно, но, видимо, с размывом.

**Толща 3.**

Тонкое неравномерное чередование преобладающих аргиллитов и алевролитов с мелкозернистыми песчаниками. Встречаются сидеритовые и пиритовые (марказитовые) конкреции. Комплекс моллюсков с *Yoldia* ex gr. *cerussata.* Комплекс фораминифер с *Reophax tappuensis, Rhabdamina katangliensis* . . . . . 500

**Толща 4.**

Чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов примерно в равных соотношениях. Фауна та же. . . . . 300

Толщи 3 и 4 охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами палинозоны *Ceratopteris, Tsuga sauerae, Trapa comitantiborealis.*

Общая мощность свиты 800 м.

### Дагинская свита (нижний–средний миоцен)

Свита залегает согласно.

*Нижняя (подугленосная) подсвита*

**Толща 5.**

Песчаники мелко- и среднезернистые, изредка с прослоями конгломератов, алевролитов и аргиллиты. В верхней части много зерен

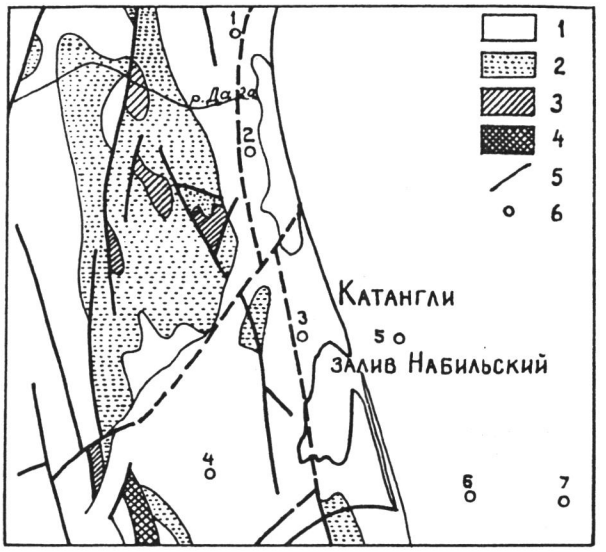



**Рис. 9.** Обзорная схема Дагинского района

1 – верхний миоцен–плиоцен; 2 – нижний–средний миоцен; 3 – палеоген; 4 – мезозой; 5 – разрывы; 6 – основные скважины (1–7 с кружком): 1 – месторождение Мирзоева, скв. 3, 2 – Монгинское месторождение, скв. 1, 3 – месторождение Катангли, скв. 700, 4 – площадь Вост. Везли, скв. 1, 5 – Венинское месторождение, скв. 1, 6 – Лунское месторождение, скв. 1, 7 – Киринское месторождение, скв. 1

Мощность, м

глауконита. Найдены морские и солоноватоводные моллюски. Комплекс фораминифер с *Elphidiella simplex, E. subcarinata* . . . . . 300

*Средняя (угленосная) подсвита*

**Толща 6.**

Неравномерное чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов и угольных пластов (до 20). Песчаники мелкозернистые и разнозернистые, с рассеянным гравием, местами косослоистые. Встречаются сидеритовые конкреции. Комплекс моллюсков с *Corbicula mgatschensis, Yoldia* ex gr. *nabiliana, Ostrea* sp. Комплекс фораминифер с *Miliammina complanata, Asteroammonia borovlevae, Elphidiella tenera* . . . 800

*Верхняя (надугленосная) подсвита*

**Толща 7.**

Песчаники мелкозернистые, часто известковистые, с прослоями алевролитов и аргиллитов, рассеянными гравием и гальками. Комплекс моллюсков с *Nuculana tatarica, Yoldia nabiliana, Thyasira disjuncta* и др. Комплекс фораминифер с *Ammodiscus macilentus, Cyclammina excavata, Asteroammonia takanabensis* и др. . . . . 300

Толщи 5–7 относятся, как и уйнинская свита, к палинозоне *Ceratopteris, Tsuga sauerae, Trapa comitantiborealis.*

На шельфе дагинская свита теряет угольные пласты и уменьшается в мощности за счет выклинивания нижних и верхних песчаных пластов. Общая мощность свиты 1400 м.

## Окобыкайская свита (средний–верхний миоцен)

Залегает, видимо, с размывом.

Мощность, м

**Толща 8.**

Аргиллиты и алевролиты с пластами мелкозернистых песчаников. В основании местами конгломерат и скопления зерен глауконита. Встречаются отдельные гальки и марказитовые конкреции. Комплекс моллюсков с *Nuculana cf. tenuis, N. chinaensis, Liocyma fluctuosa.* Комплекс фораминифер с *Haplophragmoides carinatus, Ammonia japonica, Asteroammonia takanabensis.* Палинозона *Pinus* sp., *Alnus* sp., *Persicarioioillis* sp. . . . . 200

**Толща 9.**

Аргиллиты и глинистые алевролиты с редкими прослоями и пластами мелкозернистых песчаников и песчанистых алевролитов. Встречаются рассеянные гравий и гальки, геннойши, марказитовые конкреции. Комплексы моллюсков и фораминифер нижней части те же, что и в толще 8. В верхней части комплекс моллюсков с *Nuculana majamraphensis, Yoldia scapha,* комплекс фораминифер с *Hippocrepinella hirudineaformis, Haplophragmoides impressus.* Палинозона та же. . . . . 400

**Толща 10.**

Плохо отсортированные алеврито-глинистые породы с пластами мелкозернистых песчаников. Комплекс моллюсков с *Nuculana psjakauphensis, N. majamraphensis.* Комплекс фораминифер с *Buccella planoconvexa, B. subconica.* В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца в основном семейств *Pinacea* и Taxodiacea . . . . . 500

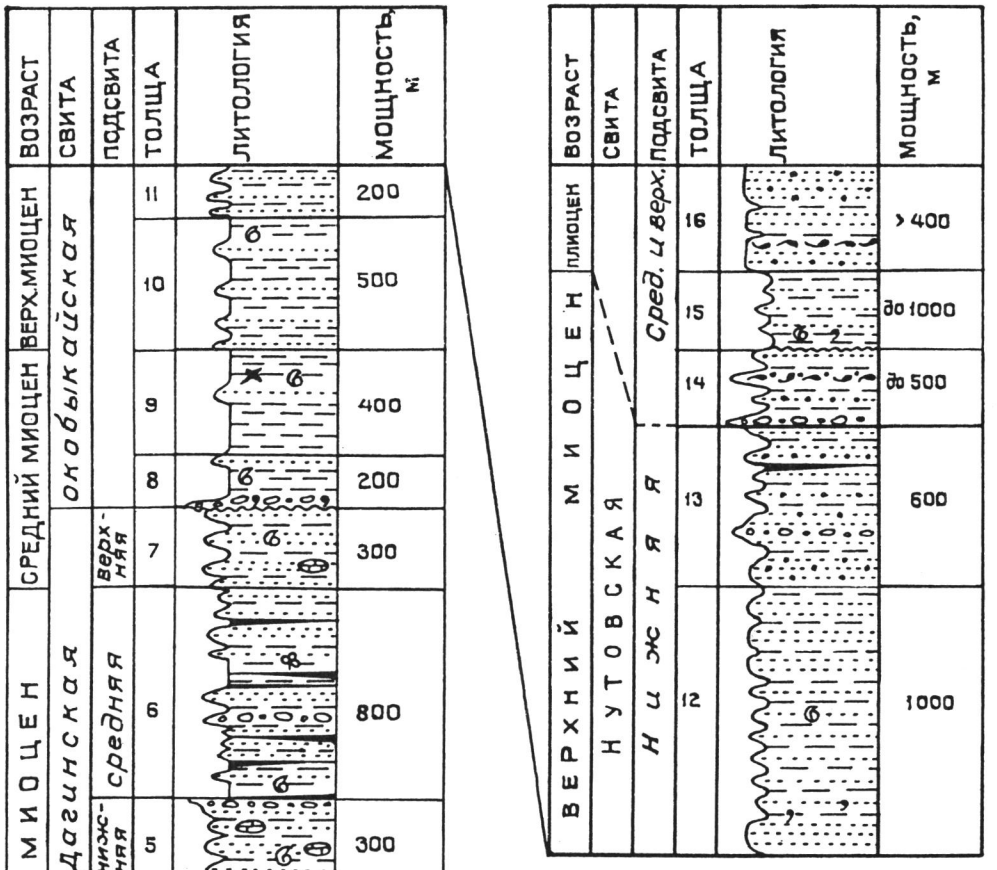



**Рис. 10.** Разрез палеогена и неогена Дагинского района

Мощность, м

**Толща 11.**

Чередование мелко- и среднезернистых глинистых песчаников, песчанистых и глинистых алевролитов и глин. Встречаются конкреции пирита. Комплекс моллюсков с *Serripes groenlandicus, Mactra sachalinensis, Siliqua costata.* В комплексе фораминифер преобладают *Buccella* sp., *Elphidiella nutovoensis, Cassidulina umbonata.* Палинозона та же. . . . . 200

Общая мощность свиты 1300 м.

## Нутовская свита (верхний миоцен-плиоцен)

Свита залегает согласно.

*Нижняя подсвита*

**Толща 12.**

Неравномерное чередование преобладающих песков мелко- и среднезернистых глини-

Мощность, м

стых и алевритистых с гальками и гравием, глинистых алевролитов и алевритистых и песчанистых глин. В отдельных прослоях отмечается глауконит. Комплекс моллюсков с *Yoldia anastasia, Y. supraoregona, Serripes groenlandicus, Liocyma fluctuosa* . . . . . 1000

**Толща 13.**

Разнозернистые пески с гравийно-галечным материалом, прослоями алевритов и глин. Встречаются маломощные прослои бурых углей и углистых аргиллитов . . . . . 600

В ранних стратиграфических работах толщи 12 и 13 именовались толщей разнозернистых песков и глин.

*Средняя и верхняя подсвиты*

Залегает с некоторым размывом.

**Толща 14.**

Чередование разнозернистых песков, гравелитов с галечным материалом и алевритоглинистых песков. Встречаются ракушечники. В комплексе моллюсков *Acila castrensis, Arca cf. kobeltiana, Fortipecten cf. takahashii, Mytilus edulis* и другие прибрежные формы . . . . . 500

**Толща 15.**

Глинистые мелкозернистые пески, алевриты и глины с рассеянными гравием, гальками и редкими валунами различных чуждых пород (гранитов и кремнистых сланцев). В нижней части выделены слои с *Thyasira bisecta, Nuculana* sp. В основании толщи встречаются скопления зерен глауконита. . . . . до 1000

**Толща 16.**

Плохо отсортированные пески с прослоями слоистых песчаных алевролитов и песчанистых глин. Встречаются линзы ракушечников. . более 400

В старой литературе толща 14 именовалась толщей гравистых песков, толща 15 – толщей мелкозернистых песков и алевритов, а толща 16 – толщей неотсортированных песков.

На шельфе нижненутовская подсвита представлена частым чередованием алевролитов, песчаников и глин (800 м), а средняя и верхняя подсвиты – переслаивание алевролитов, алевролитовых песчаников и диатомовых глин (1000 м). Здесь выделяются две диатомовые зоны: *Denticulopsis kamtschatica* и *Denticulopsis kamtschatica – D. seminae* var. *fossilis.*

Общая мощность свиты 3500 м.

## 1.1.4. ПОГРАНИЧНЫЙ РАЙОН

Кайнозойские отложения Пограничного района слагают впадину (Пограничный прогиб), открывающуюся к Охотскому морю (рис. 11, 12) и расчленяются на несколько свит: люкаминская (эоцен); мутновская и пиленгская (олигоцен); борская (нижний миоцен); уранайская (средний миоцен); хузинская (средний–верхний миоцен) [Савицкий и др., 1979]. Послойному анализу свит препятствуют многочисленные тектонические дислокации и фрагментарность разрезов. Тем не менее, их изучение на побережье и по рекам позволяет составить достаточно полный разрез. Недавно новые биостратиграфические данные были приведены в специальных публикациях [Гладенков и др., 1999; Gladenkov et al., 2000], в которых дан анализ бентосных комплексов и диатомей характеризуемого разреза. Ниже кратко описываются свиты в стратиграфической последовательности с выделением в них толщ (со сквозной нумерацией по всему разрезу, рис. 13).

### Люкаминская свита (эоцен)

Свита залегает с несогласием и размывом на верхнемеловых отложениях, контакт между которыми наблюдается в разрезе по Малая Хузи, где черные слоистые крепкие неразмокающие аргиллиты и песчаники верхнего мела перекрываются люкаминскими конгломератами с обломками подстилающих отложений (включая уголь).

Мощность, м

**Толща 1.**

Конгломераты средне- и крупногалечные с песчаным цементом мощностью от нескольких метров до, видимо, нескольких десятков метров. Они перекрываются серыми мягкими алевролитами с прослоями разнозернистых песчаников и аргиллитов; встречаются рассеянная галька, сидеритовые конкреции и углистые породы . . . . . 100–130 и более

**Толща 2.**

Чередование песчанистых алевролитов с песчаниками. Алевролиты серые, плотные, с карбонатными конкрециями. Песчаники серые, мелкозернистые, неясно или косослоистые, с углистыми линзами, растительным детритом и пресноводными моллюсками (*Viviparus* sp. и др.). 200 и более

**Толща 3.**

Чередование слабо и крепко сцементированных серых алевролитов и песчаников, местами углистых и содержащих растительный детрит. В верхней части отмечены тонкие прослои туфов . . . . . 120

К люкаминской свите относятся породы, которые ранее были выделены в ратмановскую свиту.

Мощность свиты, видимо, меняется по простиранию – она оценивается от первых метров до 400–600 м.

### Мутновская свита (олигоцен)

Свита, видимо, залегает с размывом.

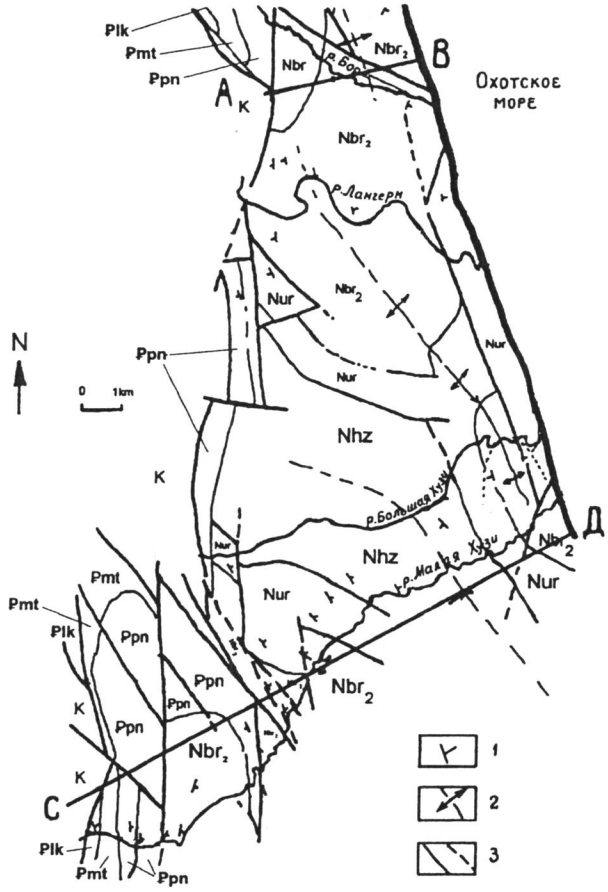



**Рис. 11.** Обзорная схема Пограничного района

Свиты: К – мел, Plk – люкаминская, Pmt – мутновская, Ppn – пиленгская, Nbr – борская, Nur – уранайская, Nhz – хузинская, 1 – падение пластов, 2 – оси складок, 3 – разломы установленные и предполагаемые, 4 – положение геологических разрезов (рис. 12).

Мощность, м

**Толща 4.**

Алевролиты плотные неяснослоистые темно-серые и коричневатые. Отдельные карбонатные конкреции. Местами породы песчанистые, содержат рассеянную гальку и прослои глауконитовых песчаников. В верхней части окремненные породы. Остатки моллюсков *Nuculana* cf. *miocenica*, *N.* cf. *napanica*, *Portlandella* cf. *nitida* и др. . . . . 100–200

**Толща 5.**

Алевролиты и аргиллиты серые, слоистые, местами окремненные. Рассеянные глендониты и карбонатные конкреции. Моллюски *Conchocelle smekhovi*, *Solemya dalli* и др. . . . . 200

В полном объеме свита выделяется в основном в северной и центральной частях впадины. К ней отнесены отложения, включаемые ранее в терешкинскую свиту. Мощность свиты оценивается в разных местах от 40 до 580 м.

## Пиленгская свита (олигоцен)

Нижний контакт свиты согласный. В свите выделяются две подсвиты.

*Нижняя подсвита*

Мощность, м

**Толща 6.**

Аргиллиты и алевролиты темно-серые кремнистые, с ожелезненной поверхностью, тонкослоистые (0,1 м), крепкие, с желваками кремней и редкими карбонатными конкрециями (размер больших конкреций с желтыми оболочками – 0,5 х 1,5 и маленьких – 0,1–0,2 м). Среди моллюсков найдены *Delectopecten watanabei, Malletia inermis* и др. . . . . 100–200

*Верхняя подсвита*

**Толща 7.**

Аргиллиты и алевролиты серые, с рыжей окраской по поверхности, кремнистые крепкие, тонкослоистые (0,1–0,2 м), на плоскостях напластования более глинистые. Часто с полосчатой зебристой окраской благодаря чередованию серых и желтых пород с темными разностями. Центральные части слоев обычно темные (местами черные) и сложены кварц-халцедоновыми кремнями. Туфовые прослои до 5 см мощностью. Редкие карбонатные конкреции размером 0,2–0,5 х 1 м. Моллюски представлены *Yoldia* cf. *kovatschensis*, *Conchocella* cf. *bisecta* и др. . . . 150–400

**Толща 8.**

Аргиллиты и алевролиты темно-серые кремнистые, тонкослоистые (0,1 м) крепкие, на поверхности коричневые. Местами содержат линзообразные желваки кварц-халцедоновых кремней с белесоватой поверхностью. Тонкие прослои туфов. Редкие глендониты. Остатки моллюсков *Delectoptcten watanabei*, *Yoldia* sp. и др. . 150–400

Мощность свиты варьирует от 400 до 1000 м. Наибольшая мощность (более 1000 м) отмечена в западной части, а восточная часть имеет сокращенную мощность и представлена только верхней пачкой. Местами кремнистые породы замещены песчаниками и алевролитами.

## Борская свита (нижний миоцен)

Свита залегает, видимо, согласно, включает две подсвиты.

*Нижняя подсвита*

**Толща 9.**

Алевролиты и песчаники серые неяснослоистые, голубоватые с поверхности. Отдельные шаровидные карбонатные конкреции диаметром 0,1 м (редко 0,4–1 м). Алевролиты местами окремненные . . . . . 100

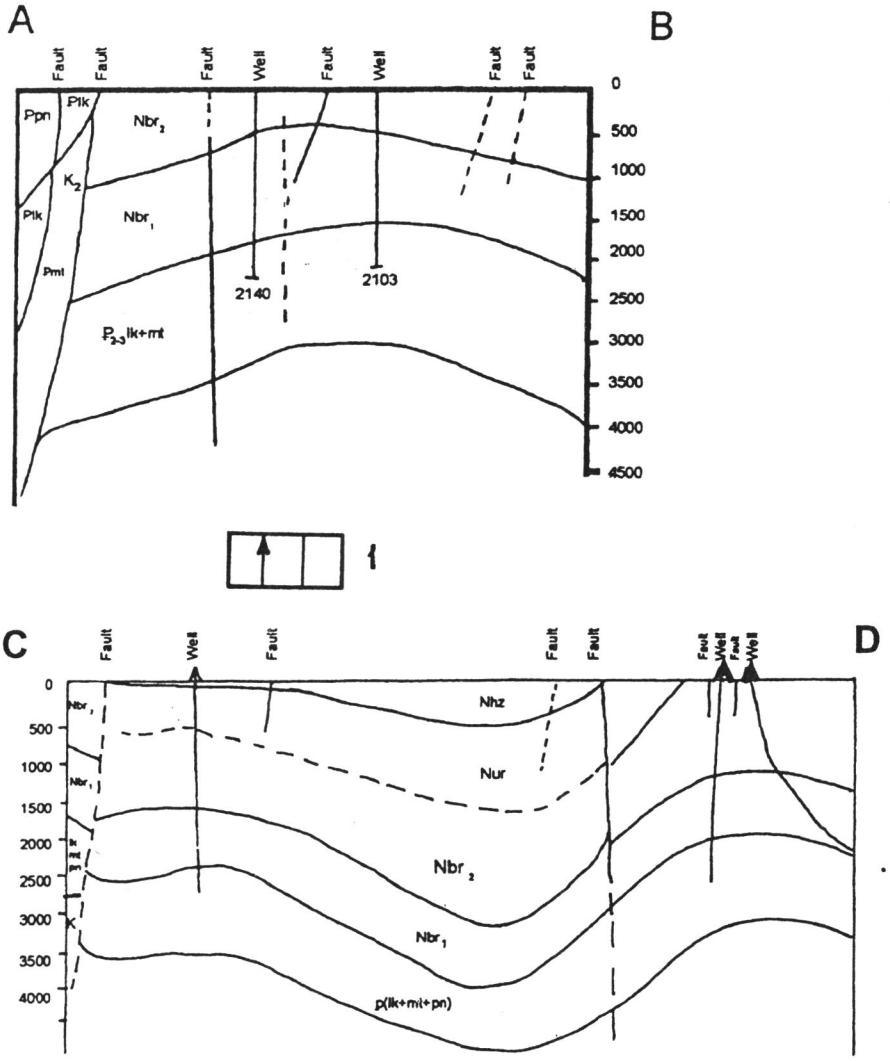



**Рис. 12.** Геологические разрезы в Пограничном районе

1 – расположение скважин

Мощность, м

**Толща 10.**

Песчаники и плохо сортированные песчанистые алевролиты с мелкой галькой и гравием, растительным детритом и конкрециями (0,1 м). В верхней части глендониты и тонкие прослои туфов. Отдельные остатки моллюсков *Nuculana* cf. *tumiensis* , *Yoldia* cf. *chojensis* и др. . . . . 300

**Толща 11.**

Алевролиты серые песчанистые крепкие, массивные, белесые при выветривании, содержат рассеянную гальку, прослои туфов (0,1 м), округлые карбонатные конкреции (0,1 м) и прослои среднезернистых песчаников (1–1,5 м). Моллюски *Conchocelle disjuncta ochotica, Macoma semizuensis, Periploma besshoense* и др. . . 200–250

*Верхняя подсвита*

**Толща 12.**

Песчаники плохо сортированные желтовато-серые и алевролиты серые мягкие с небольшими (0,1 м) и редко крупными (1,5–2 х 4 м) карбонатными конкрециями. Значительное количество гальки и гравия, включая обломки черных кремнистых пород пиленгской свиты и реже вулканитов. Растительный детрит, отдельные прослои рыхлых туфов (0,1–0,2 м), редкие глендониты. Остатки моллюски *Periploma besshoense, Modiolus wajampolkensis, Mytilus ochotensis* . . . . . от 100 до 100–350

Мощность, м

**Толща 13.**

Песчаники желтовато-серые алевритистые с рассеянным гравием и галькой и карбонатными конкрециями разной формы. Скопления створок моллюсков *Periploma, Mytilus, Modiolus* и др. . . . . 400

**Толща 14.**

Чередование пачек крепко сцементированных песчаников (2–5 м) и более рыхлых глинисто-алевритистых песчаников (10–15 м). Пес-

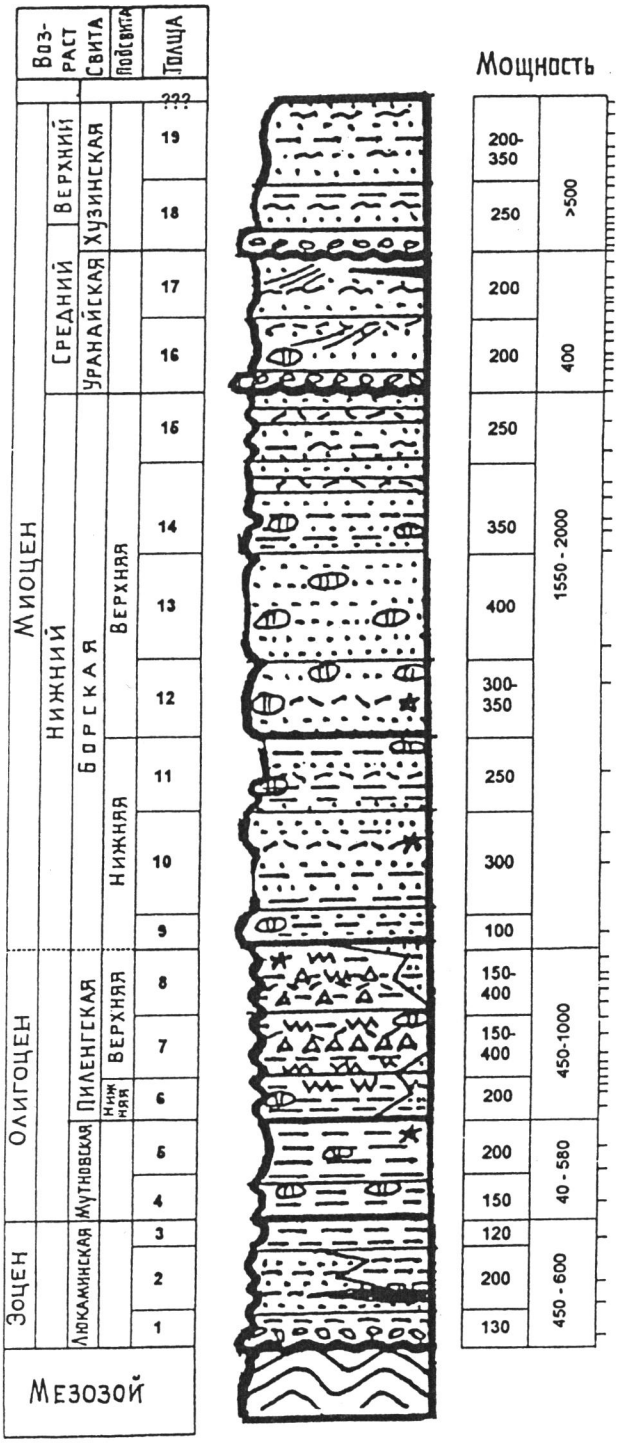



**Рис. 13.** Разрез палеогена и неогена Пограничного района

чаники желто-серые, средне- и крупнозернистые, с галькой. Глинистые песчаники и алевролиты серые, плохо сортированные, с округлыми и овальными карбонатными конкрециями (от 0,1 до 2–2,5 м (5,5 м). Конкреции содержат гальку и раковины моллюсков *Mytilus ochotensis*, *Conchocelle disjuncta ochotica, Crepidula*

Мощность, м

*princeps* и др. Прослои (0,3 м) белых и голубоватых витрокластических туфов . . . . . 300–350

**Толща 15.**

Чередование пачек алевролитов, диатомитов (обычно 10–15, до 30 м), песчаников и песков (обычно 2–5, до 15 м). Алевролиты и диатомиты серые неяснослоистые, крепкие, с рассеянной галькой и гравием и прослоями алевритопелитовых туфов (0,2 м). Пески зеленовато-серые, с галькой и небольшими валунами. Остатки моллюсков *Mytilus ochotensis*, *Modiolus wajampolkensis* и др. Вверху – прослой серого крепкого неслоистого туфа (до 2 м). Диатомиты и аргиллиты местами выклиниваются и замещаются песчаниками и песками . . . . . 150–250

Общая мощность свиты оценивается в 1550–2000 м. Свита широко развита в восточной и меньше в западной частях Пограничной впадины.

### Уранайская свита (средний миоцен)

Свита залегает согласно, но местами с размывом.

**Толща 16.**

В основании слой (15–16 м) чередующихся конгломератов и песчаников. Конгломераты (прослои по 1–2 м) среднегалечные. Песчаники серые массивные разнозернистые, с галькой и карбонатными конкрециями (0,2–0,5 м). В гальке много пород пиленгской свиты. Выше конгломератов – песчаники зеленовато-серые, желтые и голубоватые, обычно слабо сцементированные, средне- и мелкозернистые. В нижней части карбонатные конкреции (0,5–1x1–3 м) образуют линзовидные горизонты, а в верхней – рассеяны. Песчаники обычно плохослоистые, местами косослоистые, с редкой галькой. Редкие прослои туфа (до 5 м). Линзы гравелитов, конгломератов (0,1–0,3 м) и глауконитовых песчаников. Местами остатки моллюсков *Macoma optiva, Yoldia nabiliana, Serripes groenlandicus* и др. . . . . 200

**Толща 17.**

Песчаники с прослоями алевролитов. Песчаники с гравелитами, массивные, иногда косослоистые, рыхловатые, часто буроватые, с прослоями туфов. Встречаются голубоватые диатомитовые породы (10–15 м) с конкрециями (0,2–0,4 м), туфами и лигнитами (0,1 м). Остатки моллюсков M*acoma optiva, Mya* cf. *karaginskiensis* и др. В верхней части (15 м) песчаники с растительным детритом, линзой угля (до 0,5 м) и гравием. Флористические остатки *Fagus (F.* ex gr. *palaeojaponica* Tanai et Omoe). . . . . 200

Общая мощность свиты 200–400 м. Свита развита только в восточной части впадины.

**Таблица 1.** Слои с моллюсками в кайнозое Пограничного района

| Возраст | | Свита | | Толща | Слои | Сообщества моллюсков |
|---|---|---|---|---|---|---|
| МИОЦЕН | ВЕРХНИЙ | Хузинская | | 19 | 7 | *Nuclulana cf.majamraphensis*<br>*Megayoldia thraciaeformis* |
| | | | | 18 | | |
| | СРЕДНИЙ | Уранайская | | 17 | 6 | *Macoma optiva-*<br>*Yoldia nabiliana* |
| | | | | 16 | | |
| | НИЖНИЙ | Борская | В | 15 | 5 | *Mytilus ochotensis-*<br>*Modiolus wajampolkensis* |
| | | | | 14 | | |
| | | | | 13 | | |
| | | | | 12 | | |
| | | | Н | 11 | 4 | *Conchocele disjuncta ochotica-*<br>*Macoma simizuensis* |
| | | | | 10 | | |
| | | | | 9 | | |
| ОЛИГОЦЕН | | Пиленгская | в | 8 | | |
| | | | н | 7 | 3 | *Delectopecten watanabei-*<br>*Malletia inermis* |
| | | | | 6 | | |
| | | Мутновская | | 5 | 2 | *Conchocele smekhovi* |
| | | | | 4 | | |
| ЭОЦЕН | | Лукаминская | | 3 | 1 | *Unio sp* |
| | | | | 2 | | |
| | | | | 1 | | |

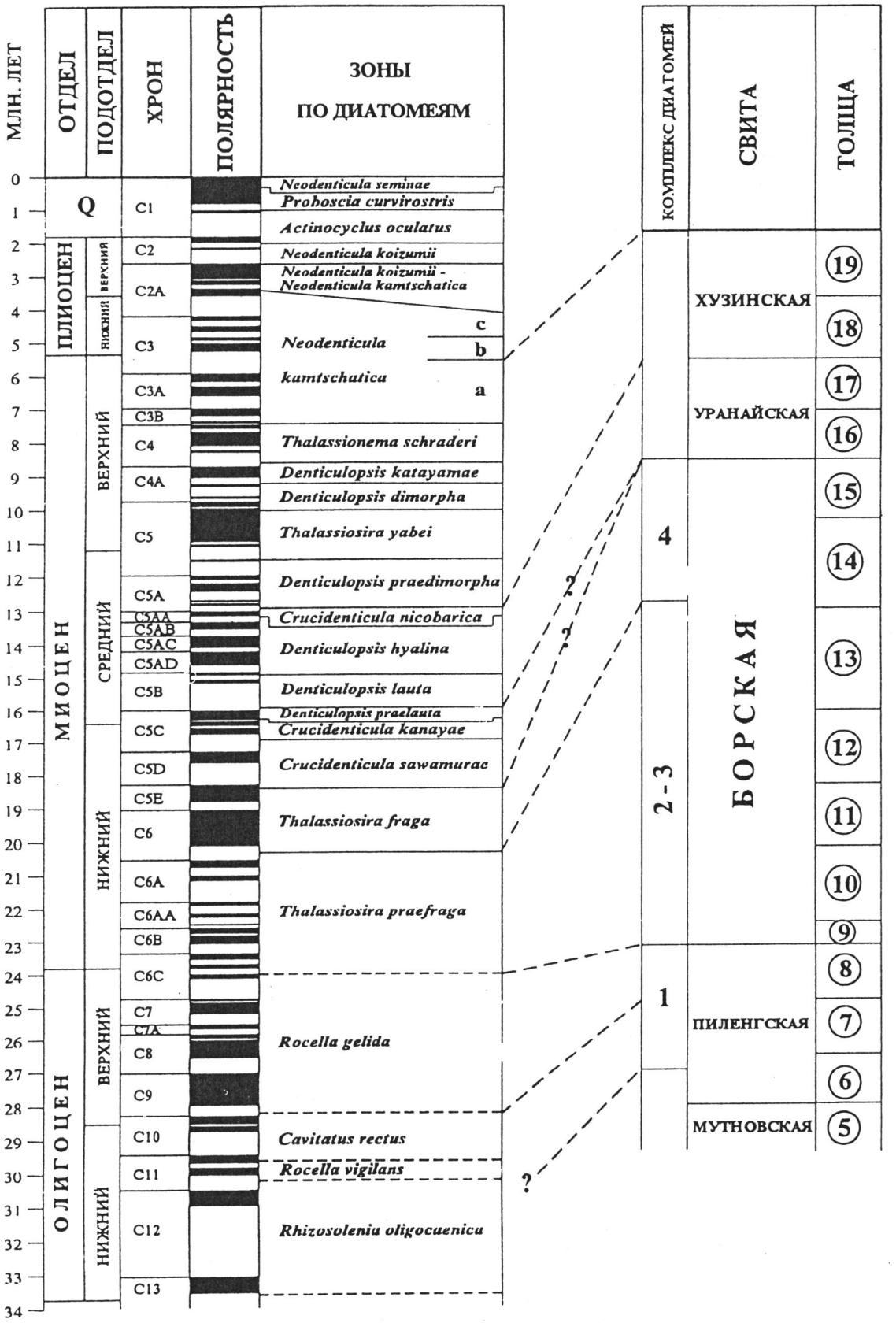



**Рис. 14.** Корреляция палеогена и неогена Пограничного района с зональной шкалой (по диатомеям)

**Хузинская свита (средний–верхний миоцен)**

Свита залегает с размывом по неровной границе.

Мощность, м

**Толща 18.**

В основании неяснослоистые крепкие конгломераты и песчаники (15 м) с валунами размером 0,1–0,2 м. Выше преимущественно алевролиты серые и голубоватые, иногда опоковидные, часто мусорные, слоистые, с остатками моллюсков *Nuculana majamraphensis, Megayoldia thraciaeformis, Spisula voyi* и др. Прослои (1 м) песчаников и песка, в линзах – много гальки и гравия, обломки древесины. . . . . 200–250

**Толща 19.**

Пески и песчаники с алевролитами, местами диатомовыми аргиллитами. . . . . 200–350

Мощность свиты свыше 500 м (до 800–900 м). Она развита только в восточной части Пограничной впадины.

Анализ ископаемых остатков из кайнозойского разреза Пограничного района показывает, что по комплексам моллюсков (табл. 1) можно выделить семь достаточно объемных сменяющихся слоев, а по диатомеям (рис. 14) в пределах олигоцена-миоцена – несколько хорошо читающихся зон. Чрезвычайно важно, что и бентосные ассоциации (моллюски и фораминиферы) получают четкую корреляцию с планктонными комплексами, в том числе и зональными [Гладенков и др., 1999; Савицкий и др., 1979; Митрофанова, 1984; Митрофанова и др., 1991].

## 1.1.5. ЛАНГРЫЙСКИЙ РАЙОН

В разрезе этого района выделяются: музьминская толща (палеоцен?), сладкинская толща (эоцен), толща темных аргиллитов (эоцен?), мачигарская и нижнелангерийская свиты (олигоцен), верхнелангерийская свита (нижний–средний миоцен), нанивская свита (средний–верхний миоцен) и нутовская свита (верхний миоцен–плиоцен). В ранних стратиграфических работах верхним членом разреза были тамлевская и рыбновская свиты. Свиты слагаются 12 толщами (рис. 15–16).

**Музьминская толща (палеоцен?)**

Нижний контакт не установлен.

**Толща 1.**

Темно-зеленые порфириты средне-основного состава (преимущественно авгитовые андезито-базальты) с прослоями туфов и туффитов. Породы сильно изменены, брекчированы, с минеральными прожилками. Абсолютный возраст от 57±2 до 72 млн. лет. Прорваны гранодиоритами с абсолютным возрастом от 38,5±1,5 до 43±2 млн. лет. . . . . более 600

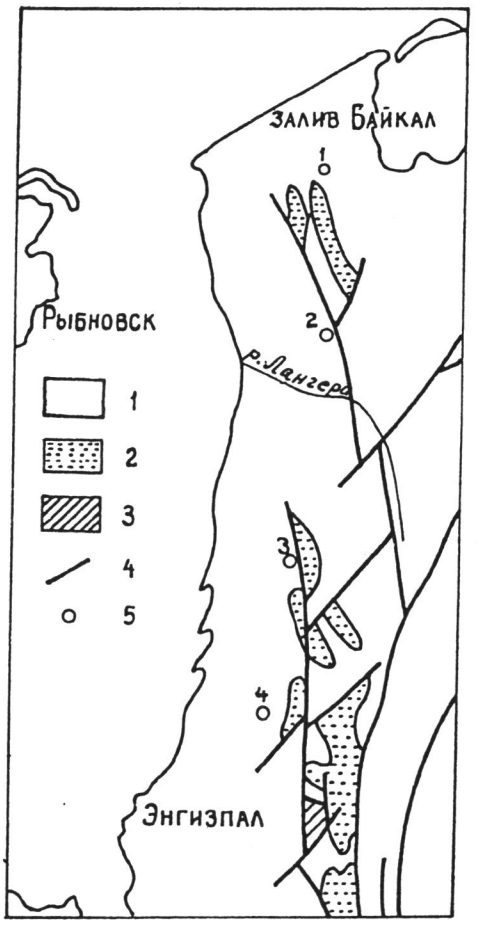



**Рис. 15.** Обзорная схема Лангрыйского и Энгизпальского районов

1 – верхний миоцен–плиоцен; 2 – нижний–средний миоцен; 3 – палеоген; 4 – разрывы; 5 – основные скважины (с кружком): 1 – месторождение Узловое, скв. 1,9; 2 – площадь Лангры, скв. 6; 3 – площади Пырки, скв. 1,2,3; 4 – площадь Ныйде, скв. 1

Взаимоотношения с вышележащей толщей не изучены.

**Сладкинская толща (эоцен)**

Мощность, м

**Толща 2.**

Чередование преобладающих лав андезито-дацитов и дацитовых порфиритов, псаммитовыз и псефитовых туфов и туффитов с туфогравелитами и разнозернистыми песчаниками. Абсолютный возраст 44 млн. лет . . . . . более 300

**Толща 3.**

Конгломераты мелко- и среднегалечные с прослоями разнозернистых песчаников. Галька представлена андезитоидными дацитами, полевошпатовыми фельзофирами, риолитами, кварцевыми диоритами, аргиллитами и алевролитами. . . . . более 200

Верхний контакт не изучен.

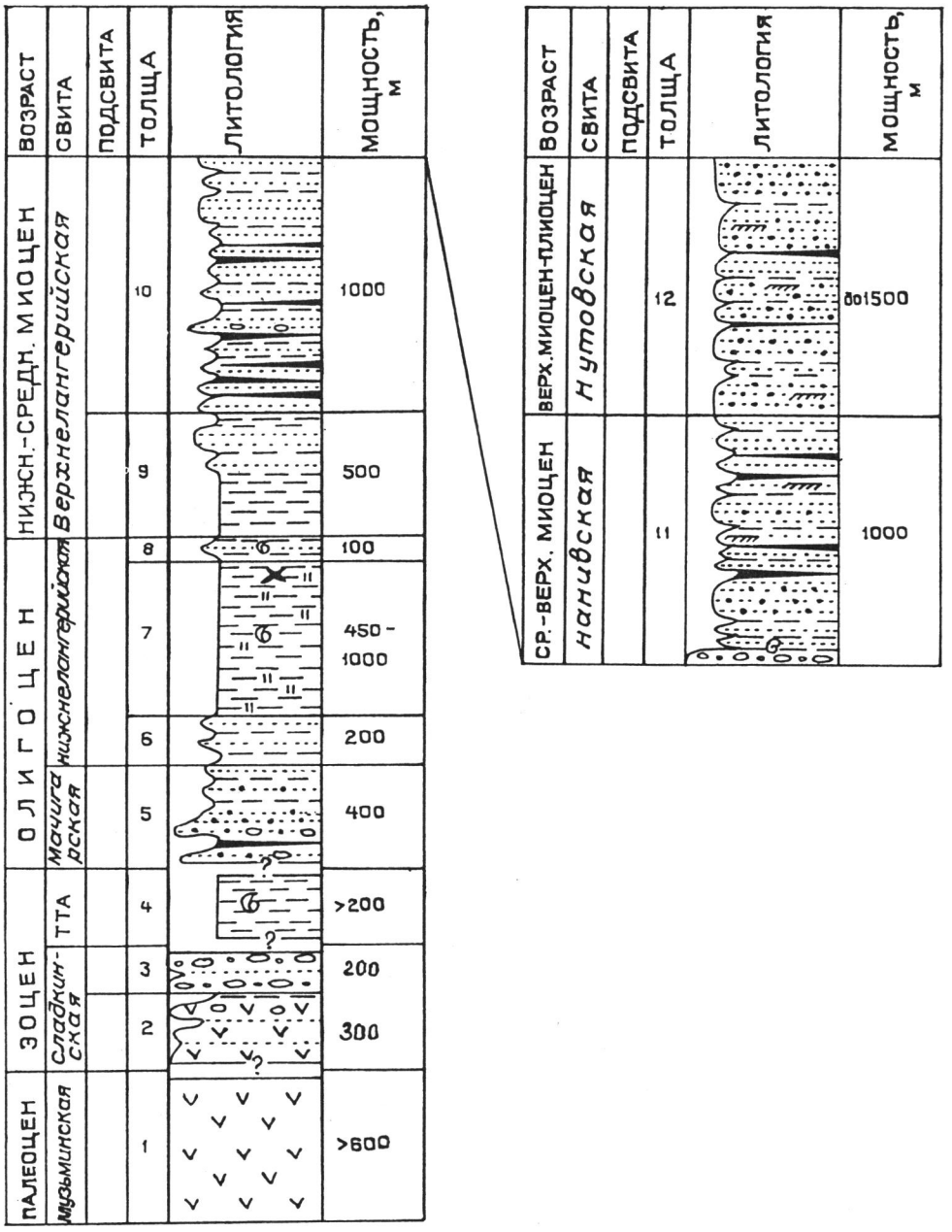



**Рис. 16.** Разрез палеогена и неогена Лангрыйского района
ТТА – толща темных аргиллитов

Мощность, м

### Толща темных аргиллитов (эоцен?)

**Толща 4**.

Аргиллиты темно-серые до черных, трещиноватые, с прослойками и гнездами известковистых алевролитов. Найдены *Guttulina pacifica, Cribroelphidium sumitomoi* и др. фораминиферы. . . . . более 200

Верхний контакт изучен недостаточно.

### Мачигарская свита (олигоцен)

**Толща 5**. Чередование разнозернистых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Встречаются маломощные прослои каменных углей. Встречены *Corbicula* sp. и морские фораминиферы *Haplophragmoides cf. laminatus* и др. Палинозона *Ligodium japoniciforme, Ulmoideipites* . . . . до 400

Остальные подразделения залегают согласно.

Мощность, м

### Нижнелангерийская свита (олигоцен)

**Толща 6**.

Аргиллиты частыми тонкими прослоями мелко- и разнозернистых, изредка туфогенных, песчаников. Содержат комплекс морских фораминифер. Палинозона *Podocarpus totara, Tsuga parva* . . . . . 200

**Толща 7**.

Неяснослоистые кремнистые аргиллиты со сростками глендонитов. *Delectopecten pedro-*

Мощность, м

*anus, Yoldia multidentata* и другие моллюски. *Reophax tappuensis* и другие фораминиферы. Та же палинозона . . . . . 450–1000

**Толща 8.**

Алевритовые аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников и рассеянными галька-ми. *Nuculana pennula* и другие моллюски. Фораминиферы те же, что и в толще 7. . . . . 100

Общая мощность свиты 750–1300 м.

### Верхнелангерийская свита (нижний–средний миоцен)

**Толща 9.**

Алевролиты и аргиллиты с прослоями и пластами песчаников мощностью до 30-40 м. Моллюски *Macoma calcarea, Yoldia* ex gr. *caudata* и др. В спорово-пыльцевом комплексе попеременное преобладание покрытосеменных и голосеменных растений. . . . . до 500

**Толща 10.**

Чередование разнозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. В основании отдельных песчаных пластов встречаются прослои конгломератов. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца широколиственных, теплолюбивых растений . . . . . 1000

Общая мощность свиты 1500 м.

### Нанивская свита (средний–верхний миоцен)

**Толща 11.**

Пески мелкозернистые, реже разнозернистые с примесью гравия, нередко косослоистые. Содержат прослои глин, алевролитов и бурых углей. В основании конгломерат. В нижней части морские моллюски и фораминиферы. Хвойно-мелколиственный спорово-пыльцевой комплекс . . . . . 1000

### Нутовская свита (верхний миоцен-плиоцен)

**Толща 12.**

Пески средне- и крупнозернистые с примесью гравия, косослоистые. Реже мелкозернистые. Отмечаются прослои галечников, глин, алевролитов, рыхлых бурых углей и лигнитов . . . . до 1500

## 1.1.6. ЭНГИЗПАЛЬСКИЙ РАЙОН

В стратиграфическом разрезе района выделяются таусменская и ныйденская толщи (эоцен?), мачигарская и даехуриинская свиты (олигоцен?), энгизпальская свита (нижний миоцен), вагисская свита (нижний–средний миоцен) и тенгинская свита (средний миоцен–плиоцен?). Они вмещают 12 толщ (рис. 17).

### Таусменская толща (эоцен?)

Нижний контакт не изучен.

Мощность, м

**Толща 1.**

Чередование песчаников мелко- и среднезернистых, в отдельных прослоях разнозернистых, алевролитов и аргиллитов. Встречаются прослои углистых аргиллитов. В спорово-пыльцевых спектрах отмечается пыльца древних хвойных и искусственных таксонов: *Sporopollis, Anacolosidites* и др. . . . . до 800

### Ныйденская толща (эоцен?)

Залегает согласно на таусменской свите.

**Толща 2.**

Однородные темно-серые и зеленовато-серые глины с маломощными прослоями мелкозернистых и разнозернистых песчаников, туффитов и туфов средне-основного состава. Встречаются отпечатки листьев . . . . . 600

### Мачигарская свита (олигоцен?)

Залегает согласно на ныйденской толще.

**Толща 3.**

Неравномерное чередование песчаников и алеврито-глинистых пород. Песчаники преимущественно разнозернистые, с прослоями грубозернистых, обогащенных гравием и гальками. В отдельных прослоях косослоистые. Глины отсортированные неслоистые и углистые, тонкослоистые, листоватые. Встречаются отпечатки хвои и листьев. В верхней части песчаники мелкозернистые с комплексом моллюсков с *Venericardia vagisana, Papyridea matschigarica, Nemocardium iwakiense.* Единичные фораминиферы: *Haplophragmoides carinatus, Circus, Cribroelphidium* . . . . . 500

### Даехуриинская свита (олигоцен?)

Контакт резкий, возможно с размывом.

**Толща 4.**

Темно-серые и коричневато-серые кремнистые аргиллиты и алевролиты с рассеянными гальками. В нижних слоях облик глауконита. Комплекс моллюсков с *Nuculana alferovi, Malletia inermis.* Среди фораминифер преобладают *Nonion* sp. Встречаются *Circus desertus, Reophax tappuensis, Elphidiella subcarinata* и др. В спорово-пыльцевом комплексе доминирует *Tsuga,* меньше *Pinus, Picea.* Состав пыльцы покрытосеменных беден . . . . . 200

**Толща 5.**

Неравномерное чередование пластов и прослоев песчаников, алевролитов, глин, туффитов и туфов. В верхней части неповсеместно развиты андезито-базальты, шаровые лавы и туфы. Встречены *Yoldia cf. laudabilis, Acmaea* sp. . . до 400

Общая мощность свиты 600 м.

### Энгизпальская свита (нижний миоцен)

По-видимому, залегает с размывом. В основании разнозернистый песчаник с прослоями конгломератов.

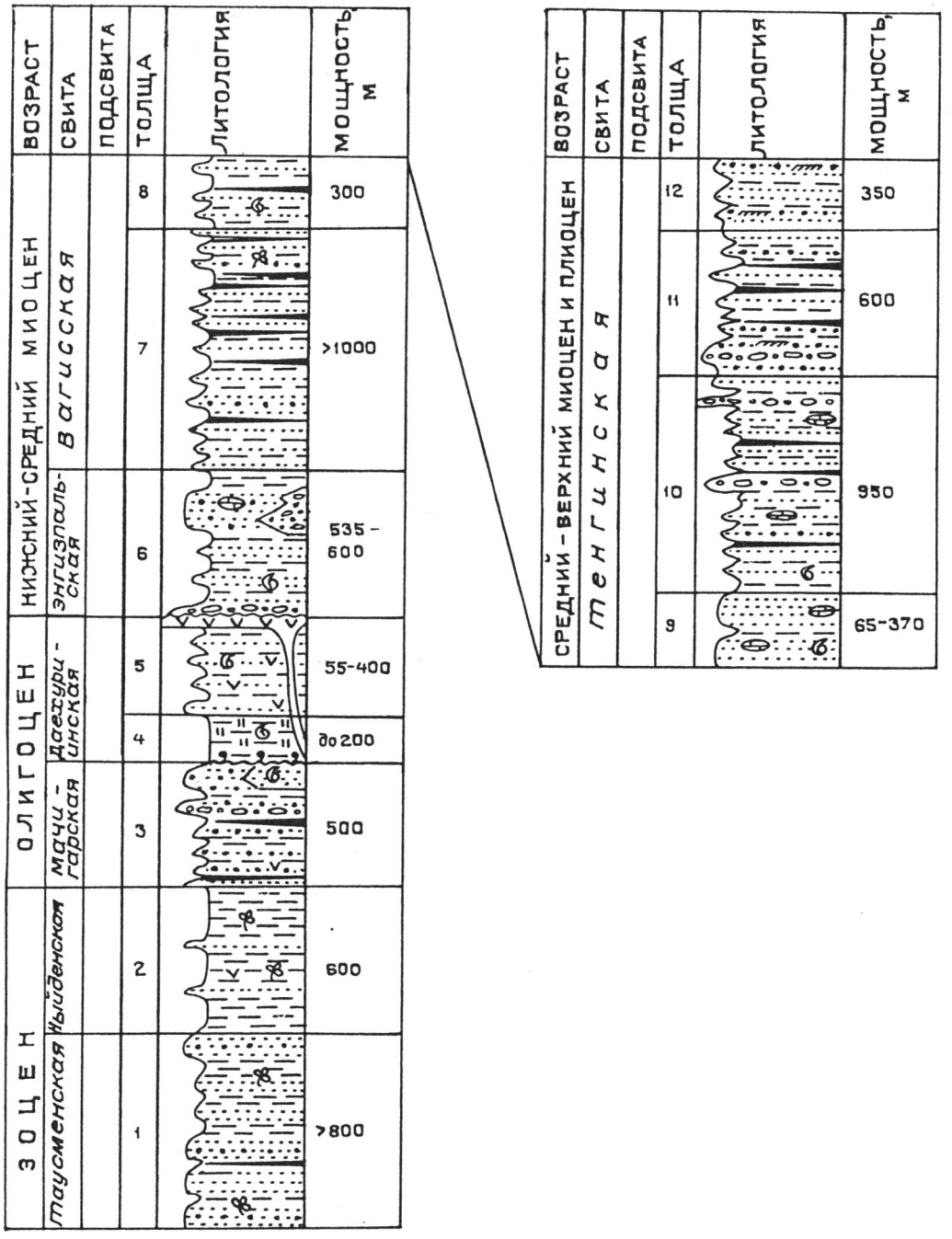



**Рис. 17.** Разрез палеогена и неогена Энгизпальского района

Мощность, м

**Толща 6**.

В нижней части глины алевритистые с прослоями и пластами песчаников. В верхней части песчаники алеврито-глинистые мелкозернистые, по простиранию (р. Ср. Вагис, горный массив Энгизпал) переходящие в грубозернистые, с гравийно-галечным материалом. Комплексы моллюсков, снизу вверх: (1) с *Yoldia* ex gr. *caudata, Clinocardium salvationemense; (2)* с *Nuculana* sp., *Liocyma furtiva;* (3) с *Mytilus ochotensis.* Комплексы фораминифер, снизу вверх: (1) с *Haplophragmoides subcompressus;* (2) с *Elphidiella subcarinata;* (3) с *Miliammina complanata* . . 500–600

**Вагисская свита (нижний–средний миоцен)**

Эта и следующая за ней тенгинская свита залегают согласно.

Мощность, м

**Толща 7**.

Неравномерное чередование песчаников, алевролитов, глин и углей. Песчаники глинистые, разнозернистые, с рассеянными гальками и гравием. Алевролиты глинистые, глины алевритистые. Угли зрелые, бурые . . . . . более 1000

**Толща 8**.

Алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников. Комплекс фораминифер с *Hippo-*

Мощность, м

*crepinella* sp., *Miliammina complanata, Trochammina* sp. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца широколиственных теплолюбивых растений (палинозона *Ceratopteris, Tsuga sauerae, Trapa comitantiborealis)* . . . . . 300

Общая мощность свиты 1300 м.

**Тенгинская свита (средний миоцен–плиоцен?)**

**Толща 9.**

Песчаники мелкозернистые глинистые массивные и тонкоплитчатые с прослоями алевролитов и обильными моллюсками (так называемые мактровые слои р. Иевлев): *Yoldia nabiliana, Y. cf. anastasia, Macoma cf. calcarea, Spisula voyi* . . . . . 370

**Толща 10.**

Чередование пластов и прослоев песков (песчаников) и алевролитов, реже гравелитов и глин. По всему разрезу развиты пласты рыхлых бурых углей и лигнитов. В нижней части встречаются остатки морской фауны . . . . . 950

**Толща 11.**

В нижней части пески от мелкозернистых до крупнозернистых, гравелистые, косослоистые. Выше по разрезу пески с прослоями алевролитов, глин, рыхлых бурых углей и лигнитов. . . . 600

**Толща 12.**

Пески мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, косослоистые, с прослоями алевролитов и глин . . . . . до 350

Общая мощность свиты 2270 м.

## ЮГО-ЗАПАДНЫЙ САХАЛИН

В данном регионе характер взаимоотношений кайнозойских и верхнемеловых толщ различен – от угловых несогласий и глубоких размывов на краю бассейна до практически согласного залегания отложений в его центральной части. В районах незначительных размывов и практически непрерывной позднемеловой-раннепалеогеновой седиментации подошва кайнозойского цикла седиментации (западно-камышевой серии) проводится по смене состава обломочного материала в конгломератах и песчаниках смежных толщ. Для мелового комплекса характерно присутствие темных основных эффузивов, для палеогенового – преобладание разноцветных кремнистых пород (кварцитов, яшм) и гранитоидов [Жидкова, Тодоровская, 1963; Маргулис, Савицкий, 1974].

Наиболее полные разрезы палеогеновых и неогеновых отложений развиты на западном побережье Южного Сахалина, где с востока на запад, от Западно-Сахалинских гор до побережья Татарского пролива, последовательно сменяются все подразделения кайнозоя – от палеоценовых слоев до верхнемиоценовых и плиоценовых образований. Последние, погружаясь на дно Татарского пролива, наращиваются самыми молодыми осадками, которые изучены сейсморазведкой и бурением.

В пределах западного побережья Южного Сахалина выделяются три типа разрезов: Александровский, Углегорско-Чеховский и Холмско-Невельский. В целом они отвечают Северной, Центральной и Южной структурно-фациальным зонам седиментационного бассейна [Маргулис, 1974, 1975] (рис. 18). Вдоль прогиба многие свиты, как литологические тела, в ряде случаев имеют диахронные границы, что создает определенные трудности в прослеживании свит в качестве стратиграфических единиц. Поэтому в разных районах прогиба объемы свит различными геологами понимаются порой неоднозначно. В частности, фациальные изменения в пределах отдельных свит, например, на флангах бассейна, иногда принимаются за появление подстилающих или перекрывающих свит разреза [Алексейчик и др., 1954; Маргулис и др., 1974; Серова, 1985].

### 1.1.7. АЛЕКСАНДРОВСКИЙ РАЙОН

В разрезе района выделяются следующие свиты (снизу вверх): бошняковская, каменская, нижнедуйская (палеоцен-эоцен), геннойшинская (олигоцен), хойнджинская (олигоцен–нижний миоцен), верхнедуйская (нижний миоцен–средний(?) миоцен), сертунайская (средний миоцен), александровская (верхний миоцен), маруямская (верхний миоцен–плиоцен). Мощность свит может достаточно заметно изменяться по площади района. Также по простиранию прогиба и вкрест его простирания меняется фациальный состав пород. Особенно резкие фациальные изменения одновозрастных толщ происходят южнее п. Бошняково, где отмечаются замещения многих названных выше свит другими, которые прослеживаются южнее данного района к центральной и южной частям (фациальным зонам) Западно-Сахалинского прогиба. Так, каменская и нижнедуйская свиты замещаются снежинкинской, краснопольевской и такарадайской свитами (палеоцен-эоцен), геннойшинская и хойнджинская свиты находят аналоги в одновозрастных аракайской, холмской и чеховской свитах (олигоцен–нижний миоцен), сертунайская и александровская свиты соответствуют в целом курасийской (с аусинской) свите. В общем рассматриваемая

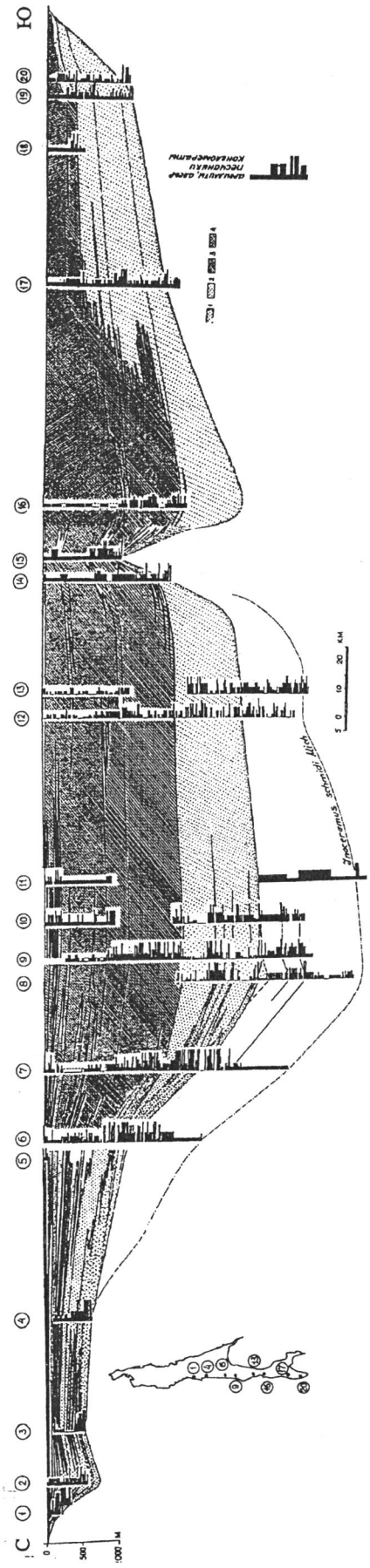



**Рис. 18.** Литолого-фациальный профиль кайнозойских толщ Юго-Западного Сахалина

1 – континентальные конгломераты и крупнозернистые песчаники, 2 – континентальные песчанико-алевролито-аргиллитовые угленосные отложения, 3 – прибрежно-морские песчаники, алевролиты, 4 – морские алевролиты. Цифры в кружках – изученные разрезы: 1–4 – Александровский район (1 – Дуэ, 2 – Бродяжка, 3 – Агнево, 4 – Широкая падь, 5–6 – рр. Никифоровка, Августовка, 7–16 – Углегорско–Чеховский район (7 – рр. Черноморско–Леногорка, 8 – р. Кама, 9 – р. Снежинка, 10. р. Аральская, 11 – рр. Стукалка–Дубовка, 12 – рр. Штернберновка–Парусная, 13 – р. Белинская, 14 – р. Мануй, 15 – р. Почка, 16 – р. Томаринка); 17–20 – Холмско–Невельский район (17 – скважины окрестности г. Холмска, р. Правда, 18 – р. Амурская, 19 – Шебунино, 20 – р. Чкалова)

северная структурно-фациальная зона прогиба характеризуется более грубообломочными породами, чем другие зоны. Среди них часто отмечаются угленосные толщи. Разрезы здесь отличаются (по сравнению с другими частями прогиба) несколько сокращенной мощностью. Все это объясняется их приуроченностью к северному борту прогиба, который характеризуется определенной спецификой седиментации в палеогене и неогене (рис. 19–20).

### Бошняковская свита (верхний мел–палеоцен)

По р. Августовка представлены две нижние пачки свиты: 1 – угленосная (350 м) и 2 – терригенно-вулканомиктовая (150 м). Южнее п. Бошняково по р. Каме выделяется пачка 3 «камские слои» [Савицкий и др., 1976], которые будут рассмотрены ниже, при описании разреза Углегорского района.

Выше кайнозойские образования разделены на 13 толщ.

### Каменская (конгломератовая) свита (палеоцен)

**Толща 1.**

Наилучший разрез свиты наблюдается у п. Бошняково по р. Августовке. Она залегает на подстилающих породах по слабоволнистой неровной поверхности. В ней намечаются три части. Нижняя часть (около 50–70 м) – это конгломераты серые, крепкие, массивные, средне- и крупногалечные, иногда валунные, с линзами зеленовато-серых разнозернистых песчаников. Размер гальки и валунов от 5 до 25 см, они удлиненной формы, хорошо окатаны. В обломках преобладают кислые и средние эффузивы, метаморфические и осадочные породы. В средней части (до 70 м) развиты слоистые (0,1–2 м) алевролиты и песчаники с галькой и тонкими прослоями углистых аргиллитов. Слоистость косая и волнистая. В верхней части (около 30–80 м) преобладают конгломераты средне- и мелкогалечные с прослоями песчаников, алевролитов и

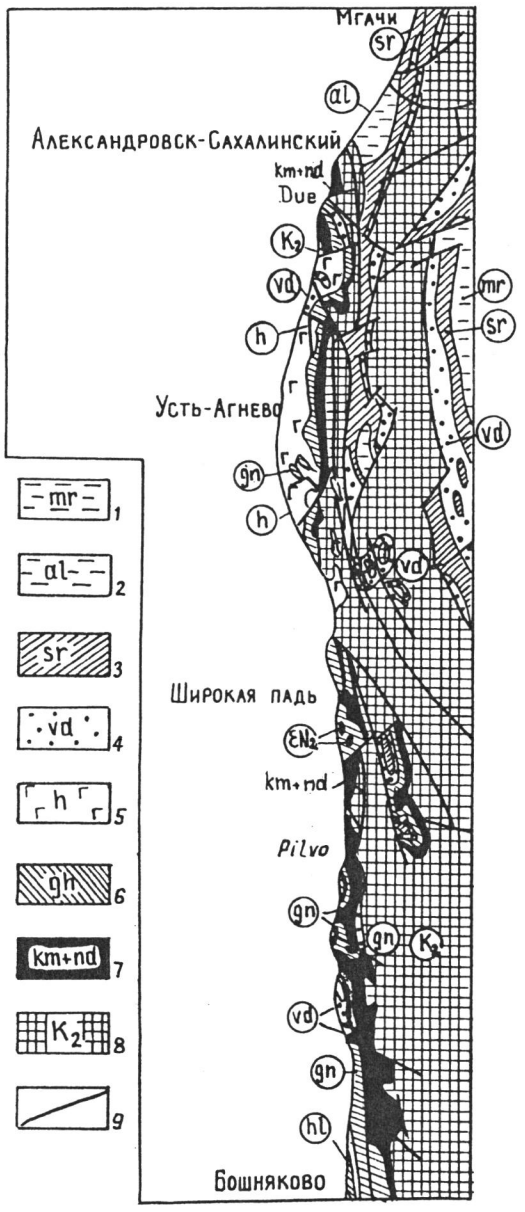



**Рис. 19.** Геологическая схема Александровского района

Свиты: 1 – маруямская, 2 – александровская, 3 – сертунайская, 4 – верхнедуйская, 5 – хойнджинская, 6 – генной-шинская, 7 – каменская и нижнедуйская, 8 – верхнемеловые образования, 9 – разломы

Мощность, м

углистых аргиллитов. Вверх уменьшается размерность гальки и увеличивается количество прослоев угля и алевролитов. Породы часто косослоистые. В гальке конгломератов, наряду с преобладающими осадочными и метаморфическими породами, присутствуют эффузивы (андезиты) и отмечаются граниты. В свите найдены флористические остатки *Sequoia brevifolia* Hur., *Castanca ungeri* Heer и др. [Геология СССР..., 1970] . . . . . до 200–250

## Нижнедуйская свита (эоцен)

### Толща 2.

Залегает на подстилающих отложениях согласно. Наиболее полный и мощный разрез ее описан в районе п. Бошняково по р. Августовке. Здесь она имеет трехчленное строение. Нижняя часть угленосна. Сложена переслаиванием зеленовато-серых и серых разнозернистых плохо сортированных песчаников, алевролитов, аргиллитов и углистых аргиллитов с гравелитами и конгломератами. Породы местами плотные, местами слабо сцементированные, массивные и слоистые: тонкая горизонтальная слоистость (преимущественно в алевро-пелитовых разностях), волнистая и косая (преимущественно в песчаниках) речного типа. Иногда наблюдаются знаки ряби течений. Обилен рассеянный обугленный ратительный детрит, прослои углистых аргиллитов, часты линзы и тонкие прослои углей.

В средней части свиты преобладают песчаники зеленовато-серые и серые, преимущественно мелко- и среднезернистые, массивные, неясно и горизонтально слоистые или с перекрестной косой слоистостью. Иногда отмечаются следы волноприбойной ряби. Содержат прослои конгломератов и аргиллитов, с которыми песчаники образуют частое переслаивание. В породах содержится рассеянная галька преимущественно осадочных и метаморфических пород, меньше эффузивов, обугленный детрит. Отмечены тонкие прослои углей. В самом низу прослои устречников.

В верхней части преобладают алевро-пелитовые породы (алевролиты, аргиллиты) в частом переслаивании с маломощными прослоями песчаников (в том числе глауконитовые). В породах содержится галька кварца и кремнистых пород, рассеянный растительный детрит, пиритовые стяжения, глендониты и многочисленные карбонатные конкреции. Вверху остатки Ostrea, Corbicula.

К югу от р. Августовки выделенному объему нижнедуйской свиты отвечают верхи снежинкинской, нижнедуйская, краснопольевская и такарадайская свиты. К северу мощность свиты сокращается, она вся становится угленосной, и в ней присутствуют многочисленные пласты углей, часто большой мощности.

Мощность свиты от 300 до 1000 м (возможно больше).

## Геннойшинская свита (олигоцен)

Залегает согласно. Разрезы свиты описаны в бассейнах рек Агнево, Пильво и Августовка, на побережье Татарского пролива и мыса Мосия. Свита обычно имеет трехчленное строение.

### Толща 3.

Аргиллиты и алевролиты темно-серые, черные, иногда зеленоватые и коричневатые, кремнистые, оскольчатые, неяснослоистые, с прослоями мелкозернистых песчаников, местами глауконитовых с рассеянной мелкой окатанной галькой кварца, кремнистых пород и эффу-

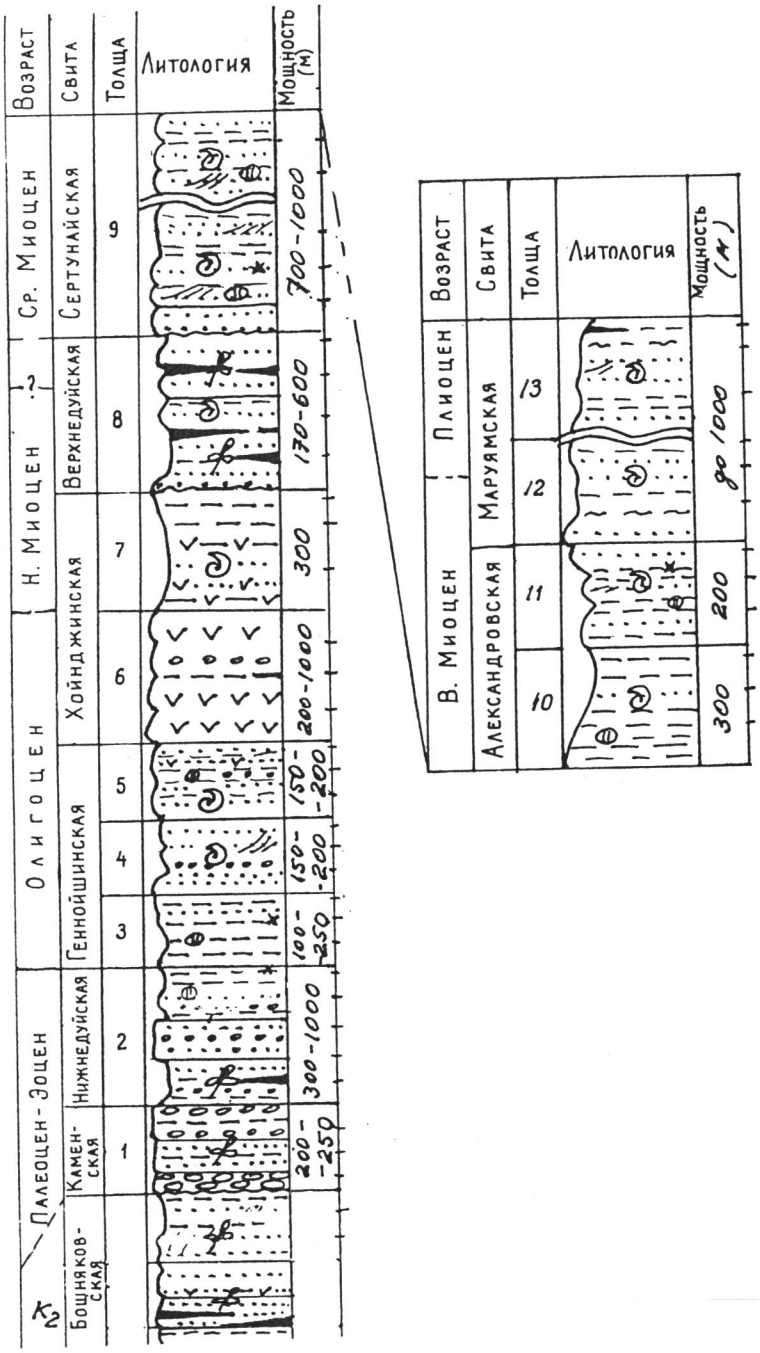



**Рис. 20.** Разрез палеогена и неогена Александровского района

Мощность, м

Мощность, м

зивов. Характерны небольшие пиритовые стяжения, шарообразные карбонатные конкреции и геннойши-глендониты. Для пород типично ожелезнение, присутствие гипса и ярозита. Иногда эта толща выделяется как «никифоровские слои». . . . . 100–250

**Толща 4.**

Алевролиты и аргиллиты серые, с маломощными прослоями (до 1–1,5 м) песчаников, обогащенных глауконитом. Песчаники массивные, горизонтально слоистые, туфогенные. Остатки моллюсков *Nemocardium ezoense*, *Yoldia caudata*, и др. . . . . до 150–200

**Толща 5.**

Песчанистые алевролиты темно-серые, с карбонатными конкрециями и прослоями карбонатизированных песчаников, в которых иногда присутствует туфогенный материал. Моллюски *Yoldia matschigarica*, *Paryridea matschigarica*, *Conchocele smekhovi*, и др. . . . . до 150–200

Общая мощность свиты около 400–500 м, местами достигает 700 м.

### Хойнджинская свита (олигоцен–нижний миоцен)

Разрезы свиты расположены южнее п. Дуэ, на морском побережье (мыс Хойнджо и др.). В них намечаются две части (толщи 6–7).

Мощность, м

**Толща 6.**

Чередование зеленовато-серых туфов (часто переотложенных, преимущественно андезитового и дацитового состава), туффитов, лаво- и туфобрекчий, туфоконгломератов. Отдельные лавовые потоки преимущественно андезитов. Прослои темно-серых аргиллитов, алевролитов, углей. . . . . 200–1000

**Толща 7.**

Аргиллиты серые и темно-серые, туфогенные с прослоями серых и зеленовато-серых, чаще всего переотложенных туфов (до 2–4 м) и туффитов, с линзами и прослоями вулканических или полимиктовых гравелитов и песчаников. Маломощные линзы углей. Встречаются тонкие прослои измененных стекловатых туфов. Местами отмечаются лаво- и туфобрекчии, а также потоки лав базальтов и андезитов-базальтов. В отдельных линзах песчаников отмечены моллюски *Conchocele bisecta*, *Mya praesertunayensis* и др. . . . . до 300

В свите отмечены остатки флоры: *Alnus, sachalinensis* Tanai, *Corylus kenaiana* Hollick, *Fagus antropofii* Heer, и др.

Общая мощность свиты достигает 1300 м.

### Верхнедуйская свита (нижний миоцен–средний(?) миоцен)

**Толща 8.**

Наилучшие разрезы свиты вскрыты на побережье Татарского пролива в районе пос. Дуэ. На подстилающих породах свита залегает с размывом, но согласно. В ее основании местами отмечаются гравелиты и конгломераты (до 0,3–0,4 м).

Чередование песчаников с алевро-пелитовыми породами (аргиллиты, алевролиты), содержащими многочисленные пласты и линзы угля. Песчаники зеленовато-серые, светло-желтые, бурые, тонко- и грубозернистые, тонкослоистые и массивные, образуют пласты от 1–2 до 10–15 м. В мощных пластах песчаников обычно наблюдаются тонкие прослои алевро-пелитовых пород, иногда линзы конгломератов (до 2,5 м), углей (до 2–4 м), присутствуют карбонатные конкреции. Аргиллиты и алевролиты темно-серые тонкослоистые и неясно-слоистые, с пластами каменного и бурого угля и углистых глин (15–17 пластов угля рабочей мощности). Алевро-пелитовые породы преобладают в верхней части свиты, где образуют пачки (до 20 м) с разными прослоями песчаников. Внизу иногда встречаются прослои туфов. В целом намечаются три части свиты – нижняя и верхняя угленосные, средняя – безугольная (в ней иногда встречаются глауконитсодержащие песчаники).

В свите найдены многочисленные остатки растений *Populus balsamoides* Goepp., *Quercus duensis* Baik., *Magnolia ovalis* Lesq., *Fagus antipogii* Heer. и др. В средней части свиты местами отмечаются остатки морских моллюсков *Nuculana tatarica*, *Yoldia thraciaeformis*, *Clinocardium schinjiense*, и др. Встречены также солоноватоводные *Corbicula* и остатки рыб.

Мощность свиты оценивается от 170 до 400–600 м.

### Сертунайская свита (средний миоцен)

Наиболее полно свита представлена в береговом разрезе севернее г. Александровска. Она залегает с небольшим размывом, согласно.

Мощность, м

**Толща 9.**

Переслаивание песчаников с аргиллитами (иногда слабо сцементированными) и алевролитами. Чередование неравномерное, местами близкое к ритмичному. В разрезе чередуются пачки (до 50 м и более) с преобладанием песчаников и пачки (15–45 м) с преобладанием алевро-пелитовых пород. Отмечаются линзы конгломератов. Песчаники светло-серые, мелко-среднезернистые, полимиктовые, горизонтально и косослоистые, отдельные пласты (до 3 м) обогащены глауконитом. Алевро-пелитовые породы обычно темно-серые неслоистые и тонкослоистые с обильным обугленным растительным детритом. Отмечаются тонкие линзы бурого угля. В песчаниках встречаются крупные пластовые уплощенной формы карбонатные конкреции, а в алевро-пелитовых породах рассеянные шаровидные карбонатные конкреции и редкие глендониты. В свите найдены остатки моллюсков *Nuculana psjakauphensis*, *Nuculana tatarica*, *Yoldia chojensis*, *Anadara devincta*, *Glycymeris chitanii*, *Mizuhopecten subyessoensis*, *Serripes groenlandicus*, *Clinocardium californiense*, *Macoma middendorffii*, *M. optiva*, *Panope simotonensis*, *Thyasira disjuncta*, *Spisula voyi*, *Mya arenaria*, и др. В этой же свите найдены кости позвоночных. . . . . до 700–100

### Александровская свита (верхний миоцен)

Свита развита в районе п. Мгачи на побережье Татарского пролива. В ней выделяются две части (подсвиты – толщи 10 и 11).

**Толща 10.**

Преимущественно аргиллиты и алевролиты, иногда слабо сцементированные, темно-серые, при выветривании светло-серые, обычно неясно-слоистые или линзовидные с редкими про-

Мощность, м

слоями (0,5 м) песчанистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В породах присутствует рассеянная мелкая галька кварца и кремнистых пород, углефицированные остатки растений, пиритовые стяжения, карбонатные конкреции, единичные мелкие глендониты . . . . . до 300

**Толща 11.**

Преимущественно песчаники серые, мелко- и среднезернистые, твердые, слоистые и неясно-слоистые, с прослоями и пачками (до 25–40 м) аргиллитов и алевролитов. Встречаются пачки частого чередования, иногда слабо сцементированных аргиллитов и алевролитов с рыхлыми песчаниками. Изредка прослои туфогенных пород. Отдельные карбонатные конкреции, редкие глендониты . . . . . до 200

В свите отмечены моллюски *Nuculana tatarica*, *Acila marujamensis*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Venericardia ferruginea*, *Conchocele disjuncta*, *Liocyma fluctuosa*, *Macoma optiva* и др.

Общая мощность свиты свыше 500 м.

### Маруямская свита (верхний миоцен–плиоцен)

Залегает на подстилающих свитах, видимо, согласно. Включает толщи 12 и 13.

**Толща 12.**

Песчаники, алевролиты и диатомовые аргиллиты серые, светло-серые, желтоватые, обычно твердые. Местами они образуют цикличное чередование. Иногда отмечаются линзы угля и глин. Среди моллюсков *Liocyma fluctuosa*, *Spisula voyi* и др. . . . . до 300

Мощность, м

**Толща 13.**

Породы, сходные с толщей 13, но с преобладанием песчаников, иногда содержащих углистые включения. В верхней части много рыхлых песков с примесью гальки и гравия. Моллюски *Mactra densata*, *Spisula polynyma*, *Corbicula gabbiana* и др. . . . . до 300–500

Общая мощность свиты от нескольких сотен до 1000 и более метров.

В данном разрезе выделено десять комплексов моллюсков (табл. 2) и ряд ассоциаций фораминифер (кроме нижнемиоценовой части).

## 1.1.8. УГЛЕГОРСКО-ЧЕХОВСКИЙ РАЙОН

Полные разрезы палеогеновых и неогеновых отложений развиты в окрестностях г.г. Углегорска, Красногорска, Томари и Чехова. Выделяются следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): маастрихт-палеоценовая бошняковская свита, палеоцен-эоценовая западнокамышовая серия (снежинкинская, краснопольевская, такарадайская свиты), олигоцен-нижнемиоценовая сергеевская серия (аракайская, холмская, чеховская свиты), нижнемиоцен-плиоценовая макаровская серия (верхнедуйская, аусинская, курасийская, маруямская свиты) и плиоценовая помырская серия (рис. 21-23).

### Бошняковская свита (маастрихт-палеоцен)

По р. Каме (верхний приток р. Лесогорки) разделяется снизу вверх на три пачки [Савицкий

**Таблица 2.** Слои с моллюсками палеогена и неогена Александровского района

| Возраст | Толща | Свита | Слои с моллюсками |
|---|---|---|---|
| Плиоцен | 13 | Маруямская | Nuculana tatarica – Liocyma fluctuosa |
| В. миоцен | 12 | Александровская | Mya karaginskinensis – Conchocele disjincta |
| | 11 | | |
| Ср. миоцен | 10 | | Mizuhopecten subyessoensis – Anadara devincta |
| | 9 | | |
| Н. миоцен | 8 | Сертунайская<br>Верхнедуйская | Yoldia anastasia – Nucula psjakauphensis |
| | 7 | Хойнджинская | Crepidula markevitschi – Mytilus ochotensis |
| | 6 | | Mya praesertunaensis – Conchocele bisecta |
| Олигоцен | 5 | Геннойшинская | Corbicula tatarica – Yoldia longissima |
| | 4 | | Conchocele smekhovi – Ostrea agnevoensis |
| | 3 | | Ostrea agnevoensis – O. kryshtofovitchi |
| Эоцен | 2 | Нижнедуйская | Ostrea kryshtofovitchi – O. agnevoensis |
| Палеоцен | 1 | Каменская<br>Бошняковская | |

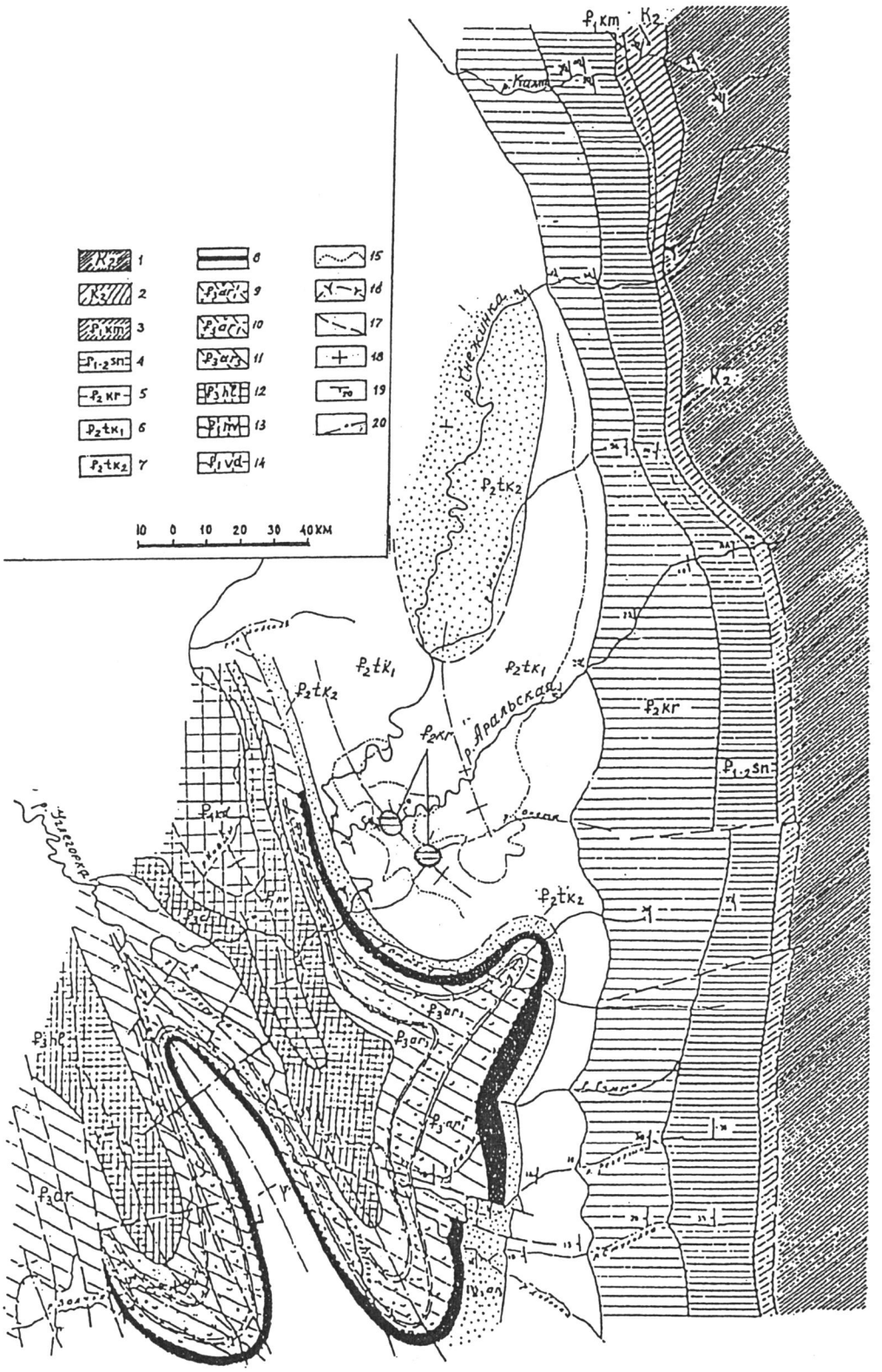



**Рис. 21.** Геологическая карта верхнего течения бассейна р. Углегорки

1 – нерасчлененные верхнемеловые отложения; 2 – нижняя часть бошняковской свиты; 3 – верхняя часть бошняковской свиты (камские слои); 4 – снежинкинская свита; 5 – краснопольевская свита; 6–7 – такарадайсакя свита (6 – нижняя, 7 – верхняя подсвиты); 8–11 – аракайская свита (8 – никифоровские слои, 9 – нижняя, 10 – средняя, 11 – верхняя подсвиты); 12 – холмская свита; 13 – невельская свита; 14 – верхнедуйская свита; 15 – маркирующие горизонты песчаников в такарадайской свите; 16 – маркирующие горизонты туфов; 17 – разломы: 18 – горизонтальное залегание пород; 19 – наклонное залегание пород; 20 – оси антиклинальных и синклинальных складок

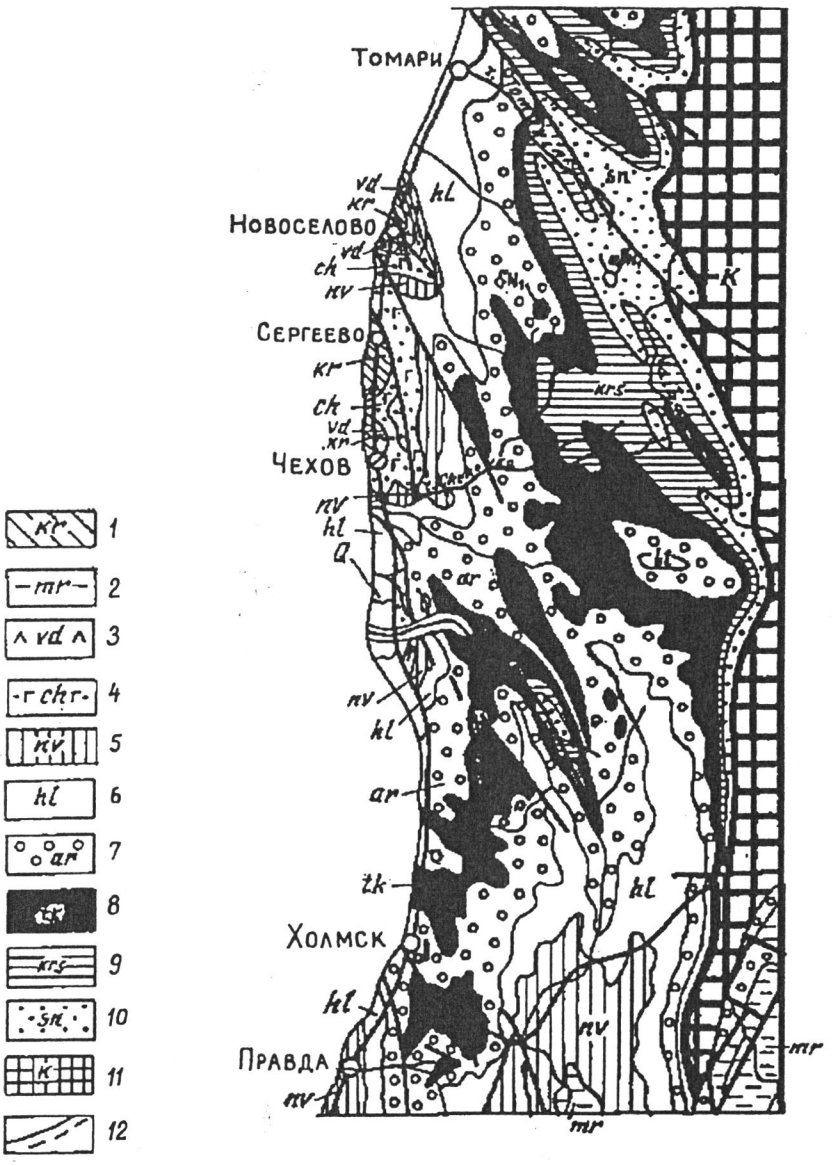



**Рис. 22.** Геологическая схема Томари-Холмского района

Свиты: 1 – курасийская, 2 – маруямская, 3 – верхнедуйская, 4 – чеховская, 5 – невельская, 6 – холмская, 7 – аракайская, 8 – такарадайская, 9 – краснопольевская, 10 – снежинкинская, 11 – мезозой, 12 – разломы установленные и предполагаемые

и др., 1976]. Нижнюю (350 м), представленную неравномерным переслаиванием туфогенных песчаников, туффитов с прослоями туфов, алевролитов, углистых аргиллитов и углей с *Cladophlebis arctica* (Heer) Krysht., *C. frigita* (Heer) Sew., *Gleichenia*. Среднюю (150 м), сложенную песчаниками сравнительно однородными туфогенными и вулканомиктовыми с редкими морскими пелециподами и норами ракообразных. Верхнюю (150 м) – камские слои – неравномерное переслаивание алевролитов и песчаников разнозернистых, туфогенных с прослоями гравелитов, углистых аргиллитов и углей. В верхних 20 м разреза собраны спора и пыльца: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Ulmus furcinervis* (Bors.) *Ablajev, Zelkova planeroides* (Ward.) Brown, *Populus celastrophylla* (Baik.) Sych., а также палинокомплекс датского возраста (*Sphagnum, Lycopodium, Selaginella, Lygodium japoniciforme* (Sv.), *Mohria striata* Bolch., *Osmunda*, *Cedrus*, *Ephedripites dorogensis* (Pot.) Chlon., *Juglans, Fagus*, and *Palmae*. В камских слоях найдена флора *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Platanus acutiloba* Borsuk, *Metasequoia occidentalis* (Newb.) и др. [Кодрул, 1994].

Камские слои развиты лишь в центральной части Углегорского района, в других местах отложения размыты. Состав растительных остатков из отложений бошняковской свиты указывает на маастрихтский возраст ее нижних частей и палеоценовый возраст камских слоев. Однако вопрос о возрасте нижних частей свиты остается

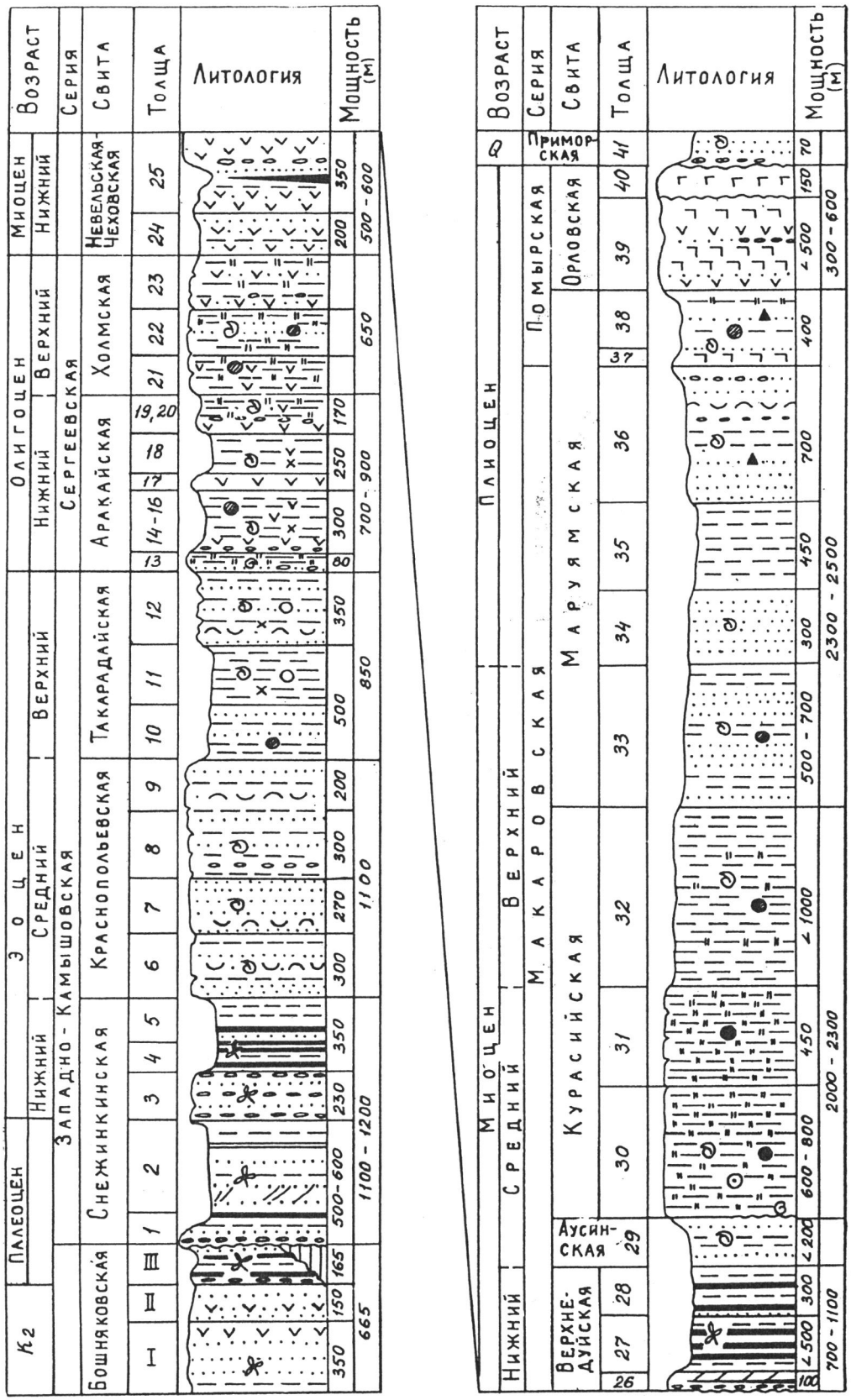



**Рис. 23.** Разрез палеогена и неогена окрестностей гг. Углегорска и Красногорска

дискуссионным. Поэтому граница мела и палеогена достаточно условна. Мы начинаем кайнозойский разрез с верхней пачки свиты – камских слоев.

Западно-камышовая серия с размывом, без видимого несогласия, перекрывает бошняковскую свиту. Серия, как говорилось выше, разделяется снизу вверх на согласно сменяющие друг друга снежинкинскую, краснопольевскую и такарадайскую свиты [Маргулис, 1972, Савицкий, 1973; Савицкий и др., 1974; Решения..., 1998].

### Снежинкинская свита
### (палеоцен – нижний–средний(?) эоцен)

В стратотипе по р. Снежинке расчленяется на три подсвиты.

*Нижняя подсвита*

Мощность, м

**Толща 1.**

В основании (3,5 м) конгломерат мелко-среднегалечный. Чередование алевролитов (до 30 м), песчаников и конгломератов. Алевролиты тонкослоистые, зеленовато-серые с обугленным растительным детритом и остатками растений, прослоями (до 0,8 м) углистых аргиллитов и углей. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и крупнозернистые, конгломераты с галькой кремнистых, эффузивных пород и гранитоидов. . . . . 75

**Толща 2.**

Ритмичное чередование песчаников (10–30 м), алевролитов, аргиллитов (10–20 м), углистых аргиллитов и углей. Мощность ритмов колеблется от 10 до 30–40 м. Алевролиты и аргиллиты темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью, обогащенные остатками растений [Савицкий и др., 1974]: *Equisetum arcticum* Heer, *Onoclea hebridica* (Forb.) Bell., *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry), *Platanus* ex gr. *sceroides* Goepp., *Pseudoaspidophyllum latifolium* Hol., *Zelkova* cf. ungeri (Ett.) Kov., *Quercus groenlandica* Heer, *Populus celastrophylla* (Baik. And Bors.), Pterospermites amurensis Krysht. . . . . 475

Мощность нижней подсвиты – 550 м. Она примерно сохраняется (550–600 м) во всем бассейне р. Углегорки.

*Средняя подсвита*

**Толща 3.**

Песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов (до 20 м) и углистых пород (20 м). Песчаники серые, голубовато-серые, от мелко- до крупнозернистых с гравием и галькой кремнистых пород и эффузивов, однонаправленной косой, реже горизонтальной слоистостью, обилием растительного детрита. Алевролиты, залегающие в виде четких прослоев, серые, темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью, с обильным обугленным растительным детритом и флорой по наслоению и остатками пресноводных двустворок. Аргиллиты темно-коричневые, тонкослоистые с прослоями углистых аргиллитов и угля (до 0,01 м). В алевролитах и аргиллитах собран богатый комплекс флоры.

Остатки растений и споро-пыльцевой комплекс из отложений средней подсвиты по составу не отличаются от таковых из нижней подсвиты и имеют скорее всего палеоцен-эоценовый возраст.

Мощность средней подсвиты меняется от 215 м (на р. Снежинке) до 240 м (р. Кама).

*Верхняя подсвита*

**Толща 4.**

Ритмичное переслаивание (через 3–10 м) алевролитов и аргиллитов; насчитывается не менее 25 пластов углистых аргиллитов и углей. В основании – пласт (20 м) крупнозернистых песчаников с сидеритовыми конкрециями и пресноводными моллюсками . . . . . 150

**Толща 5.**

Алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников и аргиллитов, встречен один пласт угля (0,6 м). Алевролиты темно-серые с неясно выраженной горизонтальной и, реже, косоволнистой слоистостью. В верхних 50 метрах разреза – массивные светло-серые песчаники с галькой, напоминающие породы вышележащей краснопольевской свиты . . . . . 210

В верхней подсвите определена флора [Савицкий и др., 1974]: *Equisetum arcticum* Heer, *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Metasequoia occidentalis*, *Rochodendroides arctica*, *Zelkova ungeri* (Ett.), *Castanea ungeri* Heer, *Alnus onorica* Bors., *Sorbaria ulmifolia* Bors. Этот комплекс отличается от комплексов нижней и верхней снежинкинской подсвит отсутствием позднемеловых реликтов, меньшим разнообразием Trochodendroides и появление новых видов, типичных для эоценовых флор.

Мощность верхней подсвиты на р. Снежинке составляет 360 м, изменяясь в бассейне р. Углегорки в пределах 300–400 м.

Общая мощность снежинкинской свиты на р. Снежинке – 1153 м, в бассейне р. Углегорки – 1100–1200 м.

### Краснопольевская свита (средний эоцен)

Стратотипическим принят разрез в среднем течении р. Снежинки. Нижняя граница свиты согласная.

Мощность, м

**Толща 6.**

Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов с редкими прослоями (0,05–0,5 м) конгломератов мелкогалечных. Мощность ритмов 5–20 м. В подошве ритма песчаник среднекрупнозернистый или устричник (до 4 м), выше с волнистым контактом – песчаники массивные (5–20 м) с сокращением размеров обломочного материала вверх по разрезу. Верхняя часть ритма – алевролиты (0,2–1,5 м) . . . . . 280

**Толща 7.**

Песчаники в средней части с горизонтом (50 м) ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов . . . . . 270

**Толща 8.**

Ритмичное (1–7 м) переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами (15–20 м) песчаников. Ритмы трехкомпонентные; в подошве – гравелит, мелкогалечный конгломерат или устричник (0,2–1,0 м), затем – песчаник (2,4 м), выше с постепенным переходом, но с четкой границей – алевролиты и аргиллиты тонкослоистые (4–6 м) . . . . . 300

**Толща 9.**

Ритмичное переслаивание пород. В отличие от нижних частей свиты, здесь, на ряду с мощными (20 м), присутствуют тонкие (0,15–0,5 м) ритмы. Верхние их части сложены тонким (1–4 мм) линзовидным переслаиванием алевролитов и аргиллитов . . . . . 200

Песчаники краснопольевской свиты серые, голубовато-серые, преимущественно среднезернистые толсто- и грубослоистые, содержат ,помимо гальки кремнистых пород, окатыши и линзочки черных аргиллитов и алевролитов, а также карбонатные и железисто- карбонатные конкреции. Обычно пласты имеют волнистые ограничения со скульптурно четкими асимметричными знаками ряби (ширина 15–20 см, высота – 2 см). На нижней поверхности песчаников широко развиты механические и биологические гиероглифы. В песчаниках и алевролитах встречаются норы десятиногих раков и других ракообразных и ходы илоедов, широко распространены остатки толстостенных моллюсков (Mytilus, Pitaria, Mya, Solen, Genota и др.). Очень характерны устричные банки, колонии которых приурочены к наиболее грубообломочным разностям пород. Песчаники содержат обугленный растительный детрит, нередко встречаются обломки стеблей растений.

Алевролиты и аргиллиты в нижней части свиты залегают в виде пачек мощностью не более 4 м, в верхней – нередко до 10 м. Они большей частью представлены тонким (1–2 мм) линзовидным, линзовидно-волнистым, реже – горизонтально-волнистым четким переслаиванием (полосчатостью) черных аргиллитов и серых алевролитов. В самых верхах свиты залегает пачка алевролитов (до 50 м) однородных, неслоистых, аналогичных алевролитам вышележащей такарадайской свиты.

В разрезе краснопольевской свиты выделяются два фаунистических горизонта [Савицкий и др., 1974]. Первый горизонт, составляющий две трети свиты, характеризуется *Nuculana gabbi, M. littoralis, Ostrea agnevoensis, Crassostrea* cf. *sakitoensis, Chlamys* cf. *ashyaensis, Thracia kovatschensis, Sanguinolaria* cf. *townsendensis, Ampullina andersoni* Dick. Второй горизонт (верхняя треть свиты) характеризуется *Acila decisa, Glycymeris* cf. *eocenica, Clinocardium* cf. *salvationemense, Mya ezoense, Macrocallista conradiana, Linthia praenipponica.*

Комплекс краснопольевских ископаемых моллюсков имеет общие черты в основном со среднеэоценовыми комплексами Северной Америки и Японии.

В Углегорском районе краснопольевская свита содержит многочисленные *Mya ezoense, Nuculana gabbi* найдена только в нижней половине свиты, *Linthia praenipponica* встречается в самых верхних слоях. В свите отмечены остатки наннопланктона.

Общая мощность краснопольевской свиты на р. Снежинке – 1120 м.

### Такарадайская (аральская) свита (верхний эоцен)

Нижняя граница согласная.

Мощность, м

**Толща 10.**

Алевролиты с тремя пластами (1–3 м) песчаников. Алевролиты темно-серые с голубоватым оттенком от глинистых до песчанистых с множеством глинисто-карбонатных (0,1–0,2 м), реже – сульфидных конкреций и геннойш. Песчаники преимущественно мелкозернистые, глинистые, серые с зеленоватым оттенком . . . . 400

**Толща 11.**

Алевролиты, аналогичные пачке 10, в средней части с пластом (20 м) песчаника мелкозернистого, карбонатные конкреции (от 5 см до 0,5х1 м) . . . . . 200

В 10 и 11 пачках встречены моллюски: Acila desica, Yoldia takaradaiensis, Portlandella watasei ogasawarai, Ostrea agnevoensis, Mytilus pilvoensis, Venericardia tokunagai, Nemocardium ezoense, N. iwakiense, Mya sachalinensis, Laternula korniana, Periploma kariboensis.

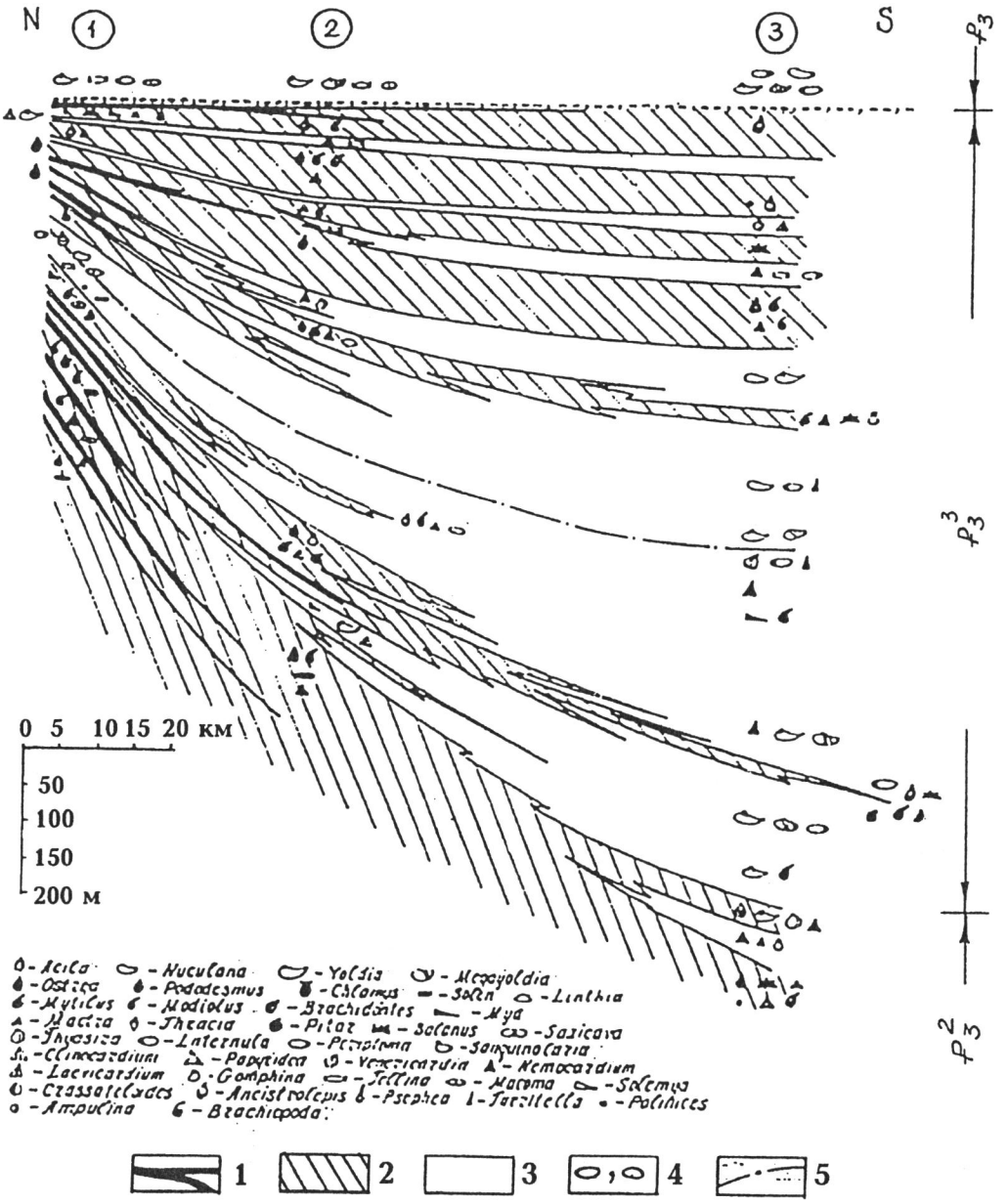



**Рис. 24.** Биофациальный профиль эоценовых отложений Углегорского района

1 – континентальные угленосные отложения, 2 – прибрежно-морские отложения (песчаники, чередование песчаников, алевролитов, реже гравелитов), 3 – морские отложения (однородные алевролиты). 4 – глауконитовые песчаники и конгломераты (основание никифоровских слоев), 5 – уровень наибольшей мористости. Цифры в кружках – изученные разрезы: 1 – р. Августовка, 2 – рр. Черноморка–Лесогорка, 3 – р. Аральская

Мощность, м

**Толща 12.**

Чередование алевролитов и песчаников. Последние залегают в виде обособленных пачек мощностью до 40 м и по облику аналогичны породам краснопольевской свиты. Они обычно мелко-среднезернистые с галькой и линзами гравелитов, содержат остатки морских ежей, встречаются устричники. Слоистость пород волнистая, линзовидно-волнистая, хорошо выражены знаки симметричной ряби. Отмечены моллюски: *Nuculana krilyonensis*, *Yoldia akanensis*, *Ostrea agnevoensis*, *Mytilus littolaris*, *Thysaira snatolensis oligocenica*, *Clinocardium salvationemensis*, *Nemocardium iwakiense*, *Tellina kamekawaensis*, *Mactra kavakamiensis*, *Periploma* cf. *korniana*, *Ancistrolepis* cf. *modestoides*, *Linthia praenipponica* . . . . . 350 м

Общая мощность такарадайской свиты – 850 м. Суммарная мощность западно-камышовой серии в бассейне р. Углегорки составляет 3000 м.

На север и юг западно-камышовая серия претерпевает изменения. К краевым частям бассейна параллельно с последовательным уменьшением ее общей мощности с 3000 до 2000 м, увеличиваются масштабы размыва в ее основании (рис. 18). Фациальные изменения толщ наиболее существенны и очевидны в северном направлении, в котором прибрежно-морские краснопольевская и верхи такарадайской свит насыщаются клиньями континентальных угленосных горизонтов, предваряя переход этих отложений в единую угленосную (нижнедуйскую) свиту, занимающую весь объем западно-камышовой серии в Александровском районе (рис. 24).

К югу от бассейна р. Углегорки наоборот в составе западно-камышовой серии возрастает роль морских образований. Верхняя часть краснопольевской свиты частично замещается породами, сходными с такарадайской свитой; из такарадайской свиты полностью исчезают прибрежно-морские песчаники. На юге рассматриваемого района, на р. Томаринке, мощность прибрежно-морской краснопольевской свиты составляет всего 800 м, а такарадайская свита достигает наибольшей для региона мощности (1100 м). Свита представлена здесь однородной наиболее глубоководной темноцветной аргиллито-алевролитовой толщей с множеством сферических и пластовых глинисто-карбонатных и реже сульфидных конкреций. В конкрециях и алевролитах найдены Yoldia takaradaensis, Malletia poronaica, Nemocardium ezoensis и др. [Жидкова, 1969; Савицкий и др., 1974]. В такарадайской свите на р. Томаринке обнаружен эоценовый наннопланктон: *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre) Stradner и *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler and Wide) Bukry and Percival [Гладенков, Щербинина, 2001].

Сергеевская серия согласно сменяет Западно-камышовую серию. Сложена вулканогенно-осадочными образованиями аракайской, холмской и чеховской (невельской) свит.

### Аракайская свита (олигоцен)

Наиболее характерный облик имеет в окрестностях г. Холмска, но прослежена по всему Западному Сахалину [Маргулис, Савицкий, 1969; 1974]. Аракайская свита разделяется на 3 подсвиты. Нижняя граница согласная, трансгрессивная.

Нижняя подсвита (рр. Волчья, Дубовка, Аральская) выглядит следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

**Толща 13.**

Никифоровские слои. В основании – конгломераты мелко- крупногалечные, глауконитовые песчаники (0,7–4 м) средне- крупнозернистые и линзы туфов основного состава (до 1–2 м). Алевролиты и аргиллиты серые, голубовато-серые, с поверхности ожелезненные, кремнистые, оскольчатые с *Yoldia ovata*, *Y. caudata*, *Malletia* cf. *poronaica*, *Chlamys* cf. *matschgarense*, *Clinocardium asagaiense* . . . . . 60–80

Никифоровские слои являются надежным маркирующим горизонтом в пределах всего Западного Сахалина. Их прослеживание позволяет сопоставить аракайскую свиту Южного Сахалина с геннойшинской свитой центральной части острова; ранее они считались разновозрастными.

**Толща 14.**

В основании – конгломераты туфогенные, крупно-мелкогалечные, туфы псаммитовые, пелитовые витрокластические (1,5–5 м). Алевролиты серые, туфогенные, с хорошо окатанной галькой, пластовыми глинисто-карбонатными конкрециями и геннойшами, содержат редкие прослои ракушника (0,2 м) с частыми *Yoldia caudata*, *Y. gretscheschkini*, *Portlandella* cf. *watasei*, *P.* cf *ovata*, *Clinocardium asagaiense*, *Nemocardium iwakiense*, *Papyridea* cf. *matschigarica* . . . 230

**Толща 15.**

Переслаивание алевролитов и туффитов с *Yoldia caudata*, *Y. gretschischkini*, *Portlandella watasei*. . . . . 50

**Толща 16.**

Алевролиты, аналогичные пачке 14 . . . . . 120

Мощность нижней подсвиты в бассейне р. Углегорки изменяется в пределах 300–400 м.

*Средняя подсвита*

**Толща 17.**

Туфы андезито-базальта от псаммитовых до агломератовых, туффиты, прослои кремнистых алевролитов и туфогенных песчаников. Мощность от 10–20 м на востоке до 80 м на западе района.

**Толща 18.**

Алевролиты серые, туфогенные, кремнистые, с фауной моллюсков, аналогичной нижней подсвите . . . . . 100–200

Мощность средней подсвиты 120–250 м

*Верхняя подсвита*

**Толща 19.**

Туфы и туффиты андезитов, псаммитовые и псефитовые (2–5 м), выше – переслаивание туфов, туффитов, алевролитов с *Gomphina furtive*, *Papyridea* cf. *matschigarica*, *Laevicardium* cf. *esutoruense* . . . . . до 25

**Толща 20.**

Алевролиты туфогенные, кремнистые, с прослоями туфогенных песчаников, гравелитов (до 1 м) с *Venericardia* cf. *tokunagai*, *Laevicardi-*

*um* cf. *esutoruense*, *Papyridea* cf. *matschigarica*, *Macoma* cf. *oakaense*, *Hiatella sachalinensis* . . . . . 150

Мощность верхней подсвиты 170–200 м

Общая мощность аракайской свиты в бассейне р. Углегорки изменяется в пределах 700–900 м.

Другой тип разреза аракайской свиты описан по р. Томаринке (600 м). Он характеризуется более широким развитием вулканогенных пород.

Фациальная зональность аракайской свиты отличается от таковой западно-камышовой серии. Своеобразие этих образований на западном побережье определяется в основном положением древних вулканических построек [Шилов, 1957б, Маргулис и др., 1974; Мельников, 1987]. На периферии бассейна свита трансгрессивно перекрывает не только эоценовые, но и верхнемеловые и даже более древние образования (заливы Анива, Терпения, Тымь-Поронайская низменность).

Комплекс моллюсков свиты четко составляется с таковыми олигоцена Японии и Камчатки, являясь хорошим маркером.

### Холмская свита (олигоцен)

Нижняя граница согласная.

Мощность, м

**Толща 21.**

Алевролиты однородные темно-серые, при выветривании отбеливающиеся, туфогенные, кремнистые, с галькой, глинисто-карбонатными конкрециями и редкой фауной моллюсков. Они содержат тонкие единичные прослои (обычно 0,1–0,3 м, один пласт – 10 м) песчаников туфогенных и туффитов мелкозернистых . . . . . 200

**Толща 22.**

Алевролиты туфогенные и туффиты алевритовые, реже псаммитовые серые, светло-серые с галькой кремнистых пород и эффузивов . . . . . 200

**Толща 23.**

Переслаивания алевролитов туфогенных, песчаников (0,3–0,5 м), гравелитов (0,1 м) и туффитов псаммитовых . . . . . 250

В холмской свите определены моллюски: *Nuculana* cf. *tumienais, Yoldia caudata, Portlandella nitida, Malletia inermis, Venericardia tokunagai, Macoma simizuensis*.

Мощность холмской свиты по р. Аральской – 650 м. Наибольшую мощность (до 1300 м) холмская свита имеет в окрестностях гг. Ильинска и Томари. По р. Томаринке свита представлена хорошо слоистой толщей сравнительно однородных кремнистых туфогенных отбеливающихся при выветривании алевролитов с частыми прослоями светлых туффитов, туфов и включениями карбонатных конкреций. Иногда наблюдаются крупные подводнооползневые деформации.

### Чеховская свита (нижний миоцен)

В окрестностях г. Углегорска согласно залегает на холмских отложениях.

Мощность, м

**Толща 24.**

Переслаивание туфогенных гравелитов (до 0,5 м), туффитов, песчаников и туфогенных алевролитов, прослои псефитовых туфов. Породы содержат обильный растительный детрит и линзочки угля, количество которых увеличивается вверх по разрезу . . . . . 200

**Толща 25.**

Туфогенные песчаники, псамитовые и псефитовые туфы, реже алевролиты и аргиллиты. Прослои мелкопсамитовых и пепловых туфов превращены в глину и содержат прослои и линзы угля. . . . . 300–400

Общая мощность чеховской свиты – 500–600 м.

В стратотипической местности, в окрестностях г. Чехова, свита сложена в основном агломератами и вулканическими брекчиями и реже псефитовыми туфами с подчиненными им алевритовыми пирокластическими породами и потоками базальтов. Мощность последних составляет несколько метров, но по данным Г.К. Невского достигает иногда 100 м. Обломки базальтов в брекчиях имеют в поперечнике 0,2 м, иногда встречаются глыбы размером около 2 м. В верхней части свиты отмечаются окаменевшие стволы и остатки растений, маломощные слои и линзы угля. Мощность свиты – 1000–1150 м. В нижней половине чеховской свиты собраны многочисленные *Chlamys branneri*, *Mizuhopecten* cf. *subyessoensis*, *Mytilus ochotensis*, *Thyasira* cf. *bisecta*, *Macoma* cf. *simizuensis*.

В самой кровле чеховской свиты отмечен характерный теплолюбивый комплекс фауны с Glycymeris, Chlamys, Dosinia, Macrocallista и др.

Чеховская свита имеет локальное развитие и приурочена к полосе (20–50 км) развития древних вулканических построек, протягивающихся от о. Монерон к г. Чехову и далее на северо-восток, к г. Макарову. На север свита замещается на вулканогенно-осадочные угленосные отложения, к югу – на образования туфогенного флиша (невельская свита).

Регрессивно построенная чеховская свита венчает разрез вулканогенно-осадочной сергеевской серии, мощность которой в Углегорском районе составляет 1800–2200 м, в Томаринском районе – около 1900 м, в Чеховском районе – не менее 2300–2500 м.

Макаровская осадочная серия несогласно перекрывает нижележащие образования. Это несогласие отчетливо выражено в Ильинско-Тома-

ринском районе, где среднемиоценовые толщи со структурным несогласием трансгрессивно перекрывают различные горизонты холмской свиты, и менее заметно в других районах, где угленосные отложения чеховской свиты вверх по разрезу сменяются также угленосными породами верхнедуйской (углегорской) свиты.

Хотя на Южном Сахалине и устанавливается перестройка седиментационных бассейнов на границе миоцена и плиоцена, здесь обычно не выделяется помырская осадочная серия и среднемиоцен-плиоценовые отложения относятся к единой маруямской свите. Поэтому при дальнейшем описании, под макаровской серией мы подразумеваем макаровскую и помырскую серии. Макаровская серия расчленяется на согласно сменяющиеся снизу вверх верхнедуйскую, курасийскую и маруямскую свиты.

### Верхнедуйская свита (нижний миоцен)

Залегает согласно, хотя часто на границе вулканогенных угленосных пород (чеховская свита) и терригенных образований (верхнедуйская свита) присутствуют конгломераты мощностью до 30–40 м и выдержанные эрозионные поверхности.

В Углегорском районе верхнедуйская свита состоит из трех пачек [История..., 1963].

Мощность, м

**Толща 26.**

Конгломераты, песчаники туфогенные, туффиты, алевролиты с невыдержанными пластами угля (до 5 пластов) . . . . . 100–200

**Толща 27.**

Чередование песчаников и алевролитов, содержащих основные рабочие пласты угля (до 15) . . . . . 300–500

**Толща 28.**

Алевролиты с прослоями песчаников и характерными двумя горизонтами морских аргиллитов с *Corbicula galliana* и несколькими (до 5) хорошо выдержанными пластами угля . . 300–400

Общая мощность верхнедуйской свиты в Углегорском районе колеблется от 700 до 1100 м.

На Красногорском буроугольном месторождении к верхнедуйской свите относится преимущественно терригенная угленосная толща, залегающая на вулканогенных угленосных отложениях чеховской свиты. Эта граница условна, так как горизонты пепловых туфов залегают и в низах верхнедуйской свиты. Свита сложена главным образом континентальными алевролитами и аргиллитами с пластами угля, четыре из которых имеют промышленное значение. Мощность свиты – 300 м. В окрестностях г. Чехова верхнедуйская свита мощностью до 200 м залегает на чеховских вулканогенных образованиях с размывом. В основании разреза – конгломераты (до 40 м), вышележащие образования – это песчаники, алевролиты, угли (3 пласта).

### Аусинская свита (средний миоцен)

Нижняя граница согласная.

**Толща 29.**

Алевролиты – однородные, темно-серые и песчаники – среднезернистые, голубоватые . . . 150–200

На Красногорском буроугольном месторождении встречены остатки *Macoma optiva*, *Mizuhopecten* и др.

В стратотипическом Чеховском районе аусинская свита сложена песчаниками мелкозернистыми (50–150 м) с *Yoldia* ex gr. *kuluntunensis*, *Anadara watanabei*, *Glycymeris chitanii*, *Mizuhopecten subyssoensis*, *Dosinia tugaruana*, *Tellina pulchra*, *Serripes groenlandicus*, *Spisula haboroensis* и др.

### Курасийская свита (средний–верхний миоцен)

Наибольший стратиграфический объем и наибольшую мощность курасийская свита имеет в Углегорском и Красногорском районах, где согласно с постепенным переходом перекрывает аусинскую свиту.

Мощность, м

**Толща 30.**

Аргиллиты кремнистые, однородные, массивные, темно-серые, почти черные, крепкие, на поверхности обнажений – оскольчатые. Толща содержит округлые глинисто-карбонатные (0,1-0,3 м) и значительно реже – пиритовые конкреции. Встречены лишь редкие *Megayoldia* cf. *thraciaeformis*, *Thyasira* cf. *disjuncta ochotica*, *Macoma* cf. *dissimilis*, *Periploma* aff. *besshoense* . . . . . 800

**Толща 31.**

Аргиллиты кремнистые, слоистые, опоковидные, крепкие, плитчатые; с поверхности обнажений отбеливаются, приобретая голубой и желтые цвета . . . . . 500

**Толща 32.**

Алевролиты слабо кремнистые, однородные, серые; в обнажениях мягкие, как правило, с запахом нефти . . . . . 1000

Встречены: *Poroleda* cf. *crassatelloides*, *Yoldia* ex gr. *chojensis*, *Malletia kurasiensis*, *Delectopecten pedroanus*.

Общая мощность курасийской свиты (р. Орокес) – 2300 м.

В глубоких скважинах Красногорской площади толщи 30 и 31 трудно различимы. Они пред-

ставлены аргиллитами однородными, массивными, темно-серыми, почти черными, обогащенными ОВ (до 2%). Породы крепкие, очень плотные (2,55–2,65 г/см$^3$) с желваками пирита и редкими *Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Malletia* sp.. Вскрытая скважинами мощность этой части разреза – 1150 м. Толща 30 представлена в скважинах алевролитами темно-серыми, однородными, сравнительно мягкими, мощностью до 900 м. Вскрытая скважинами мощность курасийской свиты – 2050 м.

Другой облик курасийская свита имеет в окрестностях г.г. Ильинска, Томари, Чехова, где она трансгрессивно с размывом, а местами и с угловым несогласием перекрывает различные горизонты нижележащих отложений. В основании свиты залегает базальный горизонт. Наибольшую мощность (до 20 м) и наиболее грубый состав (глауконитовые гравелиты и песчаники) он имеет на участках резкого структурного несогласия между курасийской и холмской свитами. В западном и юго-западном направлениях эта грубая пачка сменяется гравелитами и глауконитовыми песчаниками крупно- и среднезернистыми мощностью 1,5–2 м. Здесь курасийская свита без видимого несогласия трансгрессивно перекрывает песчаники аусинской свиты.

В окрестностях г. Чехова, в разрезе по р. Арканзас, базальные глауконитовые песчаники мощностью 1,5 м сменяются сравнительно однородной толщей светлых опок и глинисто-кремнистых пород видимой мощностью около 700 м. Опоки тонкоплитчатые, с поверхности отбеленные с желто-зеленым налетом ярозита и кольцами Лизеганга; в верхней части разреза – более массивные, щебенчатые, легкие. Характерны крупные карбонатные эллипсоидальные конкреции (0,1–0,3 м). Наибольшая видимая мощность (до 1500–1700 м) курасийской свиты отмечается на побережье Татарского пролива в окрестностях г. Томари.

### Маруямская свита (верхний миоцен-плиоцен)

Нижняя граница свиты согласная.

Мощность, м

**Толща 33.**
Чередование алевролитов и песчаников. Алевролиты голубовато-серые от глинистых до песчанистых, песчаники мелко- и среднезернистые, рыхлые с галькой кремнистых пород, обугленным растительным детритом и остатками моллюсков . . . . . 700

**Толща 34.**
Чередование песчаников алевролитов, в отличие от нижележащей пачки с преобладанием песчаников . . . . . 300

В толщах 33 и 34 встречены: *Yoldia chojensis*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Portlandella scapha*, *Lyocyma praefluctuosa*, *Clinocardium californiense*, *Serripes groenlandicus*, *S. laperouse*, *Macoma optiva*, *Buccinum harromaicum*.

**Толща 35.**
Алевролиты глинистые, голубовато-серые, мягкие, с прослоями песчаников мелкозернистых с *Acila insignis*, *Yoldia kuluntunensis*, *Liocyma subfluctuosa*, *Clinocardium ciliatum*, *Spisula polynyma*, *Panope simotomensis*, *Buccinum marujamensis*, *Neptunea lirata*.

**Толща 36.**
Песчаники мелко- и среднезернистые, светло-серые, рыхлые с обилием рассеянной гальки . . . 700

**Толща 37.**
Песчаники мелкозернистые толстоплитчатые (40 м) с обильными *Fortipecten takahashii*, *Securella* cf. *secures*, *Mya priapus*. Подстилаются и перекрываются покровами базальтов (40 м) . . . . 120

**Толща 38.**
Алевролиты диатомоподобные, песчанистые с конкрециями и прослоями карбонатных песчаников . . . . . 300

Толщи 37–38 отнесены к помырскому стратиграфическому горизонту.

Общая мощность маруямской свиты – 2500 м

### Орловская свита (средний–верхний плиоцен)

Распространена лишь в Углегорском районе, на мысе Ламанон [Жидкова и др., 1969]. Нижняя граница согласная (?).

**Толща 39.**
Базальты, андезито-базальты, кластолавы и туфобрекчии с прослоями туфов, туффитов и туфогенных песчаников . . . . . 300–500

**Толща 40.**
С размывом на коре выветривания – андезиты. . . . . 100–150

Общая мощность орловской свиты 300–600 м

### Приморская свита (плейстоцен)

Нижняя граница с размывом.

**Толща 41.**
Пески серые, разнозернистые с *Ostrea gigas* . . 50

Общая мощность макаровской серии достигает 6000 м. Глубокими скважинами в окрестностях г. Красногорска вскрыта лишь верхняя часть курасийской (2150 м) и нижняя часть маруямской (1800 м) свит. Общая вскрытая мощность – около 4000 м [Павлов, 1974].

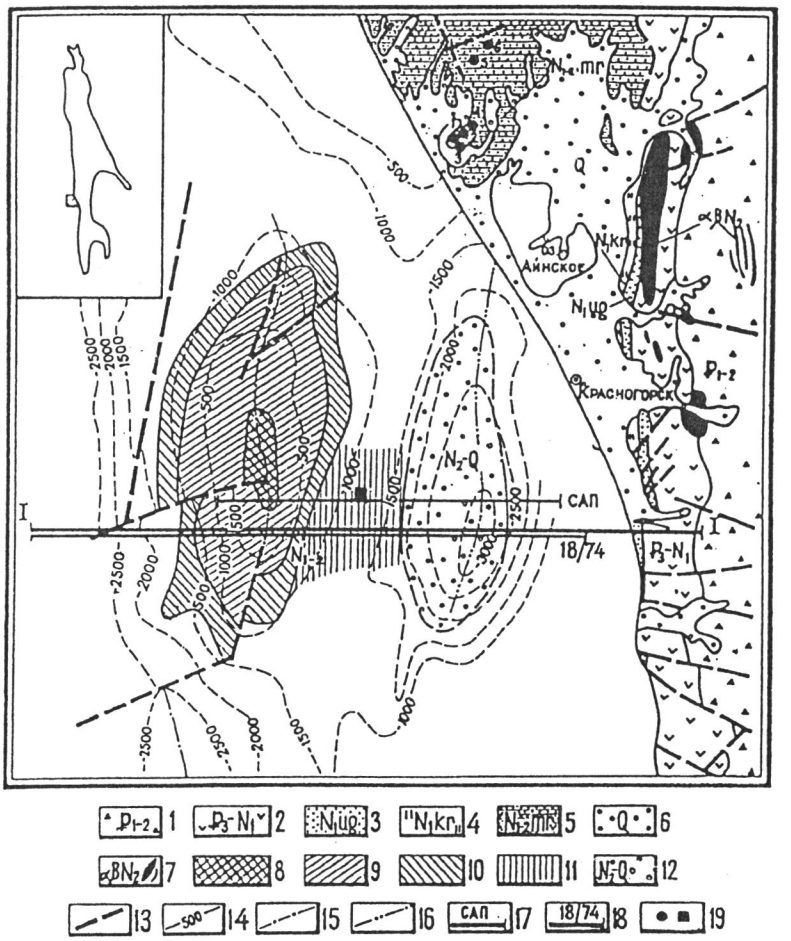



**Рис. 25.** Схематическая геологическая карта окрестностей г. Красногорска и прилегающего шельфа

1 – западно–камышевая серия, 2 – сергеевская серия, 3 – верхнедуйская (углегорская) свита, 4 – курасийская свита, 5 – маруямская свита, 6 – четвертичные отложения, 7 – интрузии долеритов, 8–12 – маруямская свита акватории (8–11 – миоцен–нижнеплиоценовые отложения, 12 –верхнеплиоценовый помырский горизонт и четвертичные отложения), 13 – разломы, 14 – изогипсы сейсмического горизонта у основания маруямской свиты, 15 – ось Красногорской антиклинали, 16 – ось Красногорской синклинали, 17 – сейсмоакустический профиль (см. рис. 27), 18 – профиль МОГТ (см. рис. 26), 19 – глубокие скважины (Угловская площадь на суше – кружок, Красногорская морская – квадрат)

## Акватория Татарского пролива, сопредельная с Углегорско-Чеховским районом

Морское бурение проводилось на Красногорской, Ильинской, Старомаячнинской (Красногорско-Томаринский участок), Гавриловской, Изыльметьевской, Надеждинской (Углегорский участок) площадях. Достаточно уверенно с сушей сопоставляются разрезы Красногорской и Ильинской площадей (рис. 25–27), где вскрыты вулканогенные отложения чеховской свиты.

На восточном крыле Красногорской (морской) антиклинали изучен весь разрез макаровской серии. В скв. № 1 кровля *чеховской свиты* вскрыта на глубине 2570 м. На ней с размывом и конгломератами в основании залегают алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты с пластами бурого угля *верхнедуйской и аусинской свит* мощностью 410 м, в верхней (100 м) части содержащие *Discorbis* sp., *Cibicides* sp., *Qunguelioculina* sp. Выше с глауконитовым песчаником в основании – однообразные алевролиты темно-серые с маломощными прослоями алевритистых песчаников *курасийской свиты* с обилием фораминифер (слои с Cyclammina pilvoensis, Haplophragmoides indentatus) мощностью 1010 м.

*Маруямская свита*, нижняя граница которой проводится условно, делится на три части. Нижняя часть (600 м) сложена глинами и алевролитами с гнездами гравийного материала и редкими пластами песчаников мелкозернистых, светло-серых. Средняя часть (150 м) – диатомовые глины и диатомиты светло-серые с прослоями алевролитов. Верхняя (400 м) – пески, рыхлые, песчаники с прослоями глин, алевролитов и гравелитов.

По фораминиферам в нижней части выделяются слои с *Budashevaella laevigata*, *Cyclammina excavata*, *Islndiella laticamerata*, *Pseudoparrodia naraensis* (миоцен); средняя и верхняя части относятся к зоне *Retroelphidium clavatum* (плиоцен). По распределению диатомовой флоры маруямская свита полностью соответствует зоне *Denticulopsis kamtchatica*.

Разрез скважины наращивается пачкой алевролитов с прослоями песков мощностью около 500 м, обнажающихся на дне моря на восточном крыле складки и изученной мелкими инженерно-геологическими скважинами.

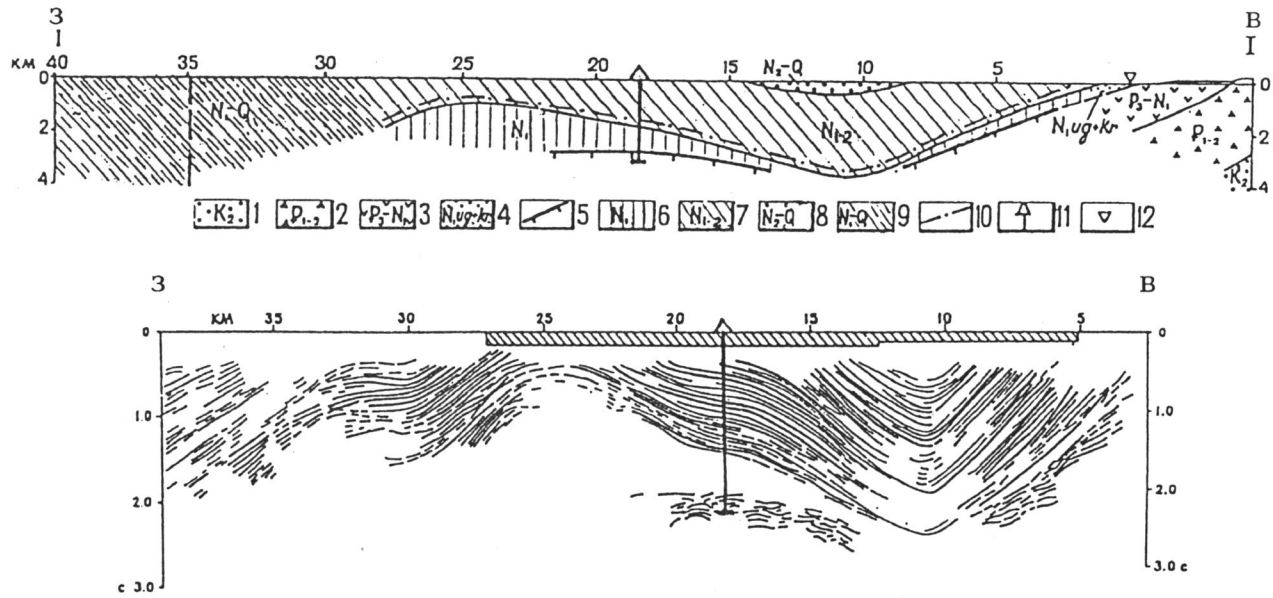



**Рис. 26.** Геологический и временной сейсмический разрезы Красногорского участка шельфа

1 – верхнемеловые образования; 2 – западно-камышевая серия; 3 – сергеевская серия; 4 – верхнедуйская (углегорская) и курасийская свиты нерасчлененные; 5 – кровля сергеевской серии (чеховской свиты); 6–9 – осадочный комплекс акватории: 6 – верхнедуйская и курасийская свиты; 7 – миоцен–нижнеплиоценовая часть маруямской свиты, 8 – верхнеплиоценовый помырский горизонт и четвертичные отложения, 9 – нерасчлененные миоцен–четвертичные отложения; 10 – отражающий горизонт; 11 – Красногорская морская скважина; 12 – берег Сахалина. На временном разрезе заштрихованный участок – положение сейсмоакустического профиля (см. рис. 27).

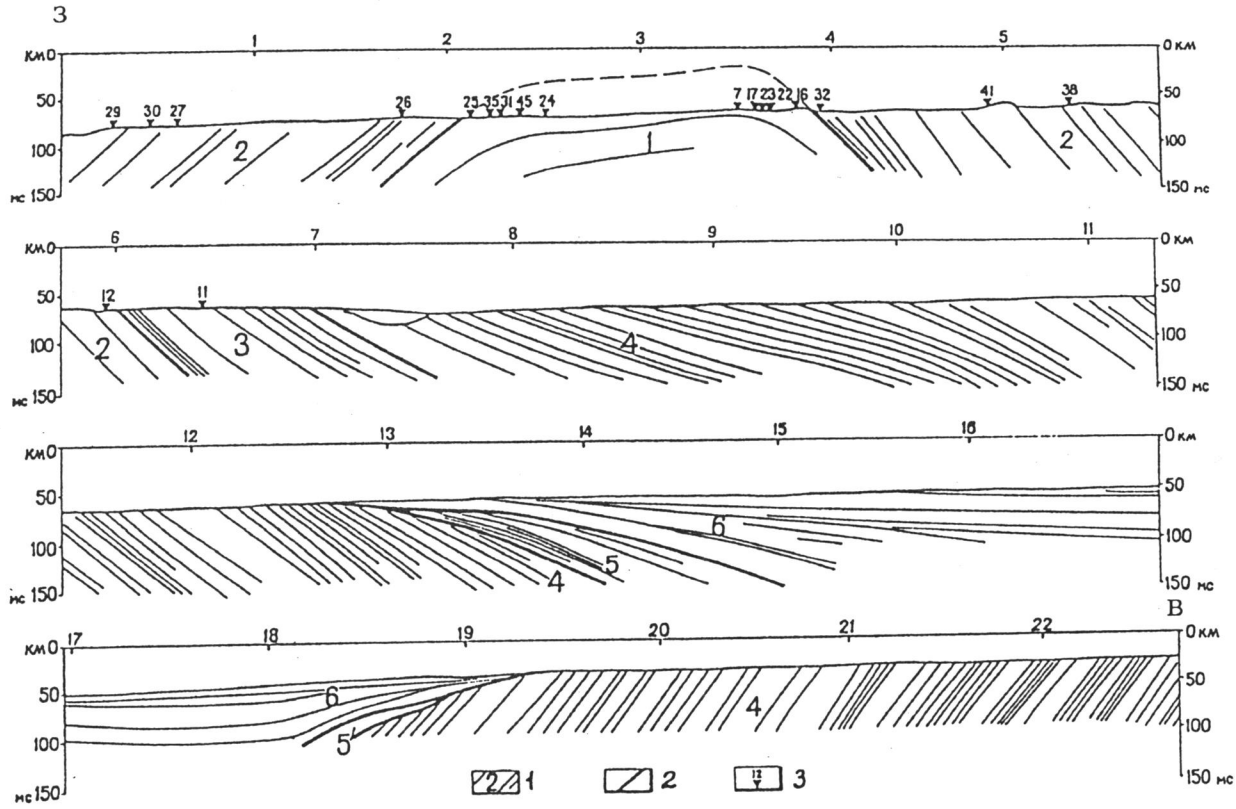



**Рис. 27.** Сейсмоакустический разрез Красногорского участка шельфа (по М.А.Шпеталенко [Маргулис и др., 1980])

1 – отражающие горизонты; 2 – границы сейсмоакустических пачек; 3 – мелкие скважины. Цифры на разрезе – сейсмоакустические пачки: 1–5 – миоцен–нижнеплиоценовая часть маруямской свиты; 6 – верхнеплиоценовый помырский горизонт. Хорошо видно несогласие в основании помырского горизонта.

Общая мощность маруямской свиты в пределах Красногорской антиклинали составляет 1600–1700 м, увеличиваясь в расположенной восточнее одноименной синклинали до 2500 м. По данным сейсморазведки МОГТ и сейсмоакустики в Красногорской синклинали различные слои маруямской свиты несогласно перекрываются отложениями, относимыми условно к помырскому стратиграфическому горизонту [Маргулис и др., 1980]. Их видимая мощность – 500 м.

Общая мощность макаровской и помырской серии на восточном крыле Красногорской антиклинали достигает 3600 м, увеличиваясь западнее за счет увеличения мощности курасийской свиты.

Один из наиболее мощных (до 5000 м) разрезов макаровской серии установлен в Ильинской синклинали. В смежной одноименной антиклинали нижняя половина серии вскрыта бурением. Здесь чеховские вулканогенно-осадочные образования, вскрытые на глубине 2460 м, перекрываются следующими отложениями.

### Верхнедуйская и аусинская свиты

Нижняя граница с размывом.

Мощность, м

1. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, крепкие с фораминиферами (слои с *Nonion nagasawaensis*) . . . . . 300

2. Аргиллиты темно-серые до черных, крепкие, участками кремнистые с редкими прослоями или линзами бурого угля (слои с *Asteroammonia katangliensis*, *Cribroelphidium vulgare*) . . 400

Общая мощность нерасчлененных верхнедуйской и аусинской свит составляет . . . . . 700

### Курасийская свита

Нижняя граница согласная.

3. Опоки перекристализованные светло-серые, кремнистые аргиллиты с обилием фораминифер (слои с *Bathysiphon edurus*, *Ciclammina pilvoensis*, *Martinotiella communis*, *Haplophraguronilus indentatus*, *H. compresus*) . . . . . 830

4. Глины алевритистые серые, плотные с прослоями алевролитов (слои *Planulina wuellerstorfi*, *Haplophragmoides indentatus*) . . . . . 200

5. Глины опоковидные, опоки светло-серые с богатым комплексом фораминифер, аналогичным нижележащему . . . . . 350

Общая мощность курасийской свиты – 1380 м

### Маруямская свита

Нижняя граница согласная.

6. Песчаники, алевролиты, глины с прослоями диатомитов и гравелитов с фораминиферами (слои с *Epustominella pulshella*, *Trifarina kokozuraensis*) и диатомовыми водорослями (*Denticulopsis kamtschatica*, *Thalassiosira zabelinae*, *T. jacksoni*, *Porosira glacialis*). Видимая мощность . . . . 430

По сравнению со смежными разрезами побережья, на акватории более мощные верхнедуйская и аусинская свиты представлены в основном морскими отложениями.

Еще более мористый разрез макаровской серии вскрыт на Старомаячнинской площади, расположенной в 35 км на запад от побережья. Наиболее глубокой скважиной (3016 м) вскрыта миоценовая сравнительно однородная алевролито-глинистая толща. Нижняя ее часть (3016–2400 м) с обломками бурого угля в шламе отнесена к верхнедуйской и аусинской свитам; верхняя, сложенная кремнистыми аргиллитами, опоками и глинами – к курасийской и маруямской свитам. Граница между ними условна и проводится исследователями по-разному.

Таким образом, на незначительном отдалении от побережья макаровская серия превращается в существенно морскую трудно расчленяемую толщу, с развитием в нижней части мелководных глин с углями, в средней – опок и кремнистых аргиллитов, в верхней – диатомитов и диатомовых глин.

На Углегорском участке шельфа, от мыса Ламанон на юге до широты г. Углегорска на севере, верхняя часть кайнозойских отложений вскрыта бурением на трех площадях. В пределах восточной (Гавриловской) площади изучены преимущественно курасийская свита, на западе (Изыльметьевская и Надеждинская площади) – маруямские отложения. Верхнедуйская и аусинская свиты здесь, вероятно, не вскрыты, а сводный вышележащий разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Аргиллиты, алевролиты темно серые, кремнистые, массивные с обилием фораминифер (слои с Cyclammina praecancellata) . . . . . 700

2. Алевролиты серые с единичными прослоями песчаников (слои с *Budashevaella laevigata, Islandiella sulcata, Haplophragmoides impessus, Spiroplectammina minita*) . . . . . 1700

3. Алевролиты, туфы, туффиты на Изыльметьевской площади (250 м) и туфы базальта и дациты на Надеждинской площади . . . . . 750

4. Алевролиты и глины плотные иногда аргиллитоподобные (слои с *Haplophragmoides impresus, Pseudoparrella naraensis, Spiroplectammina minita*) . . . . . 350

5. Переслаивание песчаников серых, светло-серых, мелкозернистых с алевролитами и глинами (слои с *Islandiella laticamerata*) . . . . . 400

6. Глины опоковидные с прослоями песча-

**Таблица 3.** Смена фораминиферовых сообществ в кайнозое Юго-Западного Сахалина

| Возраст | | Толща | Свита | Фораминиферовая зона |
|---|---|---|---|---|
| Плиоцен | | 21 | Маруямская | *Retroelphidium clavatum* 11 |
| | | 20 | | |
| Миоцен | Верх. | 19 | Курасийская | *Martinottiella communis-Spirosigmoilinella compressa* 10 |
| | Средн. | 18 | | |
| | | 17 | Верхнедуйская | *Miliammina complanata-Asteroammonia boreviavae* 9 |
| | Нижний | 16 | Чеховская | |
| | | 15 | Невельская | *Bathysiphon* 8 |
| | | 14 | | |
| Олигоцен | | 13 | Холмская | *Porosorotalia tumiensis* 7 |
| | | 12 | | |
| | | 11 | Аракайская | |
| | | 10 | | *Melonis shimokinensis* 6 |
| | | 9 | | |
| Эоцен | Верхний | 8 | Такарадайская | *Haplophragmoides carinatus-Cyclammina ezoensis* 5 |
| | | 7 | | *Pseudoglandulina inflata - Ammomarginulina ex.gr. matchigarica* 4 |
| | | 6 | | *Pseudoglandulina aff. conica-Cribroelphidium sumitomoi* 3 |
| | Средний | 5 | Краснопольевская | *Haplophragmoides ex.gr. laminatus* 2 |
| | | 4 | | *Glandulina laevigata-Eponides sp.* 1 |

ников мелкозернистых (слои с *Epistoomminella pacifica, Retroelphidium clavatum*) . . . . . 200

7. Глины диатомовые, алевролиты с *Retroelphidium clavatum, Denticulopsis kamtschatica* . . . . 350

8. Глины с *Retroelphidium clavatum* и *Denticulopsis seminae* . . . . . 350

9. Гравийник, галечник, пески, угли . . . . . 200

Толщи 1, 2 и условно вулканиты пачки 3 общей мощностью до 2750 м отнесены к курасийской свите; пачки 4 и 5 мощностью 750 м – к миоценовой части маруямской свиты; пачки 6 и 9 мощностью 1200 м – к плиоценовой части маруямской свиты.

Курасийская свита по составу близка отложениям прилегающей суши (р. Орокес, Красногорская площадь), отличаясь присутствием на западе акватории (Надеждинская и Изыльметьевская площади) вулканогенных пород.

Маруямская свита на акватории представлена существенно более глинистыми и более мористыми образованиями. Сюда с востока протягиваются лишь тонкие языки песчаников. На Изыльметьевской структуре они содержат газовые залежи. Не исключено, что залегающие непосредственно ниже этих песчаников вулканогенно-осадочные породы также могут содержать углеводородные флюиды.

Наибольшая мощность маруямской свиты отмечается сейсморазведкой в Изыльметьевской синклинали (до 2350 м).

Смена комплексов фораминифер позволяет наметить в разрезе углегорско-чеховского района ряд слоев и лон, а по спорово-пыльцевым спектрам – палинокомплексы и палинозоны (табл. 3, 4).

## 1.1.9. ХОЛМСКО-НЕВЕЛЬСКИЙ РАЙОН

Кайнозойские отложения южной части Западного Сахалина, от пос. Костромское на севере до полуострова Крильон на юге и окрестностей г. Синегорска на востоке, отличаются сравнительно небольшими мощностями западно-камышовой серии, широким развитием сергеевской серии и спорадическим (в синклиналях) распространением макаровской серии.

Наиболее полные разрезы известны в окрестностях г. Холмска (скважины Большой Холмской площади, р. Правда), где представлены западно-камышовая и сергеевская серии, и г. Невельска (сергеевская и макаровская серии) (рис. 28, 29).

Западно-камышовая серия состоит из двух свит, нижней – преимущественно континентальной угленосной и верхней – морской преимущественно алевролитовой. Нижняя свита получила название найбутинской, верхняя – такарадайской [Смехов, 1948]. Впоследствии, при полной стратиграфической унификации палеогеновых угленосных отложений острова, на найбутинскую свиту было перенесено название нижнедуйской [Решения..., 1961], а при выделении в Углегорском районе снежинкинской свиты, она получила название снежинкинской [Решения ..., 1998].

Существуют различные точки зрения по поводу сопоставления разрезов Холмского и Углегорского районов, поэтому мы предпочли оставить за угленосной формацией прежнее название найбутинской свиты.

**Таблица 4.** Палинологические комплексы и зоны кайнозоя Юго-Западного Сахалина

| Возраст | | Комплексы Сев. Сахалина | Толща | Свита | Палинокомплексы | Палинозоны |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Плиоцен | | Оссойский | 21 | Маруямская | 7 Compositae, Picea, Pinus, Betula Nanae | VI Pinus pumila, Betula Nanae, Aster |
| | | | 20 | | Picea, Pinus, Ulmus, Ericaceae | |
| Миоцен | Верхн. | Охинский | 19 | Курасийская | 6 Pinus Taxodiaceae | V Pinus, Betulaceae, Persicarioipollis pliocenicus |
| | Средн. | | 18 | | Alnus, Fagus, Persicaria | |
| | | Лангрыйский | 17 | Верхнедуйская | Taxodiaceae, Juglandaceae, Fagaceae, Trapa 5 | IV Ceratopteris, Tsuga sauerae Trapa comitantiborealis |
| | Нижний | Березовский | 16 | Чеховская | 4 | |
| | | | 15 | Невельская | Tsuga sauerae, T. macroserrata, Juglans, Alnus | |
| | | | 14 | | | |
| Олигоцен | | Центрально-Тамлевский | 13 12 | Холмская | 3 Podocarpus, Tsuga Picea (gigantea) Taxodiaceae | III Podocarpus totara, Tsuga parva |
| | | | 11 10 9 | Аракайская | | |
| Эоцен | | Музьминский | 8 7 6 | Такарадайская | 2 Polypodiaceae Osmunda, Lygodium Sequoia, Juglandaceae Ulmaceae | II Lygodium jponiciformia Ulmoideipites |
| | | | 5 4 | Красно-польевская | | |
| Палеоцен | | Межконгломератный | 3 2 | Снежинкинская | 1 Anacolosidites Triatriopollenites | I Anacolosidites Triatriopollenites |

### Найбутинская свита (палеоцен(?)–нижний–средний эоцен)

Нижняя граница с размывом.

Мощность, м

**Толща 1.**

Тонкое переслаивание песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и углей, прослои конгломератов мелкогалечных. Песчаники мелко-, средне- и, реже, крупнозернистые, линзовиднослоистые, серые, алевролиты тонкослоистые, зеленовато-серые, с обилием железисто-карбонатных конкреций и остатками листьев . . . 200

**Толща 2.**

Чередование песчаников мелко-крупнозернистых, горизонтально- и косослоистых и алевролитов, прослои углистых аргиллитов и углей . . . 350

**Толща 3.**

Песчаники средне- крупнозернистые, светло-серые с прослоями гравелитов и конгломератов мелкогалечных, алевролитов и углистых аргиллитов . . . . . 100

**Толща 4.**

Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей; в верхней части (50 м) — песчаники средне-крупнозернистые . . . . . 100 м

**Толща 5.**

Тонкое ритмичное переслаивание алевролитов темно-серых, аргиллитов, песчаников мелкозернистых, углистых аргиллитов и углей . . . . . 400

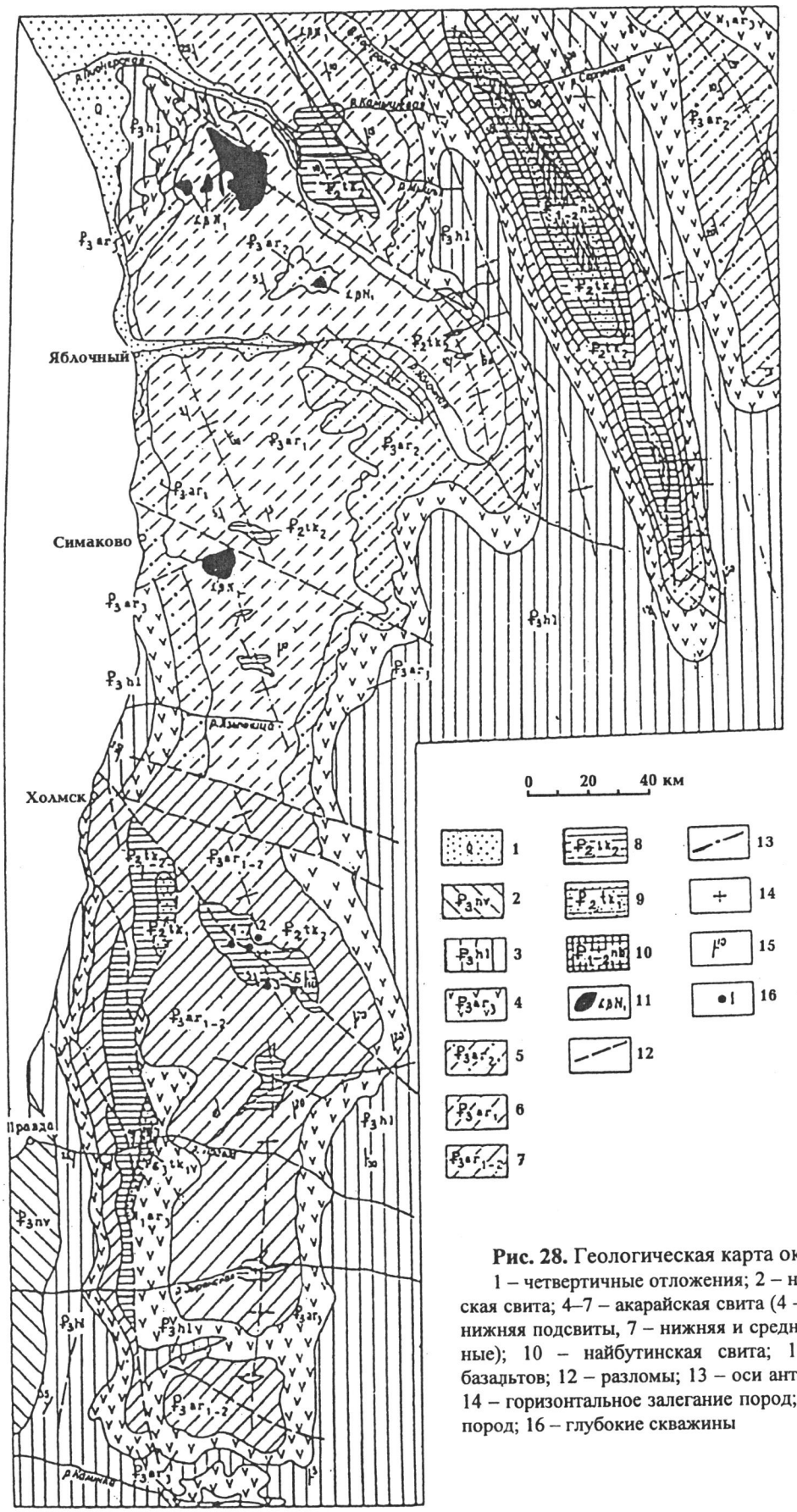



**Рис. 28.** Геологическая карта окрестностей г. Холмска

1 – четвертичные отложения; 2 – невельская свита; 3 – холмская свита; 4–7 – акарайская свита (4 – верхняя, 5 – средняя, 6 – нижняя подсвиты, 7 – нижняя и средняя подсвиты нерасчлененные); 10 – найбутинская свита; 11 – интрузии андезитобазальтов; 12 – разломы; 13 – оси антиклиналей и синклиналей; 14 – горизонтальное залегание пород; 15 – наклонное залегание пород; 16 – глубокие скважины

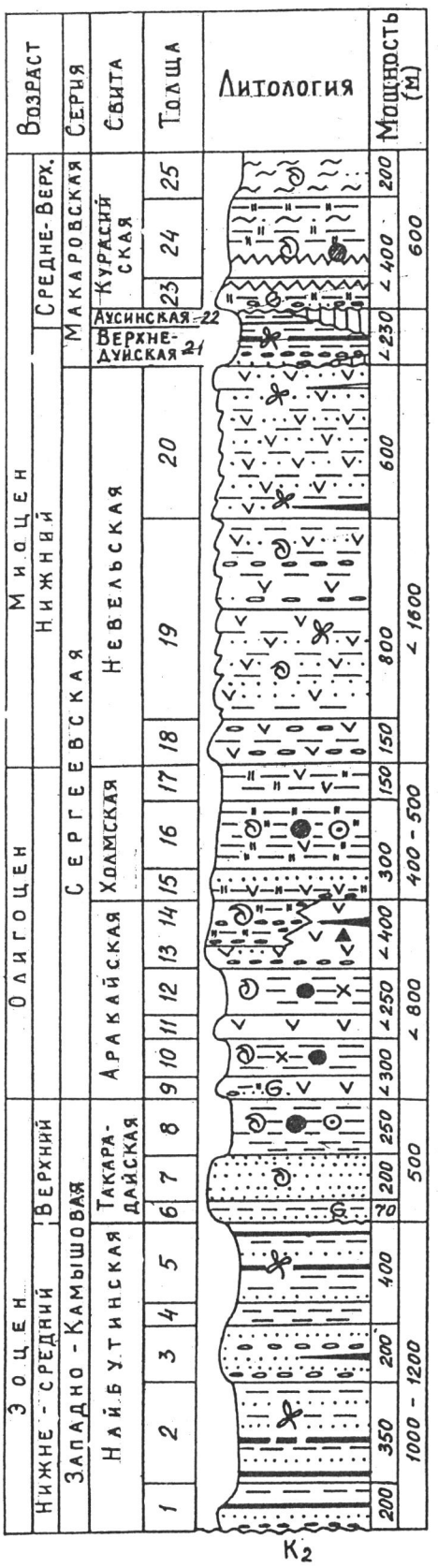



**Рис. 29.** Разрез кайнозойских отложений Холмско-Невельского района

Общая мощность найбутинской свиты – 1150 м.

В восточной части рассматриваемого района, у Западно-Сахалинских гор найбутинская свита характеризуется крайним непостоянством и изменчивостью. В окрестностях города Синегорска она расчленяется на три части. Нижняя часть (200 м) – конгломераты, гравелиты и песчаники, характерны глубокие размывы, часто охватывающие нижележащие угольные пласты. Средняя часть (130 м) – алевролиты с 12–13 пластами угля; в верхней части (60 м) преобладают алевролиты и аргиллиты. Общая мощность свиты – 370–400 м. К югу свита выклинивается и верхнемеловые образования трансгрессивно перекрываются морскими палеогеновыми толщами. Из найбутинской свиты известна флора, которая является более молодой, чем флора нижнеснежинкинской подсвиты Углегорского района [Савицкий и др., 1974].

Юго-западные разрезы найбутинской свиты отличаются от описанных. В окрестностях г. Невельска они вскрыты на Северо-, Южно-Невельской и Шебунинской площадях. Разрез Северо-Невельской площади практически не отличается от такового у г. Холмска, а на Южно-Невельской и Шебунинской площадях в верхней части свиты наблюдается переход континентальных отложений в морские (рис. 30). Здесь свита представлена алевролитами с частыми прослоями песчаников (10–20 м) мелкозернистых с моллюсками *Macoma* sp., *Nemocardium ezoense* и фораминиферами *Haplophragmoides* ex gr. *laminatus*, *Nonion sorachiensis* и др.

Мощность морской верхней подсвиты – 400 м. По всему разрезу в песчаниках отмечены нефте- и газопроявления, в отдельных интервалах – приток парафинистой нефти.

На полуострове Крильон свита сложена ритмичным чередованием алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников с разнообразными сидеритовыми конкрециями. Известно до 18 пластов угля мощностью до 7 м. В верхней части свиты в алевролитах и аргиллитах встречены многочисленные пресноводные Unio и Margaritifera sp. Мощность свиты изменяется от 900 м (р. Чкаловка) до 200 м на самом юге района.

### Такарадайская свита (верхний эоцен)

Выделена в окрестностях г. Холмска. Нижняя граница согласная, трансгрессивная.

Мощность, м

**Толща 6.**

В основании – песчаники мелкозернистые (0,5–1 м). Аргиллиты темно-серые, почти черные, с сидеритовыми конкрециями. Остатки

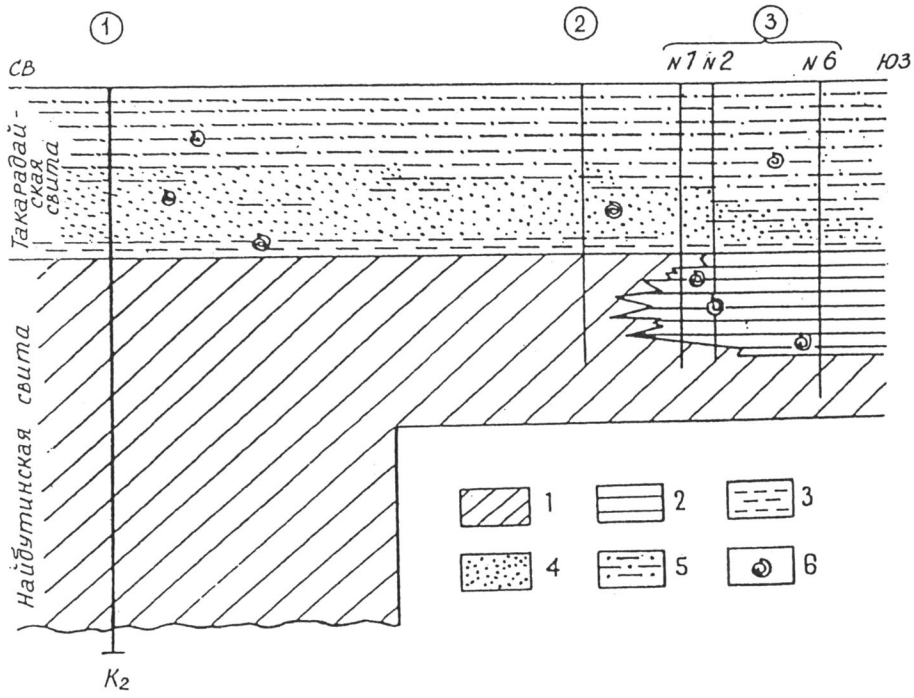



**Рис. 30.** Литолого-фациальная схема западно-камышевой серии Холмско-Невельского района

1 – континентальные угленосные отложения; 2 – прибрежно-морские и паралические отложения; 3 – пачка ингрессивных аргиллитов; 4 – прибрежно-морские отложения (однородные мелкозернистые песчаники, алевролиты); 5 – морские отложения (однородные алевролиты); 6 – фауна морских моллюсков. Цифры в кружках – скважины: 1 – Большой Холмской площади, 2 – Северо-Невельской площади, 3 – Южно-Невельской площади

Мощность, м

моллюсков *Yoldia saitoi*, *Nemocardium ezoense*, Laternula corniana . . . . . 70–80

Эти трансгрессивные слои являются маркирующими при корреляции разрезов. В их подошве обычно залегают глауконитовые песчаники и гравелиты (0,5–3 м).

**Толща 7.**

Песчаники мелкозернистые массивные, голубовато-серые, однородные, с песчано-карбонатными конкрециями, с остатками морских ежей, отдельных устриц и обильными *Yoldia takaradaensis*.

**Толща 8.**

Алевролиты от крупнозернистых в нижней половине до глинистых, с глинисто-карбонатными конкрециями и многочисленными *Yoldia takaradaensis*.

Общая мощность такарадайской свиты в окрестностях г. Холмска составляет 400–500 м, изменяясь от 300 м на юге района (п-ов Крильон) до 550 м на севере (р. Кострома).

Отложения западно-камышовой серии распространены лишь на западе рассматриваемого района. На южных отрогах Западно-Сахалинских гор и на юге полуострова Крильон найбутинская свита трансгрессивно перекрывается такарадайской свитой, а та в свою очередь – аракайской. Мощность западно-камышовой серии достигает на побережье Татарского пролива у г. Холмска – 1600–1700 м.

Сергеевская серия как и в других районах Западного Сахалина представлена разнообразными вулканогенно-осадочными отложениями; главное отличие – здесь практически не развиты вулканические образования чеховской свиты, они замещены мощной толщей грубого вулканогенно-осадочного флиша (невельская свита).

## Аракайская свита (олигоцен)

В стратотипическом Холмском районе расчленена на три подсвиты [Маргулис, Савицкий, 1969]. В подошве каждой из них залегают пачки грубых вулканогенных пород, характеризующиеся резким изменением мощностей и состава, остальные части разреза сложены морскими слаботуфогенными алевролитами (рис. 31).

*Нижняя подсвита*

Нижняя граница согласная.

**Толща 9.**

На западе района – агломератовые и псефитовые туфы андезито-базальта (до 80 м); на востоке – переслаивание туфов, туффитов, а на крайнем востоке – глауконитовые песчаники (до 3–4 м), кремнистые алевролиты с фауной моллюсков (никифоровские слои, до 80 м).

**Толща 10.**

Алевролиты туфогенные, темно-серые, однородные с глинисто-карбонатными конкрециями, геннойшами. Моллюски *Yoldia caudata*, *Portlandella watasei*, *Nemocardium iwakiense*, *Papyridea matschigarica* . . . . . 150–300

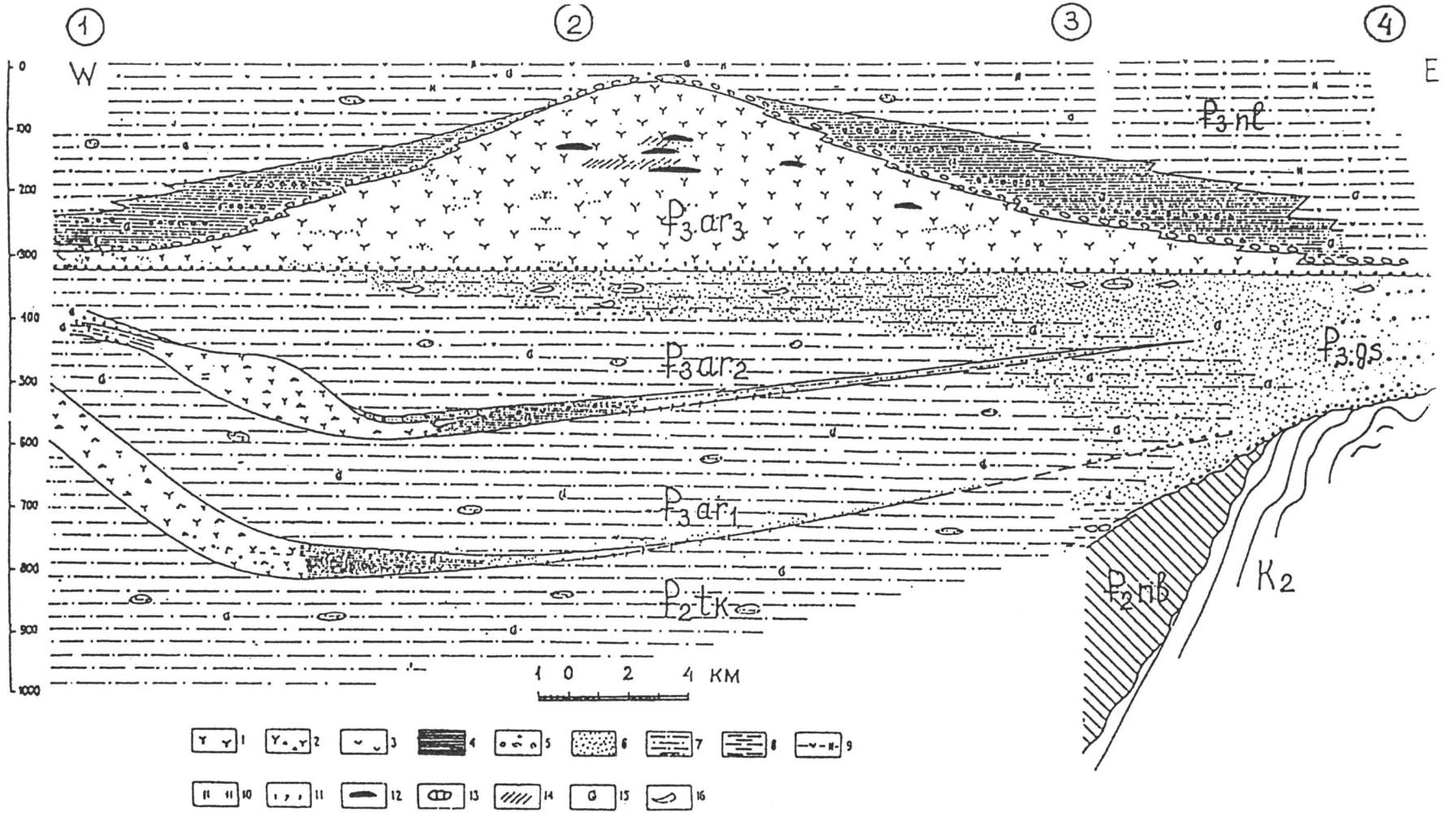



**Рис. 31.** Литологический профиль палеогеновых отложений (Холмский район)

1 – туфы псаммитовые; 2 – туфы псефитовые и агломератовые; 3 – примесь пирокластического материала; 4 – переслаивание мелкообломочных туфов и кремнистых алевролитов; 5 – конгломераты; 6 –песчаники; 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – кремнистые туфогенные алевролиты; 10 – примесь кремнистого материала; 11 – содержание глауконита; 12 – линзы угля; 13 – конкреции; 14 – косая слоистость; 15 – морская фауна; 16 – многочисленные *Yoldia caudata* Khom.

$K_2$ – верхнемеловые отложения; $P_{1-2}nb$ – найбутинская свита; $P_2tk$ – такарадайская свита; $P_3ar_1$, $P_3ar_2$, $P_3ar_3$ – нижняя, средняя, верхняя подсвиты аракайской свиты; $P_3gs$ – гастелловская свита; $P_3hl$ – холмская свита.

Цифры в кружках – положение изученных разрезов: 1 – берег Татарского пролива, 2 – Южно-Камышевый хребет, 3 – западный склон Западно–Сахалинских гор, 4 – восточный склон Западно-Сахалинских гор.

*Средняя подсвита*

Нижняя граница согласная.

Мощность, м

**Толща 11.**

Туфы от псаммитовых до агломератовых, от массивных до слоистых, переслаивание туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов . . . до 80

**Толща 12.**

Алевролиты в целом аналогичные вышеописанным. Это сравнительно однородные, часто кремнистые породы с гнездами тонкого туфогенного материала, равномерно рассеянным гравием кремнистых пород и массовым скоплением *Yoldia caudata*. В восточном направлении алевролиты постепенно насыщаются прослоями туфогенных песчаников и ракушняков и на западных склонах Западно-Сахалинских гор почти полностью переходят в толщу песчаников. На восточных склонах гор эта толща получила название гастеловской свиты. В алевролитах определены: *Yoldia matschigarica*, *Venericardia tokunagai*, *Papyridea matschigarica* и др. . . . . 150–250

*Верхняя подсвита*

Нижняя граница согласная.

**Толща 13.**

На востоке (20–30 км от побережья Татарского пролива) – туфы андезита, преимущественно псаммитовые, песчаники вулканомиктовые косослоистые с линзами угля и обломками обугленной древесины, в основании – конгломерат мелко-среднегалечный; на западе и крайнем востоке – переслаивание туфов, туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов кремнистых, прослои конгломератов и гравелитов . . до 350

**Толща 14.**

В основании – конгломерат (до 3–5 м) с крупной галькой и валунами андезито-базальтов и туфов. Переслаивание туффитов псаммитовых и алевролитов туфогенных кремнистых, отбеливающихся при выветривании, прослои гравелитов. На западе и крайнем востоке – до 150–200 м.

Мощность верхнеаракайской подсвиты изменяется от 100 до 350 м. Комплекс фауны несколько отличен от нижележащих отложений и сходен с таковым холмской свиты. В верхнеаракайской подсвите определены: *Laevicardium esutoriensis*, *Macoma simizuensis* и др.

Общая мощность аракайской свиты изменяется от 300 до 800 м.

Фациальная зональность аракайской свиты, особенно ее грубообломочных элементов, подчинена расположению древних вулканических центров. Зоны эруптивных аппаратов в виде цепочки островов имели субмеридиональное простирание вдоль Западного Сахалина, их положение со временем смещалось на восток.

## Холмская свита (верхний олигоцен)

Нижняя граница свиты согласная.

**Толща 15.**

Алевролиты туфогенные, кремнистые, слоистые, крепкие, плитчатые, голубовато-серые с включениями гальки и глинисто-карбонатных конкреций с прослоями туффитов мелкопсаммитовых светло-серых . . . . . 60

**Толща 16.**

Алевролиты туфогенные, кремнистые, опоковидные, с поверхности отбеливающиеся с карбонатными и пиритовыми конкрециями, с *Nuculana tumiensis*, *Portlandella tokunagai*, *Periploma besshoense* и др. . . . . 250

**Толща 17.**

Алевролиты, аналогичные вышеописанным, с прослоями псаммитовых, псефитовых туфов и туффитов с конкрециями и остатками моллюсков . . . 150

Общая мощность холмской свиты – 460 м (р. Правда).

На юг от р. Правды мощность холмской свиты последовательно сокращается. На р. Казачке и в скважинах Южно-Невельской площади мощность свиты не превышает 250 м. В керне скважин алевролиты почти черные, кремнистые, очень крепкие. Южнее, на р. Шебунинке, холмская свита сложена однородной толщей кремнистых алевролитов мощностью не более 120 м, а еще южнее она может быть выделена лишь условно с мощностью не более 50 м.

Свита широко развита восточнее г. Холмска, в крупной Лютогской синклинали. По данным В.Г. Линявского, Ю.И.Тихомолова свиту можно разделить на три части: нижнюю (450 м), где преобладают алевролиты туфогенные кремнистые; среднюю (около 100 м) – неравномерное чередование мощных пластов песчаников с линзами гравелитов и алевролитов и верхнюю (200–300 м) – алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов. Общая мощность свиты – 700–800 м.

## Невельская свита (нижний миоцен)

Нижняя граница свиты в стратотипическом Невельском районе (рр. Асанай, Ясноморка, Казачка) согласная.

**Толща 18.**

Грубое переслаивание (1–10 м) туфов, туффитов псефитовых и псаммитовых, туфогравелитов и алевролитов . . . . . 150

Толща выдерживается во всем районе и выделена, как один из маркирующих горизонтов.

Мощность, м

**Толща 19.**

Флишевое переслаивание туфов, туффитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Наиболее распространены ритмы 0,25–0,8 м, но встречаются и более мощные ритмы (3–10 м) и пачки (до 30–50 м) сравнительно однородных, как правило, псаммитовых пород.

Выделяются три основных типа элементарных ритмов: туффит (туф) – алевролит туфогенный – аргиллит; туффит (туф) – алевролит; туффит (туф) – аргиллит. Границы ритмов резкие, иногда волнистые, границы между первым и вторым элементами, как правило, четкие, между вторым и третьим (алевриты и пелиты) характеризуются постепенными переходами. Наиболее грубообломочные разности содержат гравий и гальку, встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Во всех породах отмечаются скопления обугленного растительного детрита, обломков древесины, значительно реже – скопления листовой флоры; находки морской фауны единичны. Характерны межслоевые дислокации, седиментационные подводнооползневые деформации и крупные глыбы пород . . . . . 800

**Толща 20.**

Флишевое чередование пород, отличающееся преобладанием в составе ритмов туфогенных алевролитов и аргиллитов. В основании – туфогравелиты с линзами угля. Найдены редкие *Acila gettusburgensis*, *Malletia longa*, *Thyasira* cf. *bisecta*, *Macoma* cf. *simizuensis*, *M. tokyoensis*, *Turritella* cf. *tokunagai* . . . . . 500–600

Мощность свиты в Невельском районе составляет 1500 м, уменьшаясь на юг до 1000 м у пос. Шебунино и до 250 м на р. Чкаловка (п-ов Крильон). Наибольшая мощность невельской свиты (до 1800 м) отмечается в Лютогской синклинали.

Общую мощность сергеевской серии можно определить только на юге района, где она перекрывается подошвенными слоями макаровской серии. Она составляет около 2000 м.

Макаровская серия представлена лишь верхнедуйской, аусинской и курасийской свитами. Более молодые отложения обнажаются под дном Татарского пролива.

### Верхнедуйская (углегорская) свита (нижний миоцен)

Нижняя граница согласная, участками с размывом.

**Толща 21.**

В отдельных местах в основании свиты – гравелиты и конгломераты, мелко-крупногалечные, обычно туфогенные с галькой эффузивных и кремнистых пород (10–15 м). Алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и 8–9 пластами бурого угля мощностью до 10 м. Для самых низов свиты, ниже второго снизу угольного пласта, характерна примесь пирокластического материала и бентонитовые глины, здесь же устанавливается русловой размыв, интенсивность которого увеличивается на восток . . . . 200

### Аусинская свита (средний миоцен)

Нижняя граница согласная.

**Толща 22.**

Глинистые алевролиты с остатками Arca, Ostrea, Venericardia, Liocyma, Viviparus и отпечатками листовой флоры . . . . . 20–25

Общая мощность верхнедуйской и аусинской свит – 200–230 м. В южном направлении, за счет размыва и трансгрессивного срезания вначале аусинских, а затем и верхних угленосных слоев, мощность свиты уменьшается до 100–120 м.

### Курасийская свита (средний–верхний миоцен)

Нижняя граница трансгрессивная, с размывом.

**Толща 23.**

В основании – базальные глауконитовые песчаники (до 50 м) с гравием и линзами гравелитов. Опоки и кремни коричневато- и темно-серые, отчетливо слоистые, крепкие, стекловатые с раковистым изломом . . . . . 100–120

**Толща 24.**

Алевролиты опоковидные и опоки светло-серые, кремовые, с поверхности отбеливающиеся, нечетко слоистые, легкие, с редкими крупными (до 1–1,5 м) глинисто-карбонатными конкрециями . . . . . 200–300

**Толща 25.**

Глины диатомовые, диатомиты светло-серые, "белесые" с кольцами Лизеганга. Породы легкие, мягкие, сложенные в основном (до 80–90%) панцирями диатомовых водорослей, многочисленными моллюсками, крупными фораминиферами, спикулами губок и чешуей рыб. Здесь определены: *Megayoldia thraciaeformis*, *Limatula pilvoensis*, *Lucinoma acutilineata*, *Thyasira bisecta*, *Th. disjuncta ochotica*, *Clinocardium* cf. *shinjiense* и др.

Общая видимая мощность курасийской свиты достигает 500–600 м.

Общая видимая мощность макаровской серии в окрестностях г. Невельска – 800 м.

После описания палеоген-неогенового разреза Юго-Западного Сахалина сделаем одно добавление. В некоторых случаях на Южном Сахалине в

нижней части снежинкинского горизонта или под ним выделяются синегорские слои (алевролиты, песчаники, до 150–230 м), которые обычно относят к самым низам палеогена [Калишевич и др., 1981; Серова, 1987]. Из моллюсков здесь отмечены *Acila munda*, *Multidentata ornate* и др. (см. далее Глава V «Палеогеография»). Из фораминифер – *Cibicidoides proprins*, *Clavulina amorpha*, *Silicosignoilina kushiroensis*, *Trochammina altiformis*, *Bathysiphon eocenicus*, *Haplophragmoides eggeri*. Палинофлора характеризуется комплексами ПкВ (*Myricites-Ulmoideipites* и пр.) и $ПкВ_2$ (*Alnipollenites-Ulmoideipites* и пр.). Однако стратиграфическое положение этих слоев не может считаться точно определенным. Есть мнения об их верхнемеловом возрасте [Геология СССР..., 1970].

Согласно другой точке зрения – они относятся к палеогену, но разделены перерывом от снежинкинского горизонта [Фотьянова и др., 2001]. Близкая точка зрения была опубликована ранее: при определении положения камских слоев на основе флористических данных [Кодрул, 1994]: было высказано предположение, что камские слои средней части палеоцена отделены от нижнеснежинкинских толщ нижнего–среднего эоцена значительным перерывом.

В связи с вышесказанным отметим, что недавно [Фотьянова и др., 2001] в объеме найбутинской свиты п-ова Крильон (р. Китоси) были намечены несколько подразделений: синегорские слои нижнего палеоцена (песчаники, алевролиты, угли, 224 м), снежинкинская свита среднего эоцена (песчаники, алевролиты с разной насыщенностью углями, 380 м) и краснопольевская свита среднего эоцена (песчано-алевролитовые породы, местами углистые, 240 м).

В синегорских слоях, по М.Я.Серовой, отмечены фораминиферы *Silicosigmoilina longa*, *Haplophragmoides granulosum*, *Asanospira glabra* и др. В снежинкинской свите из фораминифер есть *Silicosigmoilina futabaensis*, *Trochammina* sp. и др. Там же имеется флора *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides speciosa* (Ward) и др. Из фораминифер краснопольевской свиты типичны *Elphidium asanoi*, *Haplophragmoides tanaii*, *H. subevolutus*, *H. coalingensis* и др. Там же отмечены моллюски *Yoldia takaradaensis*, *Nuculana pulchrisinuosa* и пр. В основании свиты присутствует флора *Macclintokia pugetensis* Wolfe. Однако следует помнить, что понимание стратиграфических объемов палеогеновых свит п-ова Крильона авторами цитируемой статьи отличается от такового других геологов (в упомянутой статье «снежинкинская» и «краснопольевская» свиты п-ова Крильон сопоставлены со снежинкинской свитой р.Аральская, «такарадайская» и «аракайская» свиты – с краснопольевской и т.д.). Напомним, что в стратиграфических схемах 1998 г. синегорские слои стратотипической местности считаются фацией основания снежинкинской свиты (см. раздел 1.2 Главы I и Главу V).

## ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ САХАЛИН

### 1.1.10. МАКАРОВСКИЙ РАЙОН

Разрез кайнозоя Макаровского района является одним из ключевых на Сахалине. Он расположен в юго-восточной части острова и занимает полосу шириной от 4 до 12 км побережья залива Терпения, между реками Гребянка (на юге) и Марковка (на севере). Развитые здесь третичные толщи вскрываются в долинах рек Шахтная, Кринка, Лесная и др., текущих в восточном направлении, а также на морском побережье. В 1992 г. была напечатана монография об этом разрезе [Опорный разрез..., 1992], в которой можно найти детальные материалы по геологии данного района.

В разрезе Макаровского района выделяются следующие свиты (снизу верх): гастелловская (эоцен–олигоцен), холмская (олигоцен), невельская (олигоцен–нижний миоцен), чеховская (нижний миоцен), верхнедуйская (нижний–средний миоцен), курасийская (средний миоцен) и маруямская (средний миоцен-плиоцен) (рис. 32, 33).

#### Гастелловская свита (олигоцен)

Нижняя граница с размывом и угловым несогласием.

Мощность, м

**Толща 1.**

Песчано-алевритистые аргиллиты и кремнистые аргиллиты, серые и буровато-серые, неотчетливо напластованные с прослоями алевролитов, рассеянными карбонатными конкрециями. В основании конгломераты и песчаники зеленовато-серые с обильным обугленным растительным детритом, плохо сортированные, с рассеянными гравием и галькой, образующими, кроме того, скопления в виде пластов и линз. Многочисленные остатки моллюсков, образующие иногда скопления в виде линз ракушняков с *Yoldia matschigarica*, *Papyridea matschigarica, Ciliatocardium schmidti* (рис. 34) . . . . . до 300

**Толща 2.**

Песчаники и алевролиты зеленовато-, желтовато- и буровато-серые, мелко- и крупнозернистые, с обугленным растительным детритом, рассеянными гравием и галькой и их лин-

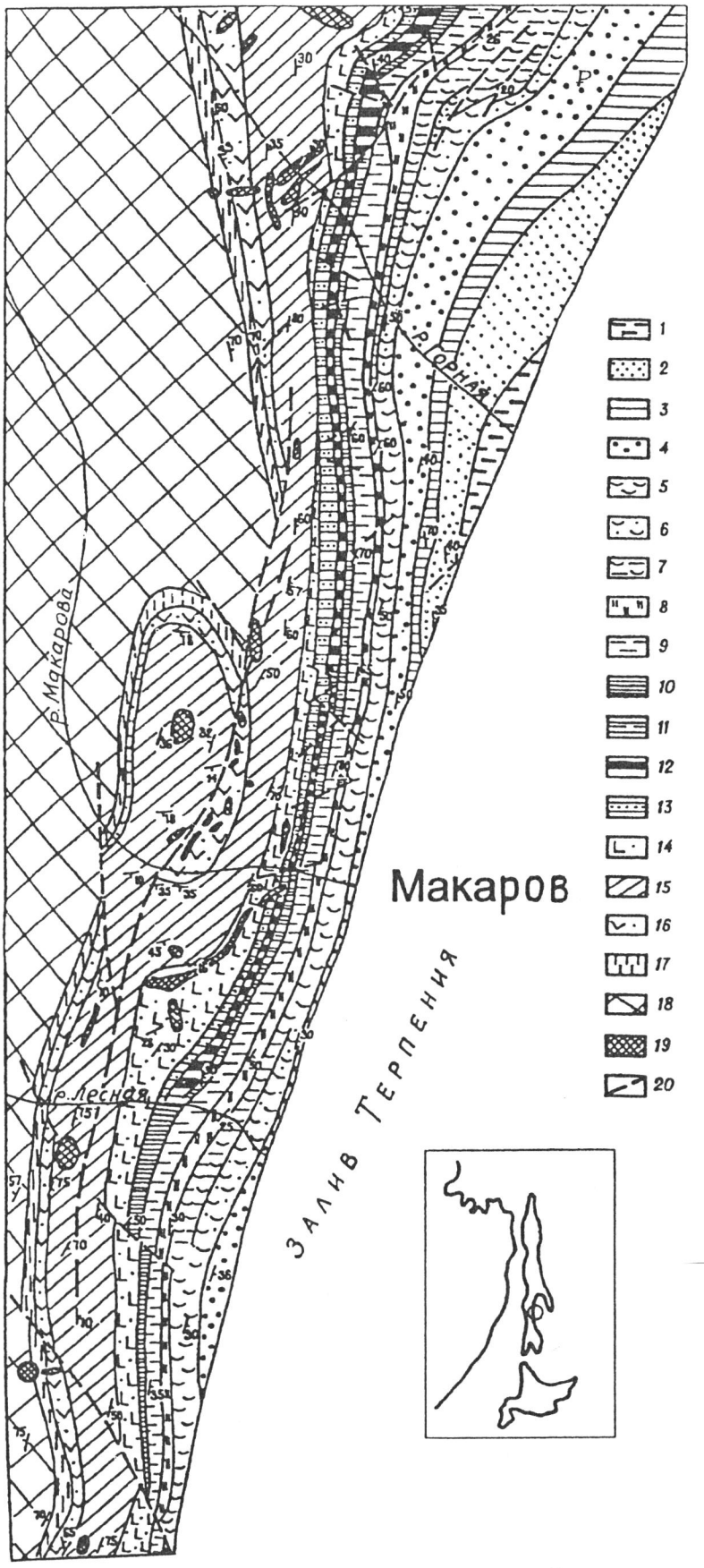



**Рис. 32.** Геологическая схема Макаровского района

1–7 – маруямская свита: 1 – верхняя подсвита, 2 – средняя подсвита, 3–7 – нижняя подсвита – литологическая (3 – пачка 4; 4 – пачка 3; 5 – пачка 2 и 1 нерасчлененные; 6 – пачка 2; 7 – пачка 1); 8 – курасийская свита; 9 – аусинская свита; 10–13 – верхнедуйская свита: 10 – свита нерасчлененная, 11 – верхняя подсвита, 12 – средняя подсвита, 13 – нижняя подсвита; 14 – чеховская свита; 15 – невельская и холмская свиты объединенные; 16 – верхнегастелловская подсвита; 17 – нижнегастелловская подсвита; 18 – верхнемеловые отложения; 19 – магматические породы; 20 – разрывы [Опорный разрез..., 1992]

Мощность, м

зовидными скоплениями. Рассеянные карбонатные конкреции. Внизу чередование по 0,5-20 м пластов песчаников разной окраски, зернистости и степени сортировки с пластами и линзами конгломератов. Вверху более однообразные мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями (1-3 м) конгломератов и гравелитов и редкими аргиллитами. Вблизи кровли пласт песчаников с деформациями подводного оползания и седиментационными брекчиями. Остатки моллюсков *Yoldia caudata*, *Ciliatocardium matchgarense*, *Modiolus matchgarensis* . . . . . до 400

Общая мощность свиты до 700 м.

### Холмская свита (олигоцен–нижний миоцен)

**Толща 3.**

Песчано-алевритистые аргиллиты и кремнистые аргиллиты (иногда перекристаллизованные опоки) голубовато-серые и коричневато-серые, неотчетливо напластованные с прослоями мелкозернистых темно-серых, неслоистых песчаников, остатки тонкораковинных моллюсков *Acila perfecta*, *Periploma korniana*, *Nuculana khandasensis,* и др. . . . . до 300

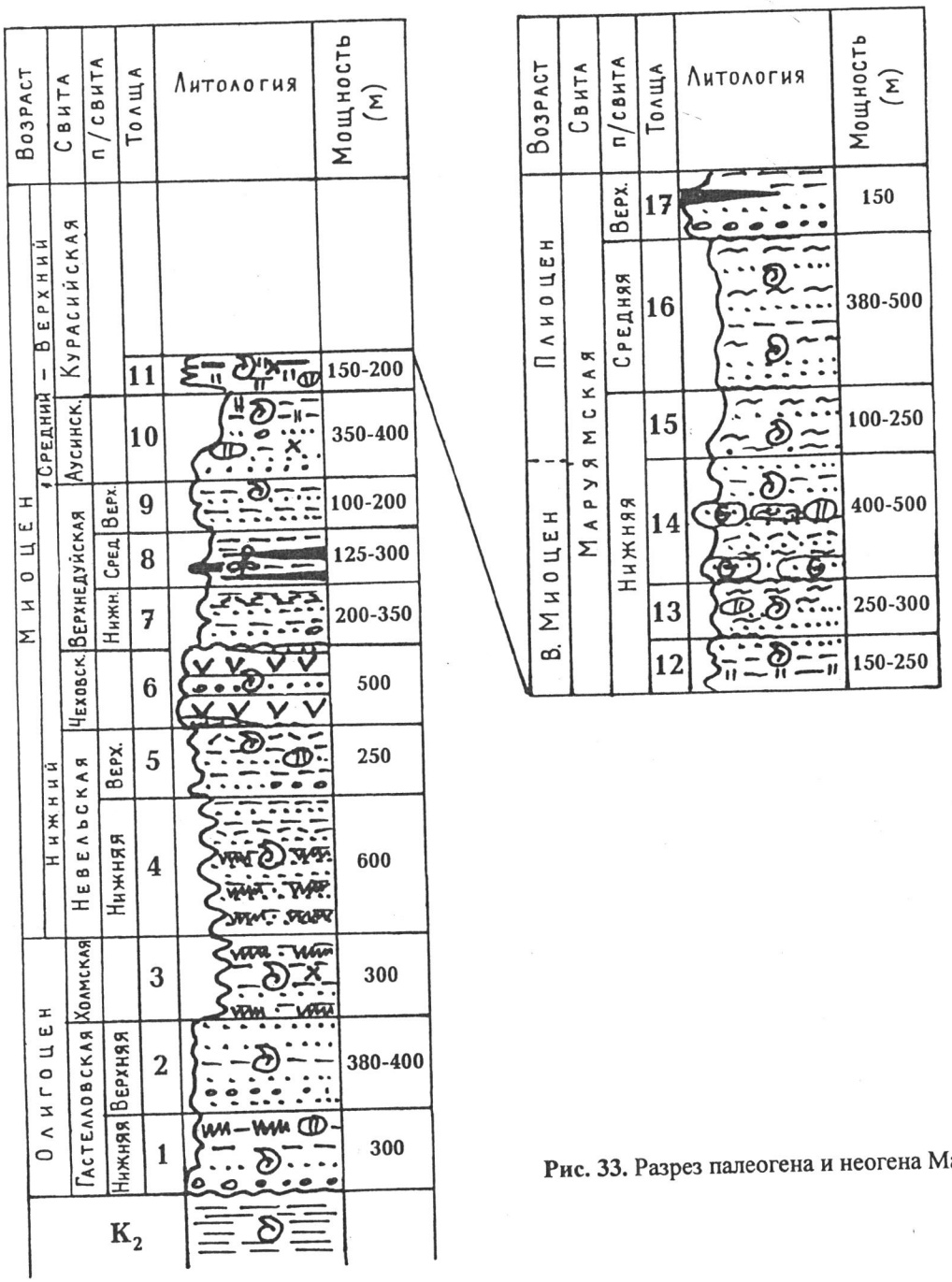



**Рис. 33.** Разрез палеогена и неогена Макаровского района

Мощность, м

**Невельская свита (олигоцен–нижний миоцен)**

**Толща 4.**

Песчано-алевритистые аргиллиты и кремнистые аргиллиты и иногда перекристаллизованные опоки, голубовато-серые, серые и кофейно-серые, тонконапластованные (0,1–0,2 м). Плоскости пластовой отдельности обычно приурочены к более песчанистым и глинистым разностям. Часто неравномерно ритмично (0,2–0,5 м) чередуются с пластами песчаников, серых и зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых такой же мощности. Через 3–7 м расположены пласты более мощных (от 1 до 3–5 м) более крупнозернистых песчаников и более редких гравелитов, конгломератов и переотложенных псаммитовых туфов. Встречается рассеянная галька, карбонатные конкреции. Многочисленны остатки моллюсков в основном тонкораковинных *Nuculana crassatelloides, Cardiomya tigilensis, Malletia inermis* и др. . . . . до 600

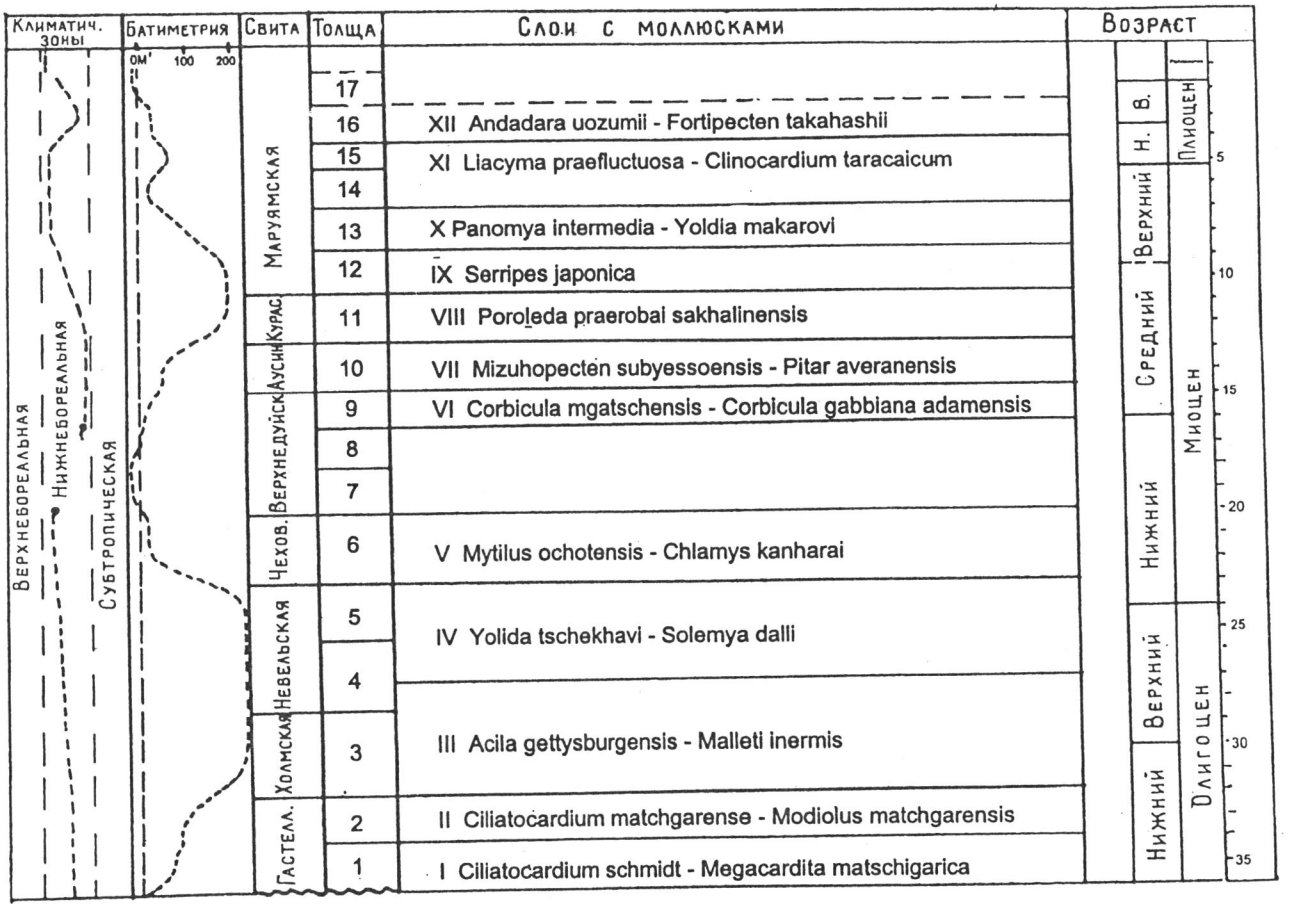



**Рис. 34.** Слои с моллюсками в палеогене-неогене Макаровского района

Мощность, м

**Толща 5.**

Аргиллиты, алевролиты (иногда кремнистые), голубовато- и кофейно-серые в переслаивании с серыми и зеленовато-серыми мелко- и грубозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и туфами. Рассеянные карбонатные конкреции. Остатки раковин моллюсков *Yoldia tschekhovi, Malletia makarovi, Conchocele disjuucta explanata* и др. . . . . до 250

Общая мощность свиты до 850 м.

### Чеховская свита (нижний миоцен)

**Толща 6.**

Туфы основного состава, темно-серые и зеленовато-серые (изредка красноватые) от агломератовых до мелкопсаммитовых; лавы и лавобрекчии базальтов и андезито-базальтов; желтовато- и зеленовато-серые плохо сортированные конгломераты, песчаники и изредка аргиллиты. Чередование отдельных разностей пород грубопластовое и крупнолинзовидное. В линзах песчаника и ракушняка раковины мелководных моллюсков (комплекс с *Mytilus ochotensis, Chlamys kaneharai)* . . . . . до 500

### Верхнедуйская свита (нижний–средний миоцен)

**Толща 7.**

Песчаники темно- и светло-серые, плохо сортированные от средне- до крупнозернистых с рассеянными гравием и галькой и их линзовидными скоплениями, с прослоями (0,1–0,5 м) темно-серых песчано-алевритистых аргиллитов, иногда углистых. Пласты (до 5 м) бентонитовых глин и витрокластических туфов. Вверху преобладают песчано-алевритистые аргиллиты, темно-серые и светло-коричневые, частью углистые, с сидеритовыми конкрециями (0,2–0,5 м) и отпечатками листьев. Линзы углей (0,3–0,5 м), остатки стволов деревьев . . . . . до 200–350

**Толща 8.**

Переслаивание аргиллитов, песчано-алевритистых аргиллитов и алевролитов, нередко углистых, темно-серых и коричневых. Редкие прослои (0,5–2 м) песчаников, серых и темно-

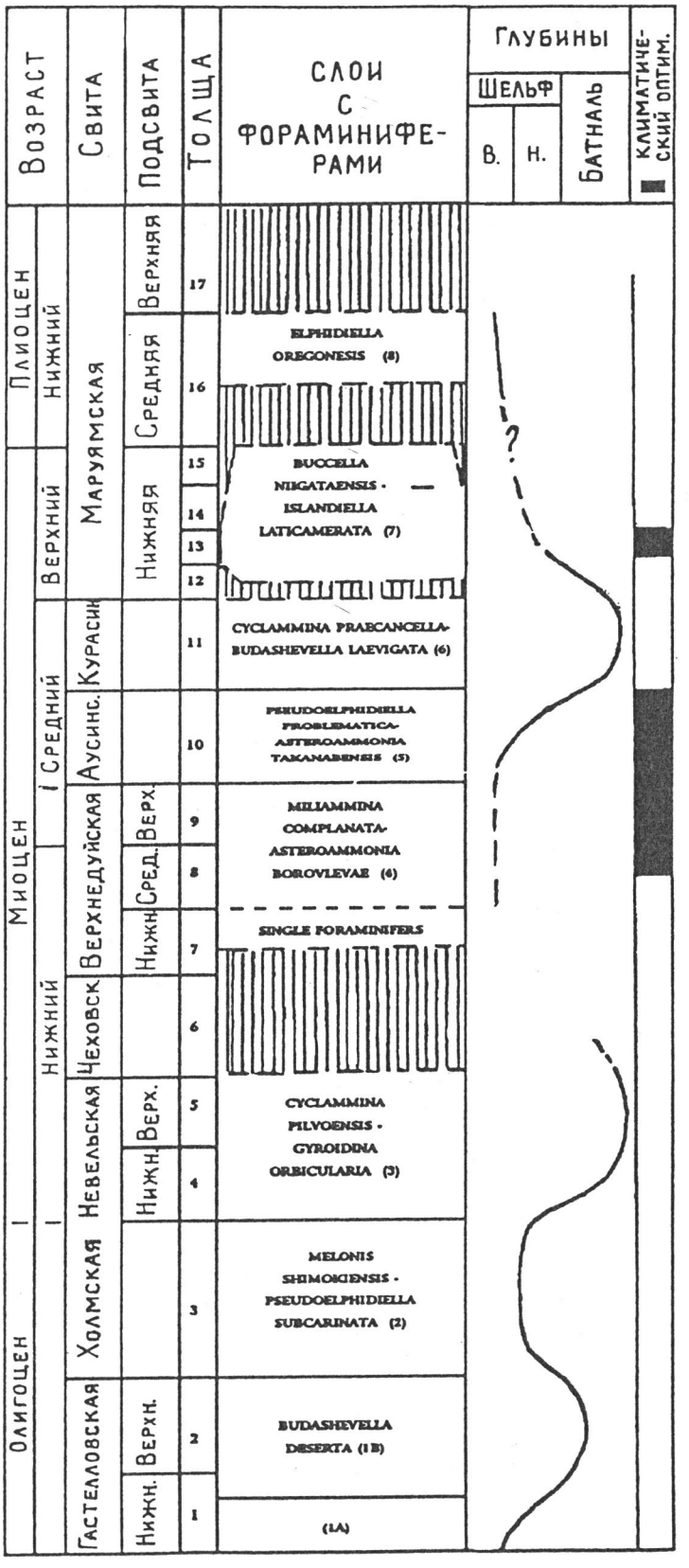



**Рис. 35.** Слои (зоны) с фораминиферами в палеогене-неогене Макаровского района

серых, средне- и крупнозернистых. Пласты угля от 0,3 до 1,5–5 м. Многочисленны отпечатки растений (флора типа Daijima) . . . . . до 125–200

**Толща 9.**

Аргиллиты, песчано-алевритистые аргиллиты и алевролиты, темно-серые и коричневые. Прослои (0,05–0,6 м) песчаников, серых и зеленовато-серых, мелкозернистых. Линзы углей (до 0,71 м). В верхней части в песчаниках и пластовых конкрециях (0,5–0,7 м) многочисленны раковины *Corbicula gabbiana, Ostrea sp* . . . . . до 100–200

Мощность свиты до 425–700 м.

## Аусинская свита (средний миоцен)

**Толща 10.**

Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные, обычно некрепко сцементированные, но в некоторых участках пластов толщиной 0,5–0,7 м очень крепкие из-за интенсивной вторичной карбонатизации. В виде пластов (внизу до 25–30 м, вверху меньше) чередуются с песчано-алевритистыми аргиллитами, темно-серыми, неслоистыми, слабо сцементированными. В самом верху имеются прослои светлых слабо кремнистых песчано-алевритистых аргиллитов. В средней части присутствуют рассеянная мелкая галька, крупные карбонатные конкреции (до 1–1,5 м), глендониты, много раковин моллюсков *Mizuhopecten subgessoensis, Nuculana majamraphensis, Panopea intermedia, Macoma optiva* и др. . . . . до 350–400

## Курасийская свита (средний миоцен)

**Толща 11.**

Кремнистые песчано-алевритистые аргиллиты, коричневые и коричневато-серые, тонко напластованные (0,1–0,2 м). К плоскостям пластовой отдельности приурочены более глинистые и алевритистые разности. Тонкие прослои алевролитов. Рассеянные карбонатные конкреции и их горизонты (0,1–0,3 м). В верхней части – конкреции до 1–1,5 м. Раковины моллюсков *Delectopecten pedroanus, Nuculana praerobai, Yoldia scanha* и др. . . . . до 150–200

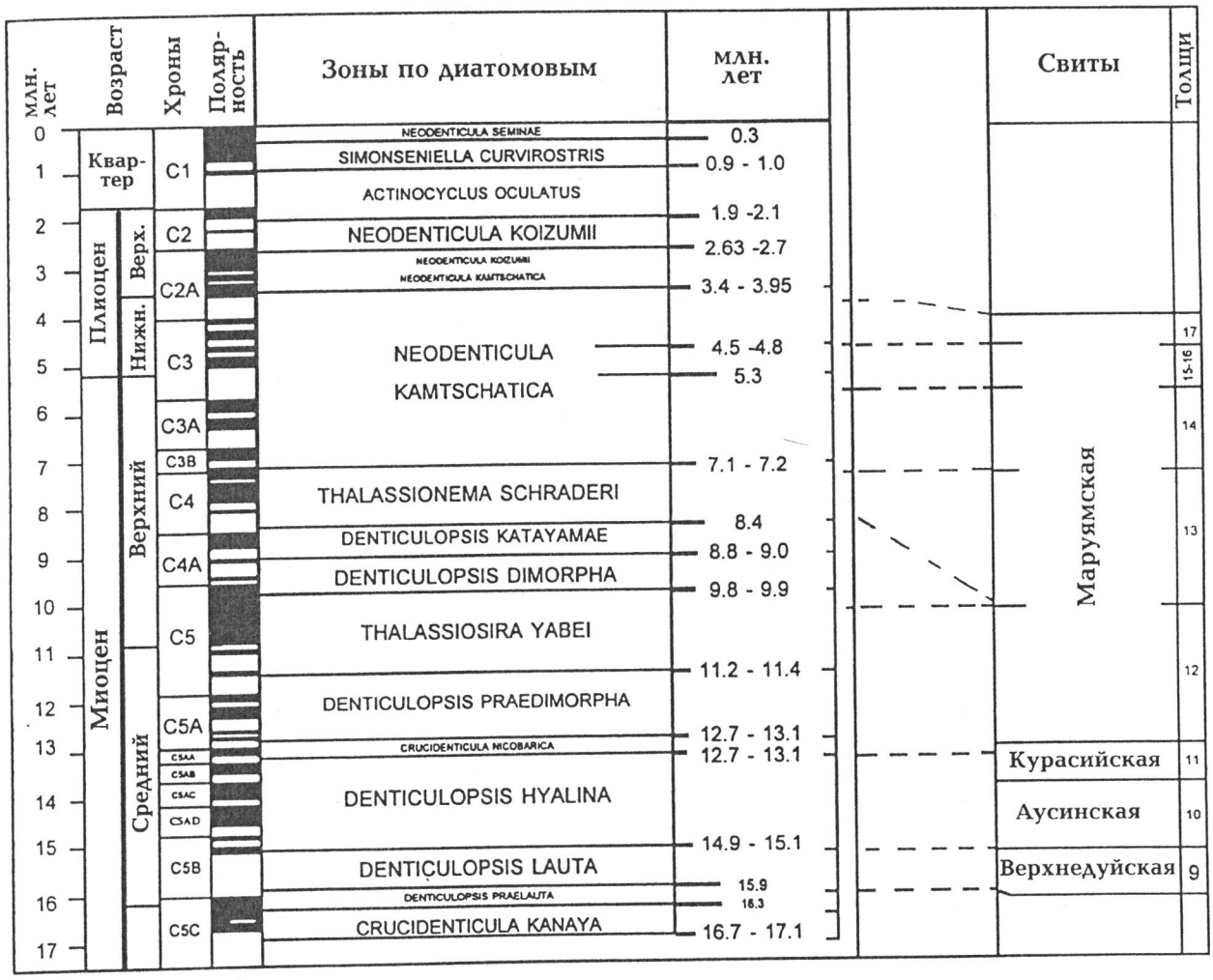



**Рис. 36.** Зоны по диатомовым в неогене Макаровского района

## Маруямская свита (верхний миоцен–плиоцен)

В свите выделяются три подсвиты.

*Нижняя подсвита*

**Толща 12.**

Алевролиты и диатомиты коричневато-серые и светло-коричневато-серые, неотчетливо линзовиднослоистые. Прослои песчаников, мелко- и среднезернистых, глинистых, мощность и количество которых увеличивается вверх по разрезу. Горизонты конкреций (0,2–0,3 до 0,7 м). Тонкие прослои витрокластических туфов. Скопления раковин *Conchocella alta, Serripes japonica*. . . . . до 150–250

**Толща 13.**

Песчаники серые, мелкозернистые, глинистые с мелкой мульдообразной слоистостью. Редкие неотчетливо выделяющиеся прослои песчано-алевритистых диатомитов. Крупные карбонатные конкреции (до 1,0 м). Характерен комплекс моллюсков с *Yoldia makarovi, Cryptomya sachalinensis, Mya japonica*. . . . . до 250–300

**Толща 14.**

Песчаники, зеленовато-серые, от средне- до крупнозернистых, плохо сортированные с рассеянным гравием и мелкой галькой, образующими скопления в виде линз и прослоев нечастых внизу и частых вверху. В нижней части обогащены глауконитом (0,1–0,2 м). Редкие тонкие прослои витрокластических туфов. Рассеянные карбонатные конкреции. Обильная фауна моллюсков (до ракушняковых скоплений в верхней части) *Acila marujamensis, Spisula voyi, Neptunea despecta* и др. . . . . до 400–500

**Толща 15.**

Грубопластовое чередование песчано-алевритистых диатомитов и песчаников. Диатомиты желтовато-серые, неравномерно обогащенные песчаным материалом, гравием и галькой и их линзовидными скоплениями. Песчаники серые и зеленовато-серые, слабо сцементированные, плохо сортированные, с гравием и мелкой

**Таблица 5.** Корреляция палинозон кайнозоя Макаровского и Шмидтовского-Дагинского районов (по материалам Брутман, 1983, 1986)

| Возраст | | Макаровский разрез: Свита (Пачка) | | Макаровский разрез: Палинозоны | П-ов Шмидта и Дагинский р-н: Палинозоны | П-ов Шмидта и Дагинский р-н: Палинокомплексы |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Плиоцен | | Маруямская | Верх. (17) | 6 Picea, Pinus, Betula, Nanae, Compositae | IV Pinus, Pumila, Betula, Nanae, Aster | Оссойский II |
| | | | Сред. (16) | | | |
| | | | (15) | 5 Pinus, Picea, Ulmus, Ericaceae | | Оссойский I |
| | | | (14) Нижн. (13) | | | |
| Миоцен | Верхний | | (12) | 4 Pinus, Taxodiaceae, Alnus, Fagus, Persicaria | III Pinus, Betulaceae, Persicarioipollis plioceniсus | Охинский II |
| | Средний | Курасийская (11) | | | | Охинский I |
| | | Аусинская (10) | | | | |
| | Нижний | (9) Верхне- (8) дуйская | | 3 Taxodiaceae, Juglandaceae, Fugaceae, Trapa comitanti borealis | II Ceratopteris, Tsuga sauerae, Trapa comitanti borealis | Лангрыйский |
| | | Чеховская (6) | | 2 Tsuga sauerae, T. macrosserrata, Juglans, Alnus | | Березовский |
| | | (5) Невельская | | | | |
| Олигоцен | | Холмская (3) | | 1 Podocarpus, Tsuga, Picea sp. (giantea), Taxodiaceae | I Podocarpus totara, Tsuga parva | Центрально-Тамевский |
| | | Гастеловская (2) (1) | | | | |
| Эоцен | | | | | Lygodium Japoniciformis Ulmoideipites | Музьминский |

галькой, иногда образующими линзы и прослои. Моллюски близки таковым толщи 14 . . . . . 100–200

*Средняя подсвита*

**Толща 16.**

Залегает, вероятно, с размывом. Песчаники и пески серые и зеленовато-серые, слабо сцементированные, плохо сортированные (мелко- и среднезернистые), часто обогащены глауконитом, содержат гравий и гальку и их скопления в виде пластов и линз, часто косослоистые. Редкие прослои песчано-алевритистых аргиллитов и диатомитов. Редкие карбонатные конкреции. Обильны раковины моллюсков (скопления до ракушняков) *Fortipecten takahashii, Anadara trilineana, Spisula densata, Keenocardium californiense* и др. . . . . до 380–500

*Верхняя подсвита*

**Толща 17.**

Пески и песчаники. от мелко- до крупнозернистых. гравелиты и конгломераты, буровато-серые, плохо сортированные с косой и груболинзовидной слоистостью, иногда с рассеянной галькой и гнездами песчаного материала. Обилен растительный детрит. Пласты и линзы лигнитов (до 0,5–1 м), остатки лигнитизированных деревьев . . . . . до 150

Общая мощность свиты 1430–1900 м.

Данный разрез охарактеризован достаточно богатыми палеонтологическими комплексами фауны и флоры. В общем виде стратиграфическое расположение слоев с фауной лон и зон (по диатомеям) нашло отражение на рис. 34 (моллюски), 35 (фораминиферы), 36 (диатомеи), табл. 5 (спора и пыльца).

## 1.2. ГОРИЗОНТЫ, ЗОНЫ И СЛОИ, ИХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ И ВОЗРАСТ, КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СХЕМА

Многолетняя практика геологических работ на Сахалине показала, что при расчленении осадочных толщ кайнозоя обычно используется система стратиграфических подразделений местного и регионального масштаба. Наиболее часто среди местных подразделений употребляется свита (с подсвитами и пачками), которая часто близка по своему содержанию американской формации. Основной единицей регионального статуса является горизонт или региоярус. Именно к горизонтам, которые отражают определенные этапы геологического развития региона привязываются многочисленные свиты (их насчитывает около 50), выделенные в разных структурно-фациальных зонах острова.

Всего в сахалинском разрезе кайнозоя (точнее палеогена и неогена) обособлено 11–12 горизонтов. Иногда в рамках, с одной стороны, Северного Сахалина, а с другой – Юго-Восточного и Юго-Западного Сахалина выделяются субрегиональные подразделения (горизонты, подгоризонты), которые при их одновозрастности могут иметь отличные названия или несколько отличаются по объему. Но в целом они всегда привязываются к общесахалинским регионрусам. Так, на Северном Сахалине, например, в среднем миоцене-плиоцене выделяются окобыкайский, нижненутовский, верхненутовский горизонты (они фактически соответствуют одноименным регионрусам всего Сахалина). В южных районах им соответствуют курасийский (с двумя подгоризонтами) и маруямский горизонты.

С методической точки зрения сахалинские горизонты выделены не всегда удачно. Если палеогеновые горизонты обособлены в пределах единой стратотипической местности (Юго-Западный Сахалин), где можно наблюдать четкую последовательность всех подразделений и характер их границ, то неогеновые подразделения, выше холмского горизонта, выделены часто неудачно – стратотипы их не очень доступны, непрерывные разрезы отсутствуют, горизонты составлены из свит и толщ, развитых в разных местах и т.п. Видимо, было бы практически и методически нецелесообразнее использовать для выделения неогеновых горизонтов хорошо доступный и обнаженный разрез Макаровского района (Юго-Восточный Сахалин), где последовательность слоев не вызывает сомнений, а все толщи хорошо палеонтологически охарактеризованы.

В настоящее время стратиграфическая схема кайнозоя Сахалина состоит из 11–12 горизонтов (снизу вверх):

снежинскинский – палеоцен–средний(?) эоцен,

краснопольевский – средний эоцен,

шебунинский – верхний эоцен,

аракайский и холмский – олигоцен,

уйнинский – нижняя часть нижнего миоцена,

дагинский – нижний миоцен – низы среднего миоцена,

окобыкайский – средний миоцен – низы верхнего миоцена,

нижненутовский – верхний миоцен,

верхненутовский – верхи верхнего миоцена – нижняя часть плиоцена,

помырский – средняя – верхняя часть плиоцена.

В последнее время иногда используется новый горизонт – дерюгинский – верхи плиоцена–квартер, но он как горизонт официально не принят; к нему отнесены осадки внешнего шельфа Северного Сахалина.

Анализ горизонтов показывает, что они неравнозначны по своему временному объему. Так, если снежинкинский горизонт можно оценить в 20(?) млн. лет, дагинский, аракайский и окобыкайский – соответственно в 7,0; 5,0 и 4,0 млн. лет, то верхненутовский оценивается в 3,0, а помырский – 1,0 млн. лет. Это свидетельствует, в частности, о том, что снежинкинский уровень расчленен еще не достаточно детально.

Палеонтологическая характеристика горизонтов различна. Нижний, снежинскинский горизонт охарактеризован флорой, другие горизонты – в основном моллюсками и фораминиферами, частично листовой флорой, спорами и пыльцой. В диапазоне от олигоцена до плиоцена важное место в этой характеристике занимают диатомеи. В последнее время обнаружены также на некоторых уровнях наннопланктон и диноцисты. Отмечаются иногда радиолярии. Сопоставление ископаемых комплексов с таковыми из палеогеновых и неогеновых толщ Камчатки, Японии и Северной Америки, а также с комплексами донных осадков прилегающих акваторий Тихого океана позволяет с той или иной достоверностью сопоставлять сахалинские горизонты с общей шкалой и определять их возраст. Особенно уверенно возрастные уровни маркируются с помощью зональных планктонных комплексов (прежде всего диатомовых, которые отмечаются в пределах олигоцена–плиоцена). Однако многие корреляции с успехом осуществляются и по бентосным группам.

В изучении палеонтологического материала из кайнозойских толщ Сахалина в разные годы принимал участие целый ряд специалистов, многие из которых являются крупнейшими авторитетами. Моллюски изучались Л.В. Криштофович, Ф.Г. Лаутеншлегером, И.П. Хоменко, А.П. Ильиной, В.С. Слодкевичем, А.А. Симоновой, Л.С. Жидковой, В.О. Савицким, Ю.Б. Гладенковым, Т.Г. Калишевич, И.Н. Кузиной, В.Д. Худиком и другими. Фораминиферы исследовались Н.А. Волошиновой, В.Н. Кузнецовой, Л.С. Леоненко, М.Я. Серовой, Л.И. Митрофановой, и другими. В изучении диатомовых принимали участие А.И. Моисеева. В.П. Болдырева, Т.В. Орешкина, А.Ю. Гладенков и другие. Л.А. Табоякова, Е.Д. Заклинская, Н.Я. Брутман, А.Д. Архипова, Н.М. Грохотова и другие изучали спорово-пыльцевые комплексы. Флора изучалась А.Н. Криштофовичем, В.А. Красиловым, Л.И. Фотьяновой, О.А. Сычевой, Т.В. Кодрул и другими. Эти списки специалистов далеко, конечно, не полные, и каждый может их дополнить. Но сейчас важно отметить, что многие биостратиграфы разных поколений внесли значительный вклад в комплексное палеонтологическое обоснование сахалинских горизонтов, имея в виду их характеристику по разным группам фауны и флоры (ниже будут использованы следующие сокращения: моллюски – M, фораминиферы – F, флора – FL, спорово-пыльцевые комплексы – СПК, диатомеи-Д).

О палеобиоте кайнозоя Сахалина в последние 35 лет написано несколько монографий. Три книги посвящены моллюскам Сахалина [Криштофович, Ильина, 1954; Криштофович, 1964; Жидкова и др., 1968], одна – фораминиферам [Волошинова и др., 1970], еще одна – стратиграфии и палеонтологии олигоцена-плиоцена Макаровского района [Опорный..., 1992] и, наконец, последняя недавно напечатанная книга – разрезу п-ова Шмидта [Гладенков и др., 1999]. С одной стороны, это немного, т.к. многие разрезы и комплексы остались недостаточно охарактеризованными (например, для разрезов Юго-Западного Сахалина монографическое описание фауны пока отсутствует). С другой стороны, здесь уже создан солидный блок сведений по биостратиграфии, который в той или иной мере может быть использован для общих корреляций и палеогеографических реконструкций.

Одной из плодотворных попыток обобщить палеонтологические данные (прежде всего по моллюскам) явилась книга начала 70-х гг., посвященная биофациальным особенностям древних бассейнов Сахалина [Жидкова и др., 1974]. В ней были обобщены как оригинальные материалы, так и данные предшественников (Хоменко, 1938; Симонова, 1941; Криштофович, Ильина, 1954 и др.). Несколько позднее вышла книга о биоте переходных слоев от мела к палеогену [Калишевич и др., 1981]. Важные сведения о палеонтологических характеристиках отдельных разрезов разных регионов Сахалина отражены также в многочисленных статьях. Поэтому мы отсылаем читателя, в деталях интересующихся этими вопросами, ко всем этим публикациям, а сами обратим внимание на некоторые особенности палеонтологических характеристик горизонтов и отдельные дискуссионные моменты, связанные с обоснованием их возраста.

Однако перед этим напомним, что в последние годы в практику стратиграфических работ все шире входят дробные стратиграфические подразделения – зоны и слои с фауной. Так, в пределах олигоцена-плиоцена намечено более 15 зон по диатомеям. Именно эти зоны позволяют коррелировать сахалинские толщи с океанической шкалой с большой точностью. К сожалению, зоны выделяются не во всех разрезах и не всегда смыкаются. Вместе с тем там, где разрезы изучаются детально, удается выделить более дробные подразделения – местные зоны (лоны) или слои с фауной (в частности, по моллюскам и фораминиферам). Примером являются слои с моллюсками, которые намечены в разрезе п-ова Шмидта. Так, в пределах двух свит (мачигарской и тумской), соответствующих в основном олигоцену – нижнему миоцену, было выделено девять слоев с четкими комплексами моллюсков. Показательно, что некоторые из таких слоев отмечаются и в других районах. Но, к сожалению, детальное, послойное изучение фауны в этих последних проведено не было, что пока затрудняет повсеместное прослеживание всех слоев (или их возрастных аналогов).

Ниже дается краткая характеристика каждого горизонта (стратиграфически снизу верх).

**Снежинкинский горизонт** (палеоцен – нижняя часть эоцена) континентальные, часто угленосные образования, до 1500 м. Он охарактеризован практически только флорой ($FL_1$), часто называемой раннедуйской. Обычно здесь отмечаются *Fagus paucinervis, Trochodendroides arctica, Credneria grewiopsoides* и пр. Указываются также две палинозоны музминского СПК (нижняя с *Alnipollensis anacolosidites* и верхняя с *Lygodium japoniciforme, Ulmoideipites*). В последнее время предпринята попытка разделить снежинкинскую флору на две части: нижнюю (камские слои) – хвойно-широколистную, отвечающую ранней стадии потепления палеоцена-эоцена, и верхнюю (средне (?) эоценовую) –

хвойно-мелколистную, между которыми предполагается перерыв [Кодрул, 1994]. Эту идею о перерыве следует проверить специальными работами в будущем. В верхах горизонта найдены редкие фораминиферы (*Ammodiscus macitentus* и пр.).

**Краснопольевский горизонт** (средний эоцен) сложен в основном морскими песчаниками, до 1500 м. Здесь появляются характерные относительно тепловодные моллюски ($M_1$): Nuculana snatolensis, Ostrea agnevoensis, Pitar californiana и др. Отмечены фораминиферы ($F_1$): *Haplophragmoides asagaensis, Pseudoelphidiella californica* и др.

**Шебунинский горизонт** (верхний эоцен) содержит алевролито-аргиллитовые и песчанистые толщи, до 1000 м. Моллюски ($M_2$) представлены здесь *Yoldia takaradaiensis, Malletia poronaica, Nemocardium ezoense* и пр., многие из которых характерны и для сопряженных районов. Среди фораминифер ($F_2$) характерен комплекс с *Plectofrondicularia packardi* и др., который трассируется от Японии и Камчатки до Калифорнии.

**Аракайский горизонт** (олигоцен) сложен туфопесчаниками, грубообломочными туфами и алевролитами, до 1000 м. Комплекс моллюсков ($M_3$) здесь весьма характерен: *Papyridea matschigarica, Yoldia caudata, Portlandella watasei, Modiolus matchgarensis* и пр. На п-ове Шмидта в горизонте выделен ряд слоев (снизу вверх): *Mytilus littoralis, Papyridea harrimani, Nemocardium iwakiense, Trachycardium kinsimarae, Acila oyamadensis, Glycymeris nakosoensis, Delectopecten watanabei, Cardiomya majanatschensis*. Эти восемь слоев отражают смену палеобиоты в связи не только с эволюцией моллюсков, но и изменением палеогеографических и палеоэкологических условий. При сходстве тенденций этих изменений в разных районах Сахалина эти слои могут быть узнаны во многих местах. При отличиях – слои будут выделяться в более обобщенном виде.

В последние годы к олигоцену относят обычно сводный аракайско-холмский горизонт. Нам кажется, что его надо разделить на аракайскую и холмскую части. Ибо холмская часть (горизонт), включающая песчано-глинистые, кремнистые породы до 1200 м, имеет свою достаточно обособленную характеристику. Среди моллюсков здесь типичны *Acila kholmskiensis, A. gettysburgensis, Nuculana crassatelloides, N. pennula, Cyclocardia tokunagai* и др.($M_4$) Фораминиферы аракайского уровня представлены комплексом с *Haplophragmoides laminatus, Melonis shimokinensis* и пр. ($F_3$). В холмском горизонте отмечены *Pseudoelphidiella subcarinata, Cribroelphidium crassum* и пр. ($F_4$). Хотя из сравнения списков фауны следует, что в этих горизонтах имеются и сходные таксоны.

Весьма интересными среди новых биостратиграфических материалов по олигоцену выглядят данные по диатомеям. Во-первых, они позволили впервые дать точную привязку отдельных разрезов к общей шкале; а во-вторых, сопровождающие их комплексы получили более уверенное возрастное положение, что укрепило их корреляционный потенциал.

Олигоценовые комплексы диатомей были отмечены в пиленгской свите Пограничного района (данные В.П. Болдыревой, Т.В. Орешкиной и А.Ю. Гладенкова [Ю. Гладенков и А. Гладенков, 1999]. Здесь в верхней части свиты была выявлена зона *Rocella gelida* ($Д_1$). Появление данных по зональной стратиграфии олигоцена и нижнего миоцена является чрезвычайно важным, т.к. до последнего времени на Сахалине использовались зоны по диатомеям лишь от среднего миоцена и выше.

Одновременно отметим, что недавно в палеогене Юго-Западного Сахалина были впервые выявлены остатки наннопланктона [Гладенков, Щербинина, 2000]. Так, в Краснопольевском горизонте (по р. Аральская) найден *Coccolithus formosus* (Kamptner) (эоцен – низы эоцена), а в такарадайской свите (по р. Томаринка) отмечены *Reticulofenestra dictyoda* (Deflanre) Stadner и *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wide) Bukry and Percival (средний эоцен – низы верхнего эоцена). В аракайской свите выявлены *Dictyococcites bisectus* и *Cyclicargolithus floridanus* (Roth and Hay) Bukry (верхняя часть эоцена – верхний олигоцен). Эти данные являются новым дополнением в суждение о возрасте палеогеновых толщ Сахалина.

**Уйнинский горизонт** (низы нижнего миоцена), представленный песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами (до 1500 м), охарактеризован моллюсками *Nuculana alferovi, Periploma altarata, Mytilus ochotensis* и пр. ($M_5$). Из фораминифер отмечены *Cyclammina pilvoensis, Pseudoelphidiella subcarinata* и др. ($F_5$).

К нижнему миоцену относится и **дагинский горизонт** (за исключением самых верхних слоев), который в разных районах включает угленосные толщи (прежде всего верхнедуйская свита), мелководные и относительно глубоководные отложения, а также вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (невельская и чеховская свиты). Общая мощность достигает 1500-2000 м.

Среди моллюсков ($M_6$) типичны *Nuculana nabiliana, Acilana tokunagai, Mizuhopecten subyessoensis, Delectopecten pedroanus, Solemya dalli* и

пр. Среди фораминифер ($F_6$) – *Elphidiella simpex, Milliamina complanata, Pseudoelphidiella problematica* и пр. В дагинском горизонте Сев. Сахалина (колендинские слои) развиты также *Ammonia toshigiensis, Siphogenerina* и др. Флора ($FL_2$) представлена *Ginkgo adiantoides, Metasequoia occidentalis, Ulmus longifolia, Hemitrapa borealis* и др. (это так называемая верхнедуйская флора). В отдельных свитах отмечены диатомеи. Так, в борской свите Пограничного района выявлены зоны *Thalassiosira praefraga, Th. fraga* и, возможно, другие, относимые сейчас к нижнему миоцену ($Д_2$).

Верхняя часть дагинского горизонта отмечена характерным относительно теплолюбивым комплексом палеобиоты, который соответствует началу среднего миоцена. По нашему мнению, этот характерный уровень следовало бы выделить в самостоятельный горизонт. Здесь отмечены характерные моллюски, в частности, аусинской свиты и ее аналогов: *Anadara watanabei, Glycymeris cishuensis, Dosinia tugaruana, Spisula haboroensis* и др. ($M_7$). Из фораминифер встречены *Haplophragmoides impressus, Glandulina nipponica, Asteroammonium takanabensis* и др.($F_7$) Этот уровень совпадает с началом диатомовой зоны Denticulopsis lauta ($Д_3$).

**Окобыкайский горизонт** (средний миоцен – низы верхнего миоцена). Он представлен кремнистыми аргиллитами, диатомитами, песчаниками, до 2000 м. Среди характерных моллюсков ($M_8$) *Nucula psjakauphensis, Nuculana schmidti, Malletia kurasiensis, Delectopecten pedroanus* и пр. Здесь намечены две зоны по фораминиферам *Budashevella laevigata* и *Haplophragmoides renzi* ($F_8$). Этот горизонт соответствует диатомовым зонам *D. lauta* и *D. lauta – D. hustedtii* ($Д_4$).

**Нутовский горизонт** (верхний миоцен – нижняя часть плиоцена) состоит из двух подгоризонтов: нижненутовского (верхний миоцен- и верхненутовского (в основном низы плиоцена). Включает литологически разные породы – мелководные песчано-глинистые, относительно глубоководные алевролитовые и диатомитовые и субконтинентальные песчано-угленосные. Общая мощность достигает 3000-3500 м.

**Нижненутовский подгоризонт** включает диатомовые зоны Denticulopsis hustedtii и частично Neodenticula kamschatica ($Д_5$). Им соответствует фораминиферовая зона ($F_9$) *Haplophragmoides impressus, Uvigerina subperegina, Islandiella laticamerata* и др. Здесь же отмечены моллюски *Nuculana praerobai, N. vengerensis, Neptunea magna stantoni* и пр. ($M_9$).

**Верхненутовский подгоризонт** охватывает большую часть диатомовой зоны *Neodenticula kamschatica* ($Д_6$). Из фораминифер типичны комплексы зон *Islandiella laticamerata и Retroelphidium clavatum* ($F_{10}$). Им соответствуют слои с моллюсками *Fortipecten takahashii, Nuculana majamraphensis, Spicula voyi* и пр. ($M_{10}$).

**Помырский горизонт** (верхи плиоцена) представлен обычно мелководными и континентальными толщами, до 1500 м. Ему соответствуют две диатомовые зоны *N. kamtschatica – N. koizumi* и *N. koizumi* ($Д_7$). Фораминиферовые зоны включают *Retroelphidium clavatum, Cribroelphidium subarcticum* и пр. ($F_{11}$). Моллюски характеризуются *Astarte alaskensis, Chlamys tanassevitschi* и пр. ($M_{11}$).

После краткой характеристики горизонтов сделаем несколько добавлений. Во-первых, специально подчеркнем, что большинство горизонтов сложено разнофациальными толщами (разными, но одновозрастными свитами). Это и понятно: в каждый этап развития в разных морских бассейнах существовали мелководные и относительно глубоководные условия, что отражалось как в осадках, так и биотических сообществах. Одновременно могли быть и континентальные обстановки седиментации. Естественно, что поэтому было бы полезно иметь в каждом горизонте наборы широко распространенных бентосных и планктонных комплексов, которые отвечали каждой фации – литоральной, верхнесублиторальной, нижнесублиторальной и батиальной. К сожалению, такие «наборы» родов и видов моллюсков и фораминифер, сменяющихся во времени, выявлены в деталях далеко не полностью. Хотя некоторые общие их особенности уже намечены, например, с точки зрения зоогеографической, вертикальной и трофической зональности биоценозов [Жидкова и др., 1974]. В приведенных списках фауны и флоры по отдельным горизонтам отмечены прежде всего характерные и доминирующие таксоны.

Второе, на что хотелось бы обратить внимание, – это некоторая разнокалиберность использованных зон по диатомеям. Собранный ранее материал был отражен в зонах той шкалы, которая сложилась в 70-х гг. [Koizumi, 1975] с некоторыми более поздними добавлениями [Akiba, 1986; Akiba et al., 1986]. Это были зоны в основном среднего миоцена и плиоцена. В 90-е годы шкалы по диатомеям были усовершенствованы, уточнены и расширены за счет олигоцена и нижнего миоцена [Gladenkov, Barron, 1995; Barron, Gladenkov, 1995]. Однако они могли быть использованы лишь при изучении нового материала (например, для кайнозоя п-ова Шмидта и Пограничного района). Вместе с тем это не должно быть существенным препятствием при расчлене-

**Таблица 6.** Сопоставление слоев (1–17) и горизонтов (I–X) с моллюсками разреза п-ова Шмидта с горизонтами кайнозоя Сахалина [Гладенков и др., 1999]

| Северный Сахалин Полуостров Шмидта | | Региоярусы Сахалина по моллюскам (Криштофович, 1961) | Горизонты Сахалина 1998 | Возраст | |
|---|---|---|---|---|---|
| Слои с моллюсками | Горизонты | | | | |
| 17 Macoma calcarea<br>16 Chlamys tanassevitschi- Astarte alaskensis | X | Среднепутовский | Помырский | В | Плиоцен |
| 15 Potamocorbula aff. amurensis | IX | Нижнепутовский | Верхнепутовский | Н | |
| 14 N. majamraphensis - N. psjakauphensis | VIII | Окобыкайский | Нижнепутовский | В | Миоцен |
| 13 C.disjuncta ochotica- C.disjuncta alta<br>12 Crenomytilus expansus - Panomya intermedia | VII | Сертунайский | Окобыкайский | | |
| 11 Acilana tokunagai-Yoldia multidentata<br>10 Delectopecten pedroanus - Nuculana schmidti | VI | Сахалинский | | С | |
| ? | ? | | Дагинский | | |
| 9 Chlamys donmilleri – Mytilus ochotensis | V | Мачигарский | Уйнинский | Н | |
| 8 Cardiomya majanatschensis<br>7 Delectopecten watanabei-Nuculana tumiensis | IV | | Холмский | | Олигоцен |
| 6 Glycymeris nakosoensis<br>5 Acila oyamadensis | III | | Аракайский | | |
| 4 Trachycardium kinsimarae-Yoldia matschigarica<br>3 Nemocardium iwakiense-Thracia schmidti<br>2 Macoma sejugata - Papyridea harrimani | II | | | | |
| | | ? | | | |
| 1 Mytilus littoralis-Corbicula sitakaraensis | I | | Шебунинский<br>Краснопольевский | | Эоцен |

нии древних толщ, т.к. старые и более новые зоны сопоставлены достаточно надежно.

Третье замечание относится к подразделениям, которые выделяются под наименованием «слоев с фауной». Их выделение представляется важным в методическом и практическом отношении, в связи с чем первые попытки их обособления заслуживают специального внимания [Гладенков, 1994]. Фактически речь идет о детализации стратиграфических шкал и создании инфразональных подразделений, необходимых для крупномасштабного картирования и высокоточной интерпретации результатов бурения.

Выделение слоев опирается на детальное изучение представительных, послойно собранных ископаемых комплексов. Так, например, коллекция моллюсков, послужившая основой расчленения олигоцена–плиоцена п-ова Шмидта на слои, насчитывает более 2 тыс. экземпляров и состоит из более чем 170 видов.

Сравнительный анализ комплексов моллюсков разных слоев ведется по изменению ряда показателей: 1 – общего числа видов, 2 – числа видов, появляющихся и исчезающих в каждом слое, 3 – числа вымерших и современных форм, 4 – количества субтропических и бореальных видов, 5 – числа эндемичных видов, 6 – числа доминантных форм и пр. Сравнение комплексов по этим характеристикам собственно и помогает обособить слои с фауной. Сейчас, когда слои такой категории выделены во многих районах Камчатки, а после недавних «опытных» работ и на п-ове Шмидта, они могут при соответствующих исследованиях занять достойное место в стратиграфических схемах кайнозоя и в других районах Сахалина.

Послойное изучение комплексов моллюсков мачигарского и пильского разрезов Сев. Сахалина (п-ов Шмидта) позволило выделить 17 надстраивающихся слоев, имеющих вполне определенную палеонтологическую характеристику [подробно см. Гладенков и др., 1999]. Стратиграфически снизу вверх это слои: мачигарская свита – *Mytilus littoralis – Corbicula sitakaraensis, Papyridea harrimani – Macoma sejugata, Nemocardium iwakiense – Thracia schmidti, Trachycardium kinsimarae – Yoldia matschigarica, Acila oyamadensis, Glycymeris nakosoensis; тумская свита – Delectopecten watanabei – Nucuclana tumiensis, Cardiomya majanatschensis, Chlamys*

**Таблица 7.** Стратиграфические подразделения (слои, зоны, горизонты) кайнозоя п-ова Шмидта [Гладенков и др., 1999]

| Возраст | | Свиты | Моллюски: слои | Моллюски: горизонты | Фораминиферы | Диатомеи | Радиолярии | Палинозоны и комплексы | Регио-ярусы |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Плиоцен | | Помырская | (17) | X | 12 | N.koizumii-N. koizumii N. kamtshatica | – | IX | Помырский |
| | | | (16) | | | | | | |
| | | Матитукская | (15) | IX | 11 | – | – | | Верхненутовский |
| Миоцен | Верхний | Маямрафская | (14) | VIII | 10 | N.kamtschatica | – | VIII | |
| | | Венгерийская | (13) | VII | 9 | | – | | Нижненутовский |
| | | | (12) | | | | L.nipponicum | | |
| | | Каскадная | (11) | VI | 8 | T.schraderi – | – | VII | Окобыкайский |
| | Средний | Пильская | (10) | | 7 | – | – | VI | |
| | | | | | 6 | D.hyalina D.lauta | E.inflatum D.sakaii | V IV | Дагинский |
| | Нижний | Тумская | (9) | V | 5 | – | – | III | Уйнинский |
| | | | (8) | IV | 4 | | | | Холмский |
| | | | (7) | | | | | | |
| Олигоцен | | Мачигарская | (6) | III | 3 | T.praefraga R. vigilans | | | Аракайский |
| | | | (5) | | | | | | |
| | | | (4) | II | 2 | – | – | | |
| | | | (3) | | | | | | |
| | | | (2) | | | | | | |
| Эоцен | | | (1) | I | 1 | | | | |

*donmilleri – Mytilus ochotensis*; пильская, каскадная и венгерийская свиты – *Delectopecten pedroanus – Nuculana schmidti, Acilana tokunagai-«Yoldia» multidentata, Crenomytilus expansus-Panomya informedia, Conchocele disjuncta ochotica – C. alta*; маямрафская и матитукская свиты – *Nuculana majamraphensis – Nucula psjakauphensis, Potamocorbula amorensis*; помырская свита – *Chlamys tanassevitschi – Astarte alaskensis, Macoma calcarea* (рис. 4,5, табл. 6). Часть этих слоев или их группировки могут прослеживаться и в других районах Сахалина, хотя неоднородность изученности отдельных разрезов часто мешает их корреляции.

К сожалению, по фораминиферам подобные дробные слои пока используются относительно редко. Хотя, наверно, их обобщение по частным разрезам может дать хорошие результаты. Из литературы известны, например, три устойчивых комплекса фораминифер в палеогене (точнее, эоцене-олигоцене) – они позволяют намечать соответствующие слои в ряде разрезов. В миоцене намечается ряд относительно детальных слоев (до 8–10) достаточной дробности. Можно думать, что выделение слоев по фораминиферам в дальнейшем на единой методической основе, с детальным анализом комплексов и пр. поможет сделать корреляционные схемы более надежными [Волошинова и др., 1973].

Мы здесь не затрагиваем вопрос о спорово-пыльцевых комплексах (СПК) и палинозонах, которые, конечно, имеют большое значение в стратиграфии, но которые пока достаточно объемны по сравнению со слоями и зонами, выделяемыми по морским организмам. Однако следует помнить об их достаточно четкой стратиграфической позиции и их потенциале в расчленении разрезов. Напомним, что Музьминский СПК характеризует в целом эоцен, Березовский СПК – олигоцен – нижний миоцен, Лангрыйский, Охинский и Оссойский I – миоцен, а Оссойский II – верхний миоцен-плиоцен. Отметим, что палинозоны очень часто помогают "вычленять" те уровни разрезов, которые фиксируют флуктуации палеоклимата (потепления, похолодания), что создает дополнительные корреляционные маркеры [Брутман, 1986].

Наконец, четвертое замечание относится к сопоставлению биостратиграфических единиц, выделенных по разным палеонтолгическим группам. Такое сопоставление обеспечивает контроль и корреляцию тех или иных построений, а привлечение данных, полученных физическими методами (магнитостратиграфия, прежде всего) делает эти построения в высшей степени объективными. Примером корреляции зон и слоев, обособленных по диатомеям, моллюскам, фораминиферам и пр., являются материалы по эоце-

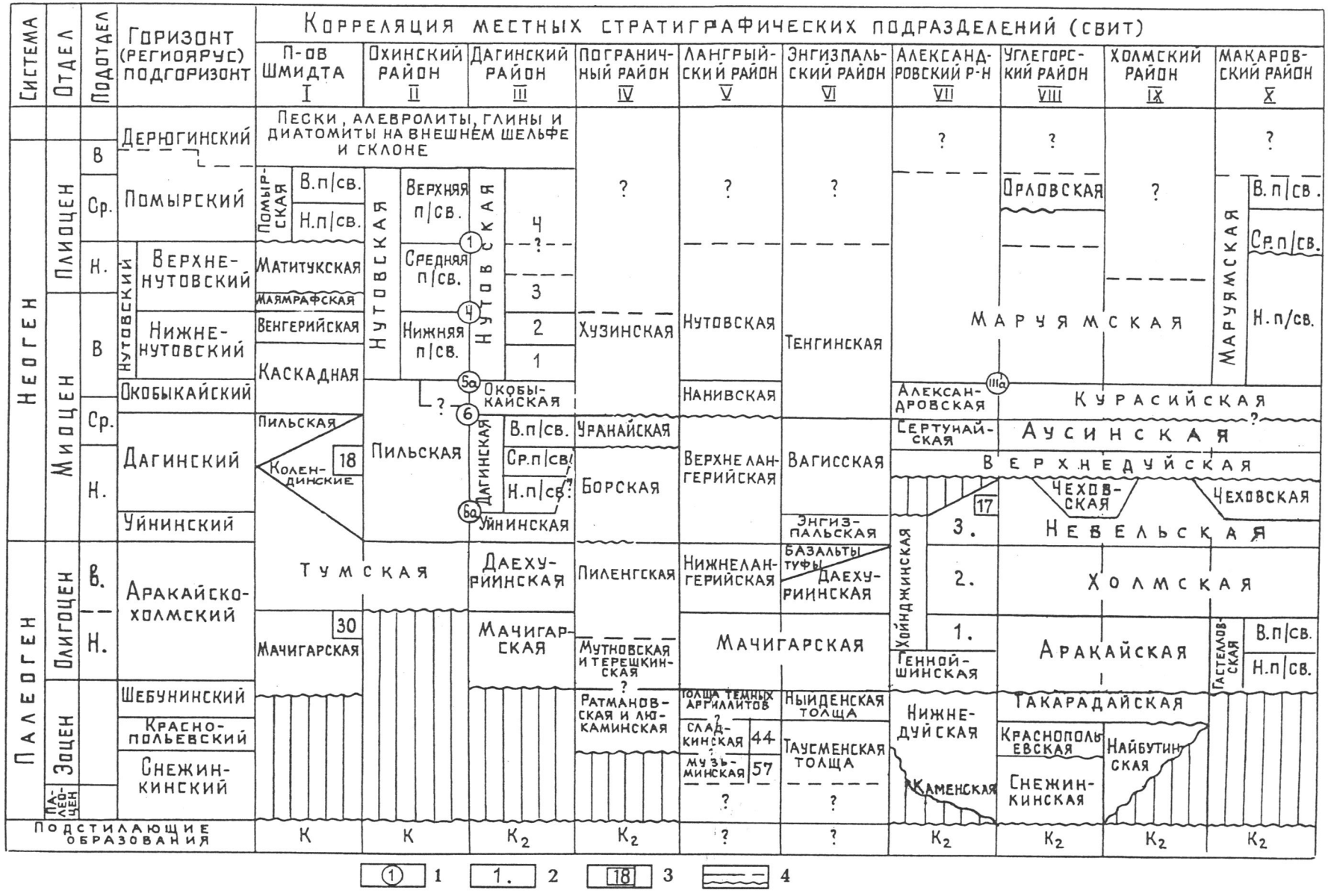



**Рис. 37.** Корреляционная стратиграфическая схема кайнозоя опорных разрезов Сахалина

1 – наиболее выраженные сейсмические горизонты (цифры – опорные горизонты); 2 – толщи свит; 3 – радиометрический возраст пород; 4 – залегание свит и толщ согласное и с размывом.

ну-плиоцену п-ова Шмидта [Гладенков и др., 1999]. На табл. 7 отражено положение зон и слоев разной категории и их сопоставление с регионарусами. Последние в идеале должны иметь комплексную палеонтологическую характеристику, к чему и должна стремиться геологическая практика.

**Корреляционная схема.** В 1998 г. была опубликована стратиграфическая схема палеогена и неогена Сахалина [Решения..., 1998]. В ней приведены 17 колонок разных районов Северного (9 колонок), Центрального и Юго-Восточного (2), Юго-Западного (4) Сахалина и Курильских о-вов (2). В прилагаемой к настоящей работе схеме (рис. 37) отражены 10 колонок, но они дают достаточно полное представление о сопоставлении свит разных районов острова. Отметим, что данная схема отличается от схемы 1998 г. некоторыми поправками возраста отдельных свит и трактовкой их объема. Эти добавления были сделаны с учетом новых данных, которые появились в самые последние годы. Настоящая схема, как указывалось ранее, базируется прежде всего на самых важных опорных разрезах Сахалина, большинство из которых были изучены непосредственно авторами.

Из анализа схемы видно, что ряд горизонтов трассируется по площади достаточно уверенно, несмотря на некоторые спорные вопросы по корреляции отдельных свит разных районов. Вместе с тем можно отметить, что самый древний, снежинкинский горизонт пока остается вещью в себе. Его большой возрастной объем и вероятность перерыва внутри него заставляют относится к нему как к стратиграфической единице пока с большой осторожностью. Не исключено, что палеоцен – нижний эоцен Сахалина будет разделен на несколько горизонтов.

Заметим, что сахалинские горизонты могут с определенной точностью коррелироваться с западнокамчатскими регионарусами, что является отражением общей тенденции и этапности геологического развития охотоморского региона в целом. Одновременно многие комплексы сахалинских свит находят свои аналоги в кайнозойских разрезах Северной Японии [Takeda, 1953; Amano et al., 1996; Morita et al., 1999 и др.].

# Глава 2
# СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ

Изученность Сахалина и окружающего шельфа сейсморазведкой МОГТ различна. Наиболее представительные данные имеются по акваториальной части региона, где работы МОГТ (24–96)* проведены по регулярной сети профилей с плотностью до 1 км/км$^2$ и более. На некоторых месторождениях Северо-Восточного шельфа выполнена пространственная (3Д) сейсморазведка. Хорошего качества сейсмический материал получен из неогеновых отложений, значительно хуже – из палеогеновых толщ. В отдельных случаях охарактеризованы отражениями и верхнемеловые образования.

Особенностью кайнозойских отложений региона являются значительная мощность, достигающая в крупных синклиналях около 10 км, и высокая скорость седиментации (до 500–800 м/млн. л). По характеру выраженности границ седиментационных комплексов большинство наблюдаемых разрезов относится ко второму типу [Posamentier et al., 1988; Wagoner et al., 1990], характеризующегося слабым проявлением фазы падения относительного уровня моря (ОУМ). Этим, скорее всего, можно объяснить слабую выраженность секвенсов.

Полные секвенсы устанавливаются лишь на ограниченных участках, где достаточно отчетливы несоответствия седиментационных наклонов слоев смежных пачек. Эталонами секвенсов третьего порядка могут служить некоторые секции разрезов верхнемиоцен-плиоценовых отложений шельфа Северного Сахалина (рис. 38). На разрезах выражены все системные тракты: низкого (LST) и высокого (HST) стояния относительного уровня моря (ОУМ) и трансгрессивный тракт (TST); достаточно отчетливы главные морфоструктуры области седиментации: шельф, его бровка, склон и днище впадины.

Тракт низкого стояния ОУМ представлен зашельфовыми отложениями. Слоевые пакеты образуют отчетливое глубоководное осадочное приращение. Для него, помимо слоистых образований, характерно хаотичное нагромождение осадков, выделяются подводные конуса выносов.

Системный тракт трансгрессии, обычно практически совпадающий на шельфе с уровнем максимального затопления территории (MFS), представлен серией подошвенно прилегающих слоев, образующих опорное отражение конденсированного горизонта. Отложения этого системного тракта присутствуют на всем пространстве секвенса и являются главными при корреляции различных его участков. В ряде случаев шельфовые элементы TST выражены «пятящимися» слоями, в целом образущими клиноформу резкого повышения ОУМ.

Тракт высокого стояния ОУМ представлен седиментационной линзой иногда с более чем трехкратным увеличением толщины в области латерального приращения шельфовой зоны. Его верхняя часть с кровельно прилегающими слоями, соответствующая поздней стадии формирования тракта (стадия стабилизации ОУМ) представлена шельфовым седиментационным клином. Он формирует бровку шельфа перед последующим опусканием ОУМ.

Границы секвенса проводятся по основаниям трактов низкого стояния ОУМ [Vail., 1987]. На большей части территории эти осадки выражены плохо или отсутствуют и тогда границы секвенсов соответствуют поверхностям максимального затопления региона [Vail., 1987; Galloway, 1989]. Несмотря на то, что мы вправе говорить только об относительном изменении уровня моря при образовании наблюдаемых секвенсов, вероятно, выдающиеся понижения и повышения ОУМ можно связать с колебанием уровня Мирового океана. Основанием тому являются хорошая сходимость этих событий на Северо-Сахалинском и Западно-Камчатском шельфах и в целом совпадение количества выделенных секвенсов с секвентной хроностратиграфической шкалой [Hag et al., 1988]. Последнее обстоятельство еще раз подтверждает, что выделяемые на шельфе Северо-Восточного Сахалина секвенсы относятся к третьему порядку. Продолжительность секвенсов в средне-верхнемиоценовой части разреза в среднем составляет около 2,5 млн. л, в плиоценовой 0,5 млн. л.

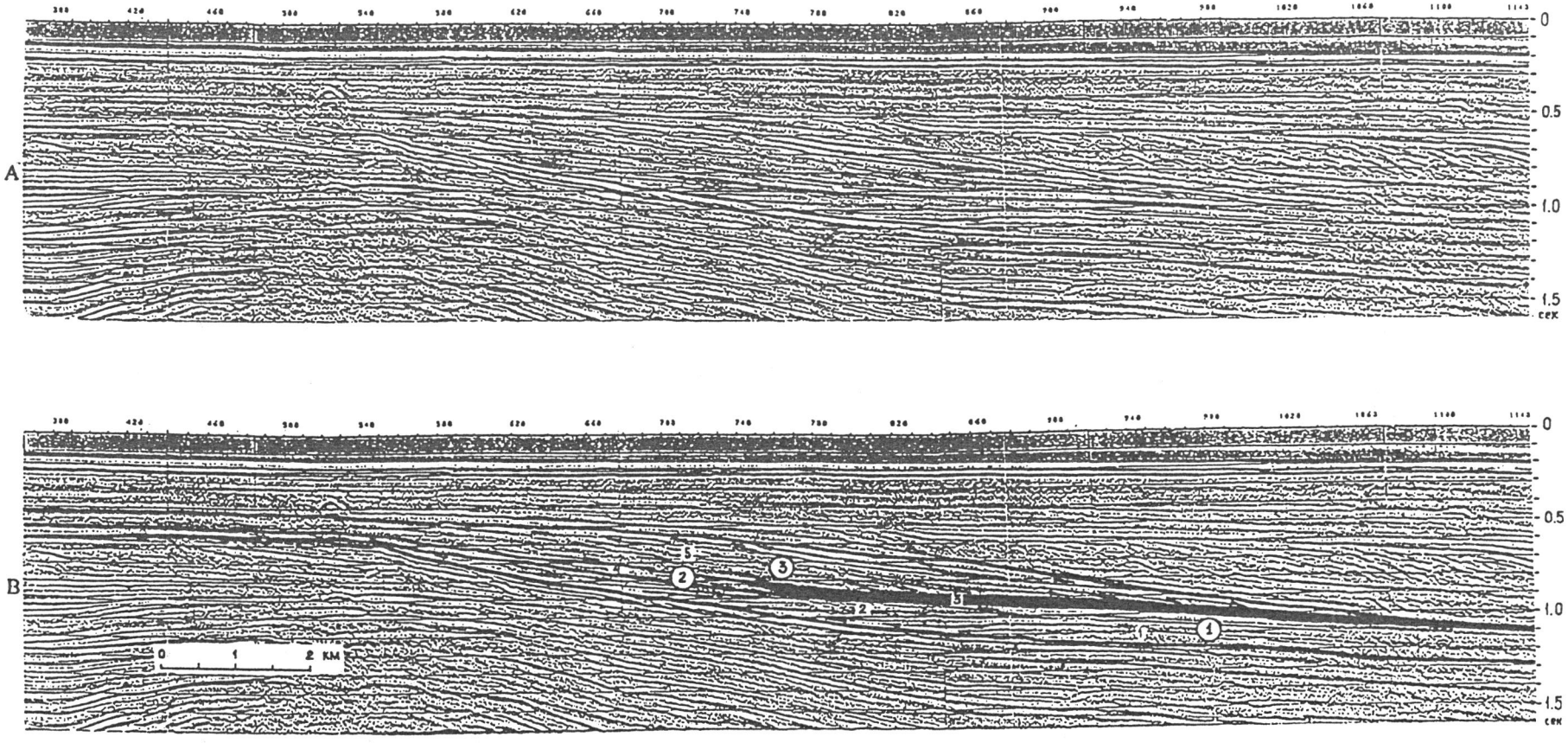



**Рис. 38.** Строение эталонного секвенса первого типа (цикл третьего порядка). Плиоценовые отложение шельфа Северного Сахалина.
А – временной разрез МОГТ (48*), В – схема интерпретации. Цифры в кружках: 1 – тракт низкого стояния относительного уровня моря (ОУМ); 2 – трансгрессивный тракт; 3 – тракт высокого стояния ОУМ. Цифры вне кружков: 1 – комплекс конусов выноса, 2 – проградационный комплекс, 3 – конденсированный разрез, 4 – ретроградационный комплекс, 5 – проградационный клиноформный комплекс.

## 2.1. СЕЙСМОПРОФИЛИ ПО ОТДЕЛЬНЫМ РЕГИОНАМ

Ниже будут рассмотрены сейсмические разрезы Северного, Западного и Южного Сахалина и прилегающие к ним шельфовые зоны. Каждый из них имеет свои особенности. В качестве иллюстраций использованы некоторые временные сейсмические разрезы треста "Дальморнефтегеофизика".

### 2.1.1. Северный Сахалин и его шельф

На сейсмических разрезах достаточно надежно опознаются региональные стратоны (рис. 39). Наиболее отчетлив и устойчив акустический облик миоценовых дагинской, окобыкайской и нутовской свит, в значительно меньшей мере выражены палеоген-нижнемиоценовые мачигарская, даехуреинская и уйнинская свиты.

Обычно границы стратиграфических подразделений совпадают с динамически выраженными отражениями. В протяженной (200–250 км) вдольбереговой полосе от зал. Эхаби на севере и до Луньского залива на юге выделены и прослежены 10 сейсмических горизонтов (1, 2, 3, 4, 5, $5^a$, 6, $6^a$, 7, Ф). Опорными рефлекторами являются 1, $5^a$ и 6, сопоставляемые, соответственно, с основаниями помырского, нутовского и окобыкайского горизонтов. В меньшей мере опознаются горизонты 2, 3, 4, но в среде «слоистой толщи», насыщенной протяженными отражениями, они коррелируются достаточно уверенно. Что же касается наиболее древних (палеоген – нижнемиоценовых) горизонтов ($6^a$, 7) и отражений от фундамента (Ф), то они выделяются спорадически и их корреляция зачастую условна.

Привязка сейсмических границ к стратонам региональной шкалы (рис. 40) проведена путем сопоставления сейсмических разрезов суши и моря (данные Г.С. Мишакова, Ю.В. Лопатнева, В.О. Савицкого, В.В. Куделькина), а также непосредственной привязкой к разрезам морских скважин.

Сейсморазведка в комплексе с традиционными геологическими методами позволила создать стратиграфический каркас кайнозойских отложений в пределах обширной присахалинской акватории. Он наиболее надежный в верхней (средне-верхнемиоцен-плиоценовой) и менее уверенный в нижней (палеоген-нижнемиоценовой) частях разреза.

*Палеоген-нижнемиоценовые отложения (люкаминский, мачигарский, даехуриинский и уйнинский стратиграфические горизонты)* на большей (северной) части территории и акватории, от Луньского залива на юге до п-ова Шмидта на севере, характеризуются разноамплитудной нерегулярной записью, сопровождаемой хаотичными и холмообразными отражениями. Нижняя и верхняя границы нерасчлененных отложений проводятся, соответственно, по рефлекторам Ф (поверхность фундамента) и $6^a$ (кровля уйнинского горизонта). Оба рефлектора следятся спорадически; наиболее отчетлив горизонт Ф, выраженный участками ярким двухфазным отражением, а на значительной площади – как «шероховатая» граница, сопровождаемая дифрагированными волнами (рис. 40). В нижней части этой нерасчлененной толщи иногда прослежен рефлектор 7. Возможно, он отвечает разделу между отложениями уйнинского и даехуриинского горизонтов.

Палеоген-нижнемиоценовые отложения отсутствуют в пределах крупных поднятий (горст-антиклинали северного продолжения Шмидтовского поднятия, Ратмановский выступ), их мощность в прогибах достигает 3 км и более.

Южнее широты Луньского залива рассматриваемые образования «насыщаются» регулярными отражениями. В Лунском районе, расположенном на стыке двух структурно-фациальных зон (Дагинско-Катанглийской и Пограничной), сейсмический материал совместно с данными бурения позволяет установить соответствие между уйнинской и борской, дагинской и уранайской свитами.

В Пограничном районе сейсмический разрез палеоген-нижнемиоценовых отложений (люкаминская, мутновская, пиленгская, борская свиты) уже хорошо дифференцирован, что подчеркивается несогласными взаимоотношениями многих горизонтов (рис. 41).

Помимо подошвы кайнозойского чехла, обращает на себя внимание резкое структурное несогласие на границе люкаминской и мутновской свит. Люкаминская свита образует самостоятельный (нижний) структурный этаж. Наиболее полный его разрез, мощностью до 2 км, предполагается в палеогеновых грабенах современной прибрежной полосы. Эти отложения отсутствуют на поднятиях как суши, так и акватории, где докайнозойский складчатый субстрат трансгрессивно перекрыт пиленгскими, а в некоторых местах и борскими отложениями.

Мутновская свита, представленная резко изменяющейся в мощности (до 1,5 км) толщей, несогласно различными слоями перекрывает люкаминские отложения и выклинивается на крупных поднятиях.

Пиленгская свита обычно в виде сравнительно маломощного (до 1000 м) покрова, а иногда

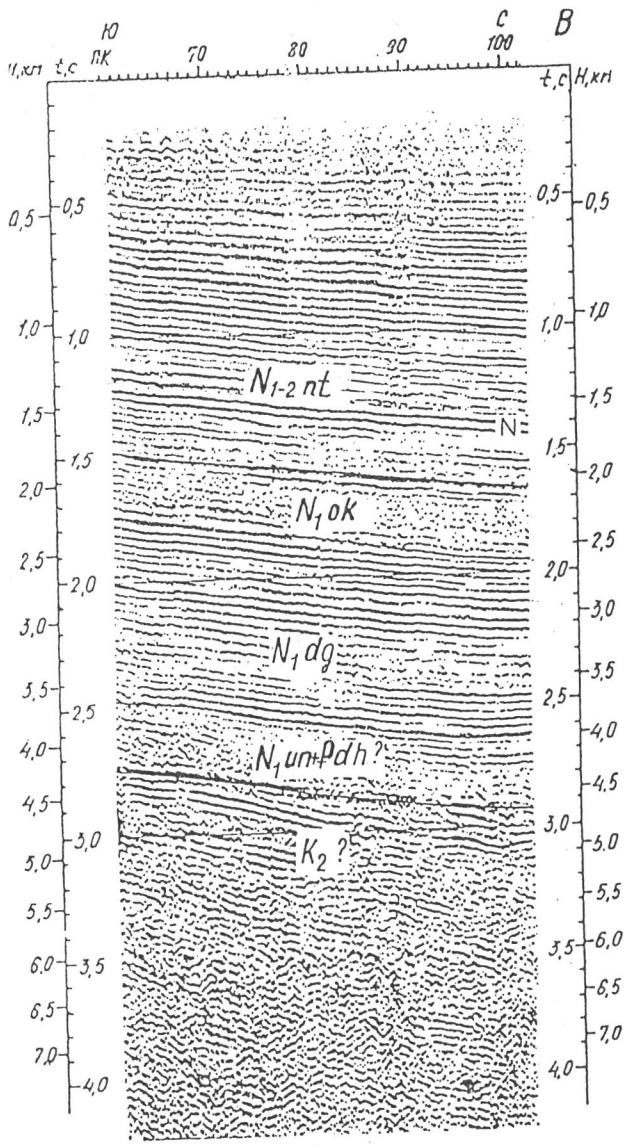



**Рис. 39.** Типовой сейсмостратиграфический разрез Дагинско-Катанглийского района (по Лопатневу, 1981).

$K_2$ – верхнемеловые отложения, $N_1$un+Pdh – уйнинская, даехуриинская свиты нерасчлененные, $N_1$dg – дагинская, $N_1$ok – окобыкайская, $N_{1-2}$ – нутовская свиты, N – опорный сейсмический горизонт в нутовской свите.

предельно тонкого конденсированного слоя, ложится на различные горизонты подстилающих образований вплоть до фундамента; в пределах наиболее крупных поднятий она размыта. В отдельных грабенах мощность свиты достигает 4 км.

Отложения борской свиты завершают не только рассматриваемый интервал разреза, но и большинство сейсмических разрезов суши. Перекрывающие их более молодые образования выполняют крупные синклинали и широко развиты лишь на прилегающей акватории.

По сейсмическим данным, общая мощность палеоген-нижнемиоценовых образований достигает 5 км. Наиболее информативные данные по Пограничному району позволяют выделить три главных этапа формирования чехла:

- синграбеновый (возможно рифтовый) – раннеэоценовый (люкаминский);
- конседиментационного заполнения прогибов – олигоценовый (мутновский);
- постграбеновый (пострифтовый?) – олигоцен-раннемиоценовый (пиленгский, борский).

Если осадки первого этапа своими наибольшими мощностями торцово примыкают к сбросам, то мутновские отложения конседиментационно утоньшаются и выклиниваются к бортам грабена, а пиленгский покров обычно нивелирует тектонический рельеф района. Максимальное поднятие ОУМ можно предполагать для времени формирования пиленгской свиты, которая в рассматриваемом районе накапливалась на удалении от областей сноса при явном дефиците обломочного материала.

*Дагинский стратиграфический горизонт* распространен в регионе повсеместно. Нижняя граница (рефлектор $6^a$) определяется не всегда уверенно, а зачастую проводится условно, верхняя (рефлектор 6) – отчетливая и является главным опорным сейсмическим горизонтом Северо-Сахалинского седиментационного бассейна.

На Северном Сахалине и прилегающем шельфе выделяются три главных типа сейсмогеологических разрезов дагинского стратиграфического горизонта: Дагинско-Катанглийский, Шмидтовский и Пограничный.

**Дагинско-Катанглийский тип разреза** охватывает район распространения дагинской угленосной свиты. Этой свите, сложенной чередованием пластов сравнительно рыхлых песчаников мощностью от 10–20 до 50–60 м, алевролитов, аргиллитов и углей, на временных разрезах соответствуют 5–7 пакетов непрерывных субпараллельных высокоамплитудных отражений, разделенных интервалами малоамплитудной записи (рис. 42). Верхняя граница свиты всегда отчетливая и часто подчеркивается поверхностью эрозионного среза, нижняя, как правило, условная. Но в целом, ограничения свиты достаточно выразительны и надежно привязываются к разрезам скважин [Булатов и др., 1981; Лопатнев, 1981; Лопатнев и др., 1986; Кононов и др., 1984]. На акватории первый тип разреза дагинского горизонта распространен ограниченно и известен в пределах Лунского и Венинского нефтегазовых месторождений, где он вскрыт скважинами, и в районе Северо-Астрахановской структуры в Са-

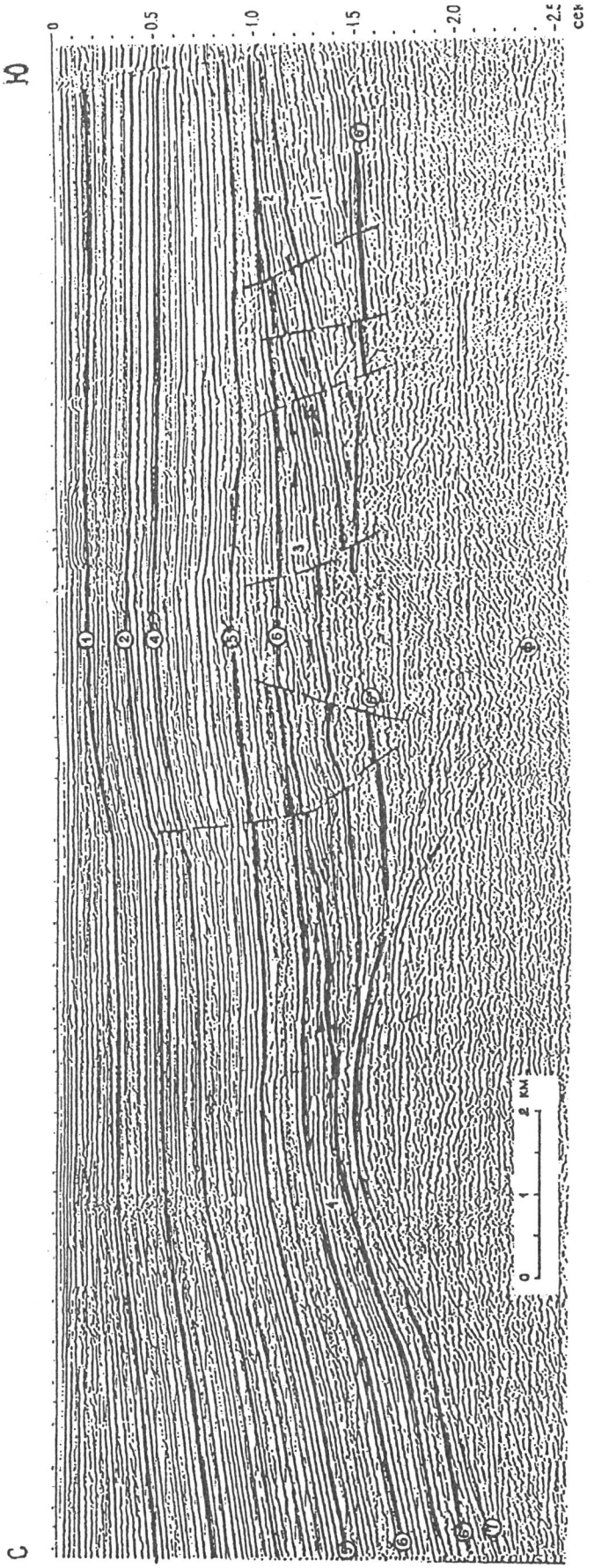



**Рис. 40.** Сейсмический временной разрез мелководной зоны шельфа Дагинско-Катанглийского района

Цифры в кружках – обозначения отражающих горизонтов: ф – поверхность фундамента, $6^а$ и 6 – соответственно подошва и кровля дагинского горизонта, $5^а$ – подошва нутовского горизонта, 4 – подошва верхненутовского подгоризонта, 1 – подошва помырского горизонта. Цифры вне кружков – секвенсы дагинского горизонта.

халинском заливе. Мощность дагинской свиты сравнительно постоянна и обычно колеблется в пределах 12 км.

Значительный интерес вызывает строение дагинского горизонта в северо-восточной части Дагинско-Катаглийского района, на границе со Шмидтовским районом, при переходе континентальных отложений к морским, впервые отмеченное Ю.В.Лопатневым в районе Монгинского месторождения (рис. 42) и на прилегающем шельфе В.В.Куделькиным. Сходные материалы получены и в юго-западной части Сахалинского залива.

В прибрежной части Сахалина и на прилегающем мелководье, в районе Ныйского залива седиментационная структура дагинского горизонта определена северо-северо-восточной проградацией слоев, ограниченных субпараллельными рефлекторами 6 и $6^а$ . Здесь в дагинской свите выделяются 4 секвенса (рис. 40).

Первый (нижний) секвенс представлен в основном крупной клиноформой сравнительно высокого стояния ОУМ. Ее стратиграфический объем почти полностью соответствует дагинской свите Дагинско-Катанглийского района. К северо-востоку слои свиты приобретают седиментационный наклон и последовательно прилегают к подошве свиты (к горизонту $6^а$). Мощность секвенса изменяется от 1500–2000 м до тонкого (не более 100–200 м) конденсированного разреза в фондоформной части клиноформы.

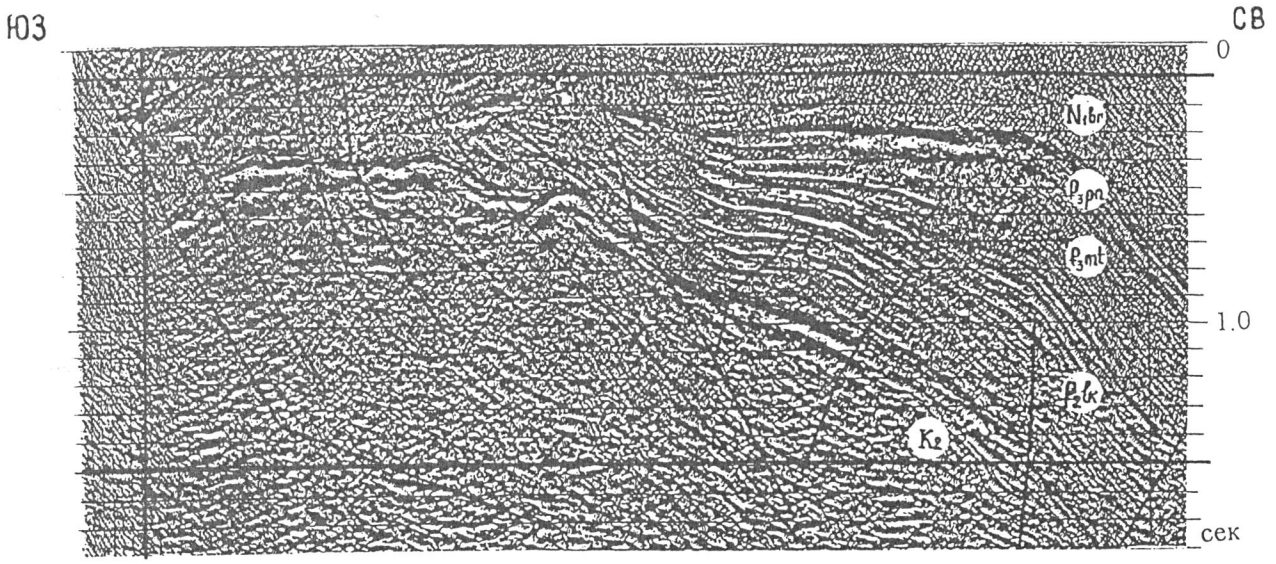



**Рис. 41.** Временной сейсмический разрез восточной части Пограничного района. Отчетливо видны несогласия между палеогеновыми стратонами.

$K_2$ – верхнемеловые отложения, $P_2lk$ – люкаминская, $P_3mt$ – мутновская, $P_3pn$ – пиленгская, $N_1br$ – борская свиты

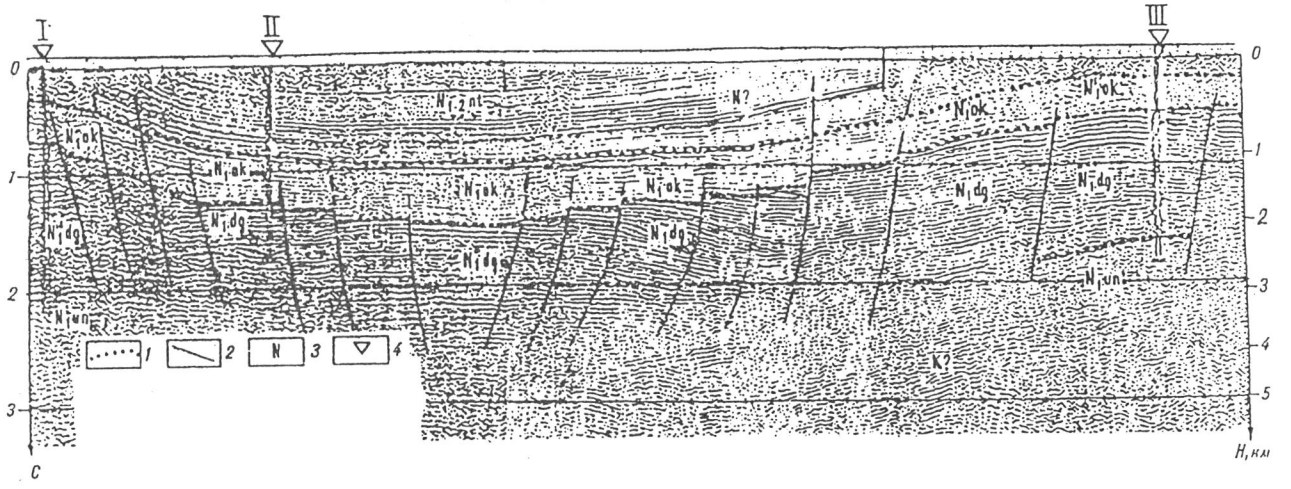



**Рис. 42.** Временной сейсмический разрез через Восточно-Катанглийскую и Набильскую структуры (по Лопатневу и др., 1986).

1 – границы между стратиграфическими подразделениями; 2 – разрывы; 3 – опорный сейсмический горизонт в нутовской свите; 4 – скважины: I и II – Набильская площадь, III – Восточно–Катанглийская площадь. $K_2$ – верхнемеловые отложения, $N_1un$ – уйнинская, $N_1dg$ – дагинская, $N_1ok$ – окобыкайская, $N_{1-2}nt$ – нутовская свиты

Второй и третий секвенсы – это толщи латерального наращивания. По сейсмическим данным они практически не имеют стратиграфических аналогов в дагинский свите стратотипа, где в значительной мере коррелятивны периодам позднедагинского транзита и (или) позднедагинско-раннеокобыкайского размыва осадков. Возможно, этим секвенсам в стратотипе могут соответствовать самые верхние маломощные (не более 50–100 м) трансгрессивные образования.

Второй секвенс построен достаточно сложно и состоит из трех частей. Они представлены сериями сигмовидных отражений с кровельными и подошвенными прилеганиями. Иногда в подошвенных частях удается различить налегающие слои сравнительно низкого стояния ОУМ. В целом, секвенс имеет чечевицеобразную форму с максимальной толщиной около 700 м и предельно тонким (не более 50 м) конденсированным разрезом в фондоформной части.

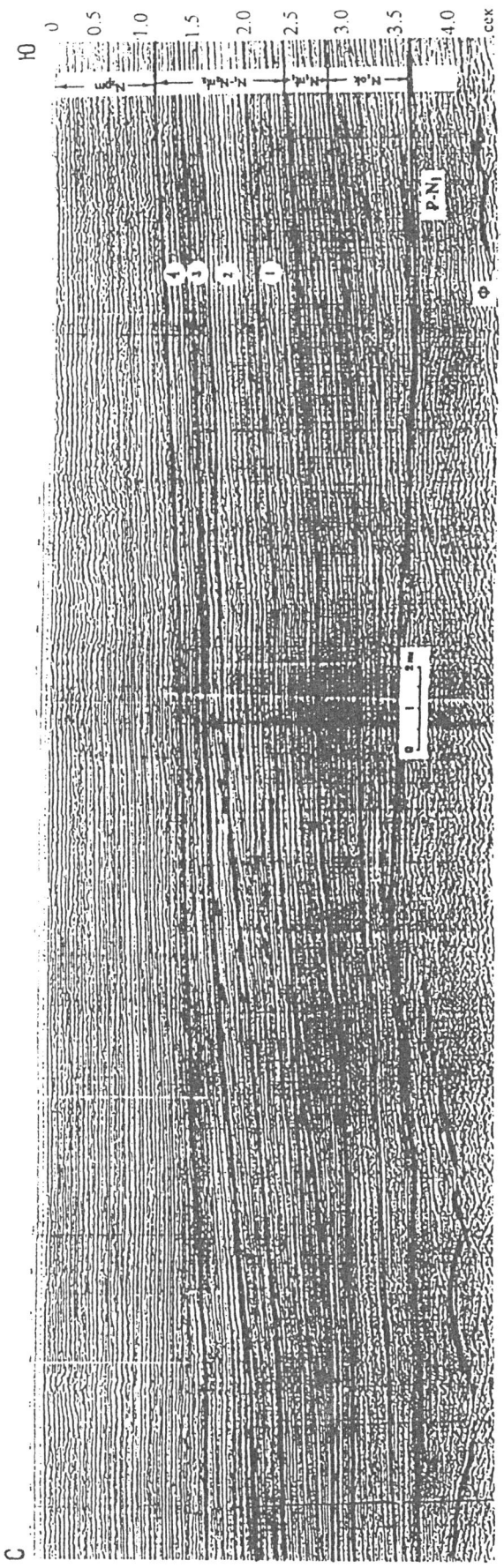



**Рис. 43.** Временной сейсмический разрез 1891-17 Сахалинского залива (см. рис. 44)

Ф – поверхность акустического фундамента ($K_2$?), $P$–$N_1$ – мачигарский, даехуриинский, уйнинский, дагинский стратиграфические горизонты нерасчлененные, $N_1ok$ – окобыкайский горизонт, $N_1nt_1$ и $N_{1-2}nt_2$ соответственно нижне- и верхненутовские подгоризонты, $N_2pm$ – помырский горизонт; цифры – секвенсы верхненутовского подгоризонта

Третий секвенс мощностью до 500 м завершает проградационную серию отложений. В нем достаточно хорошо выражены тракты низкого и высокого стояния ОУМ. Секвенс выклинивается к горизонту 6 и переходит в конденсированный разрез по падению слоев.

Четвертый секвенс в рамках дагинского горизонта представлен лишь трактом низкого стояния ОУМ; осадки высокого стояния уровня моря отнесены уже к окобыкайской свите. Венчается разрез дагинского горизонта опорным отражением (рефлектор 6), связанным с достаточно резким подъемом ОУМ и формированием конденсированного слоя трансгрессивного системного тракта. «Дагинская» часть второго секвенса является комплексом заполнения седиментационного пространства. Она представлена параллельно-слоистой толщей мощностью до 300–500 м, выклинивающейся к юго-юго-западу.

Внутреннее строение дагинского горизонта характеризует собой проградацию дельты и переход континентальных отложений в морские в условиях значительной крутизны склона. На разрезах опознаются главные элементы дельты: поверхностные слои (topset), передовые слои (foreset) и донные конденсированные слои (bottomset). Наклон передовых слоев и подводного склона авандельты достигает $15^0$, а глубина накопления конденсированных слоев определяется по сейсмическим данным в 1500–2000 м. Стратиграфические подоазделения дельтовой системы (секвенсы) определены колебаниями ОУМ и характеризуют циклы ее наращивания.

Крайние северо-восточные разрезы рассматриваемого типа сложены в нижней половине комплексом акустически прозрачных глубоководных слоев первых трех секвенсов, в верхней шельфовыми образованиями четвертого секвенса. Такой двухслойный разрез дагинского горизонта сохраняется в прибрежной полосе острова примерно до Чайвинского месторождения. Далее на север и восток разрез полностью переходит в неяснослоистую толщу (Шмидтовский тип разреза).

**Шмидтовский тип разреза** распространен на северо-востоке Северного Сахалина и прилегающем шельфе, а также занимает обширную

акваторию, удаленную от островного побережья. Дагинский интервал разреза представлен неяснослоистой, «полупрозрачной» толщей с нерегулярной, часто хаотичной записью. Геолого-геофизические данные позволяют достаточно определенно сопоставить ее с глубоководной кремнисто-глинистой пильской свитой. Вместе с аналогичными нижележащими отложениями рассматриваемая толща образует обычно нерасчлененный нижнекайнозойский комплекс (мачигарский, даехуреинский, уйнинский и дагинский горизонты; рис. 43).

**Пограничный тип разреза**. К югу от Даги-Катаглийского района дагинская свита также изменяется. На Лунском участке в свите можно выделить четыре комплекса [Радченко и др., 1995].

Наиболее древний комплекс (Г) представлен хорошо слоистой толщей, ограниченной яркими рефлекторами. Он сложен преимущественно мелководными песчаниками, на севере района – с пластами углей. Мощность отложений сравнительно выдержана (270–370 м).

Комплекс В изменяет свой облик с севера на юг: прерывистая, часто хаотическая, сейсмическая запись сменяется параллельно-слоистым рисунком. Это в целом соответствует замещению разнообразных пород угленосной (дагинской) формации на прибрежно-морские алевролиты и песчаники. Мощность отложений также претерпевает существенные изменения от 650 м на севере до 270 м и на юге.

Комплекс Б содержит две системы напластований. В обеих из них на юге района устанавливаются пологие проградационные структуры. Комплекс представлен в основном прибрежно-морскими песчаниками, к северу его нижняя часть замещается на паралическую угленосную толщу. Мощность изменяется от 750 м на севере до 250 м на юге.

Комплекс А распространен только на севере района, где венчает дагинскую свиту. Он представлен толщей морских алевролитов, к югу «срезается» предокобыкайским размывом. Мощность – до 130 м.

Общая мощность дагинского стратиграфического горизонта Лунского района изменяется от 2000 м на северо-востоке до 700 м на юго-западе.

На севере Лунского района рассматриваемые отложения известны как дагинская свита, на юге они соответствуют уранайской свите и, возможно, верхам борской свиты. Последняя широко развита несколько южнее, в Пограничном районе. На шельфе Пограничного района уранайская свита представлена «слабослоистой» хорошо выраженной толщей, ограниченной яркими рефлекторами. На значительной акватории свита выдерживает свою мощность, изменяясь в пределах 400–800 м и иногда достигая 1550 м.

*Окобыкайский стратиграфический горизонт* в стратотипическом Даги-Катанглийском районе хорошо опознается благодаря низкоамплитудной сейсмической записи и яркому рефлектору на границе с нижележащими дагинскими отложениями (рис. 39, 42). Этот своеобразный сейсмический облик толщи связан с ее существенно глинистым составом.

Верхняя граница горизонта проводится не всегда уверенно, особенно на юго-востоке района, где начинает глинизироваться нижняя часть вышележащего нутовского горизонта. Ранее, вплоть до начала 80-х годов, при сопоставлении скважин эту (глинистую) часть нутовского горизонта также относили к окобыкайскому горизонту и только сейсморазведка позволила верно сопоставить разрезы и определить тренд фациальной изменчивости толщ. Наблюдается потепенное уменьшение мощности окобыкайской свиты на юго-восток от 1000–1100 м (Монги) до 300–350 м (В.Катанги, Усть-Томи). На отдельных участках это сокращение происходит за счет последовательного выклинивания нижних слоев [Лопатнев и др., 1986].

Наиболее качественный сейсмический материал получен в шельфовой зоне, где окобыкайский горизонт выделяется в объеме толщи, залегающей между рефлекторами 6 и 5 (рис. 40). На шельфе можно выделить два главных типа разреза. Первый из них свойственен практически всей прибрежной зоне и характеризуется более мощным и выразительным разрезом; второй тип – это однообразная маломощная обычно акустически «прозрачная» глубоководная толща, развитая на удаленной от Сахалина акватории.

Первый тип разреза наиболее типичен для прибрежной полосы от Луньского залива на юге до широты г. Охи на севере. По данным бурения, окобыкайская свита представлена здесь в основном глинами, на сейсмических разрезах – сравнительно низкоамплитудными отражениями. Яркий рефлектор в подошве свиты обусловлен акустическим эффектом суммирования предельно тонких глубоководных слоев и формированием конденсированного разреза трансгрессивного тракта. На отдельных участках среди параллельно слоистой толщи наблюдается несколько уровней подошвенно прилегающих отражений. Наиболее отчетливы они в западной (пришмидтовской) части акватории, где можно выделить 2 секвенса (рис. 43). Оба они представлены лишь трактами высокого стояния ОУМ.

Нижний секвенс представлен клиноформой, утоняющейся от Сахалинского побережья к северу. Все слои прилегают к рефлектору 6, образуя предельно тонкий глубоководный покров примерно в 70–80 км от берега залива, примерно на широте пос. Пильво на западном берегу п-ова Шмидта.

Верхний секвенс в целом сохраняет свою мощность (около 200 м), хотя также утоняется к северу. С юга на север более древние слои по схеме подошвенного прилегания переходят в конденсированные отложения, но разрез наращивается более молодыми слоями, последовательно «отходящими» от кровли свиты (кровельное прилегание или эрозионный срез). В целом, мощность окобыкайского горизонта в западной части Сахалинского залива изменяется от 1000 м до 150–200 м.

На северо-западе Сахалинского залива, на внешнем восточном и южном шельфах окобыкайский горизонт представлен, как правило, маломощными (не более 100–200 м) дистальными осадками (второй тип разреза).

Окобыкайский стратиграфический горизонт прослежен сейсморазведкой на Северном Сахалине и прилегающем шельфе практически повсеместно. В целом, этими материалами подтверждено сопоставление окобыкайской, хузинской и, вероятно, частично – каскадной и пильской свит, распространенных, соответственно, в Даги-Катанглийском, Пограничном и Шмидтовском районах. Мощность окобыкайского стратиграфического горизонта изменяется до 1500 в Пильтун-Чайвинском прогибе до выклинивания и эрозионного срезания на крупных поднятиях запада территории. С запада на восток и юго-восток острова окобыкайский горизонт переходит от мелководных песчаных и песчано-глинистых часто угленосных образований к алевролитам и глинам шельфа, а затем и сравнительно глубоководным кремнистым глинам. На удалении от Сахалина он представлен дистальными частями осадочного покрова – маломощными глубоководными осадками.

Окобыкайский горизонт, особенно его нижний секвенс, характеризует значительное повышение ОУМ и резкую трансгрессию (ингрессию) моря. В краевой части бассейна трансгрессивные слои отчетливо несогласно перекрывают различные горизонты нижележащих образований.

*Нутовский стратиграфический горизонт* сложен преимущественно прибрежно-морскими песками, алевролитами, глинами и характеризуется высокоамплитудными отражениями. Нижняя и верхняя границы горизонта отчетливы и обусловлены седиментационным (рефлектор 5а) и структурным (рефлектор 1) несогласиями. Кроме этих границ в нутовском горизонте откартированы рефлекторы 4, 3 и 2. По рефлектору 4 проводится граница между нижне- и верхненутовскими подгоризонтами.

В нижней части нижненутовской подсвиты залегает пачка пород мощностью до 500 м, свойственная в основном Пильтун-Чайвинскому прогибу; к приподнятым зонам она выклинивается.

Отложения, залегающие между рефлекторами $5^a$ и 4, расчленяются на несколько секций, на границах которых местами устанавливаются седиментационные несогласия. По данным каротажа здесь можно выделить 4 цикла седиментации (секвенса), но сейсморазведкой они не откартированы. На Чайвинском месторождении мощность трех нижних секвенсов (пласты XIX-XIV) составляет 600 м, верхнего (пласты XIII-III) – 600–700 м. Каждый секвенс начинается глинами высокого стояния ОУМ и завершается регрессивно построенными пачками песчаников. Песчаники трех нижних секвенсов содержат главные газонефтяные залежи месторождения, наиболее мористая (нижняя) часть верхнего секвенса (200 м) является главным флюидоупором.

Общая мощность нижненутовского подгоризонта в Пильтун-Чайвинской синклинали достигает 2500 м, уменьшаясь за счет конседиментационного утоньшения и, главным образом, вследствие перехода в маломощные сравнительно глубоководные глинистые отложения до 500 м (север и восток акватории).

Верхненутовский подгоризонт выделяется в объеме отложений, залегающих между рефлекторами 4 и 1. В восточной прибрежной полосе шельфа толща представлена субпараллельными отражениями. К северу от широты Шмидтовского перешейка (Колендинского месторождения) на субмеридиональных сейсмических профилях устанавливаются седиментационные несогласия, что позволяет выделить в разрезе подгоризонта четыре секвенса (рис. 43–45).

Первый (нижний) секвенс представлен клиноформой высокого стояния ОУМ с утоньшением отложений к северу и отчетливыми прилегающими к подошве и отходящими от кровли слоями. При комплексной интерпретации материалов Южно-, Северо- и Колендинского месторождений (Лопатнев Ю.В., Сальников Б.А) устанавливается переход шельфовых прибрежно-морских отложений в относительно глубоководные. По данным сейсморазведки, глубина моря изменялась от мелководья на юге района до 300–500 м на севере (Северо-Колендинское месторо-

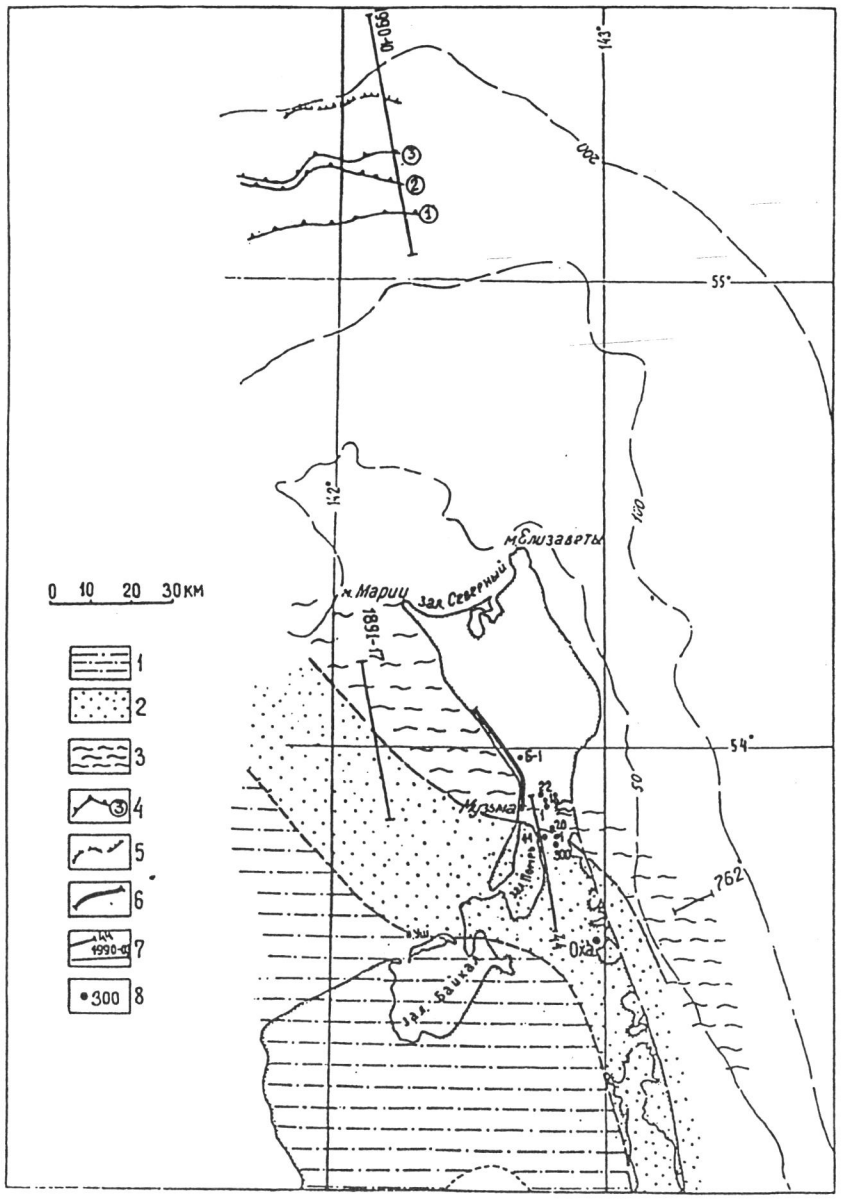



**Рис. 44.** Фациальная зональность плиоценовых отложений северной оконечности Сахалина и прилегающего шельфа

1–3 – зональность низов верхненутовского горизонта: 1 – флювиальные и паралические отложения, 2 – дельтовые и прибрежно–морские отложения, 3 – глубоководные отложения; 4 – ископаемые бровки шельфа среднего–позднего плиоцена (цифры – номера секвенсов помырского стратиграфического горизонта); 5 – современная бровка шельфа; 6 – положение пильского опорного разреза; 7 – фрагменты сейсмических профилей (см. рис. 42, 43, 45, 46, 47); 8 – скважины Колединского и Северо-Колединского месторождений

ждение), достигая еще севернее (морские сейсмические профиля) 600–800 м. Преимущественно песчаный разрез замещается на глинистый примерно на расстоянии 10–20 км.

Нижняя часть первого секвенса отвечает уровню максимального затопления территории и в районе Колендинского месторождения представлена глинами, перекрывающими пласты XI–XII. Верхняя часть секвенса – это регрессивно построенная алеврито-песчаная пачка (пласты V –VI), имеющая сложное (черепицеобразное) строение. В северном направлении в этой пачке по схеме бокового наращивания появляются все более молодые слои, что может свидетельствовать о дельтовом выносе осадков.

Мощность секвенса в пределах Одоптинского морского месторождения составляет около 800 м, на Колендинском месторождении – 300–400 м, на Северо-Колендинской структуре – не более 150 м. В Пильтунском опорном разрезе секвенс, вероятно, представлен глинами венгерийской свиты. Хорошая выраженность рассматриваемого секвенса связана не только со значительным подъемом ОУМ, но и с достаточно длительной фазой стабилизации базиса эрозии, приведшей к проградации дельтового и шельфового комплексов, и последующим резким опусканием ОУМ.

Второй секвенс состоит из трактов низкого, высокого стояния уровня моря и трансгрессии. Фаза стабилизации ОУМ обусловила дальнейшую северную проградацию дельтового и шельфового осадконакопления. Мощность секвенса уменьшается от 1000 м в Пильтун-Чайвинской синклинали до 200–300 м на Колендинском ме-

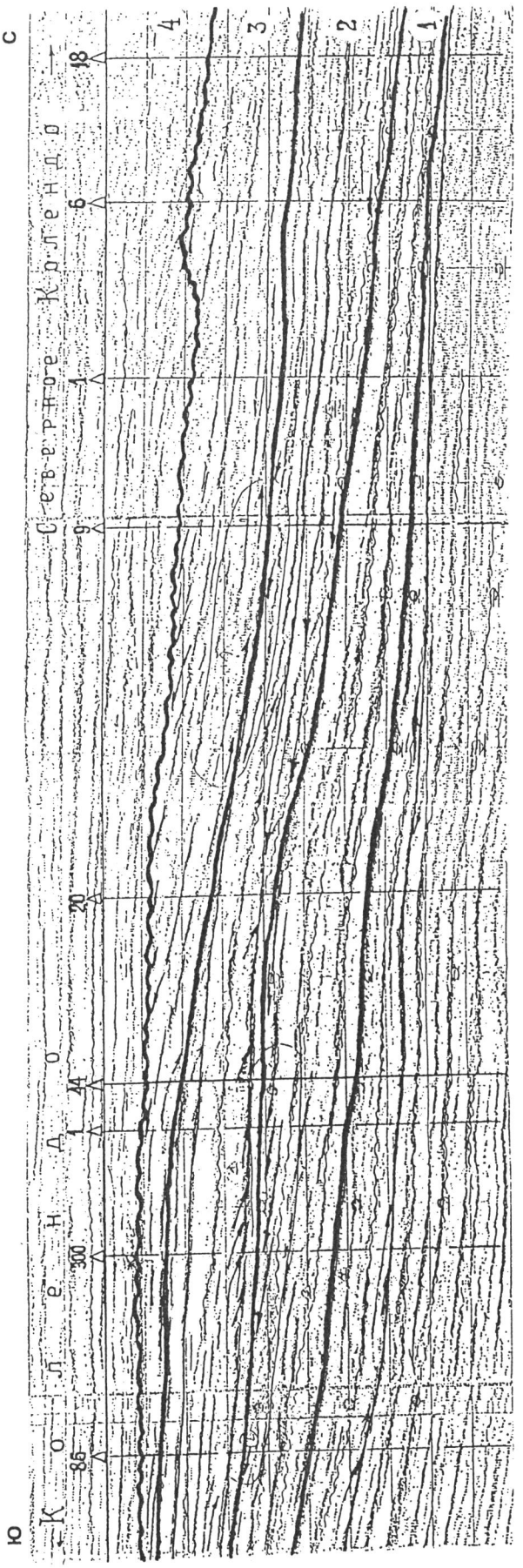



**Рис. 45.** Секвенсы верхненутовского подгоризонта. Фрагмент временного выравненного сейсмического разреза (см. рис. 44; по Ю.В.Лопатневу, с дополнениями). Волнистая линия – эрозионный срез

сторождении, уменьшаясь до 150–200 м в Сахалинском заливе.

Третий и четвертый секвенсы представлены, в основном, отложениями с субпараллельным напластованием. Верхний секвенс ограничен поверхностями эрозионных срезов (горизонты 2 и 1). Нижняя из них, соответствующая, скорее всего, подошве матитукской свиты, на Шмидтовском перешейке, вероятно, «срезает» значительную часть нижележащих маямрафских отложений.

Мощность верхненутовского подгоризонта уменьшается от 1500 м в Пильтунской синклинали до 1200–800 м на Шмидтовском перешейке и в центральной части Сахалинского залива.

Общая мощность нутовского горизонта изменяется от 800–1500 м на севере и востоке акватории до 3300–4000 м в Пильтунском прогибе. Изменение мощности этого стратиграфического подразделения подчиняется не только дифференцированному прогибанию района, но и в значительной степени удаленностью источника сноса. Практически все секвенсы утоньшаются в сторону глубоководной депрессии, последовательно наращивая на север и восток ее шельфовую зону. Существует еще много вопросов по корреляции выделенных секвенсов, но достаточно уверенно можно говорить о масштабном повышении и последующем резком понижении ОУМ, сформировавших первый и второй секвенсы верхненутовского подгоризонта.

*Помырский горизонт* представляет собой самостоятельный структурный комплекс. Подошвенное структурное несогласие (рефлектор 1) хорошо устанавливается на поднятиях и краях прогибов, где комплекс перекрывает разные слои, и менее заметно в срединных частях прогибов. Формирование рассматриваемых отложений связано со значительным эпизодом тектонической активности Сахалинского региона. Он выразился в существенной перестройке (инверсии) некоторых районов острова и усложнении уже существовавших поднятий. Эти события нашли отражение как в составе, так и в строении отложений.

В пределах Северо-Восточного шельфа помырский горизонт распространен широко, отсутствует лишь на сводах наиболее приподнятых антиклиналей. Его мощность в синклиналях внутреннего шельфа достигает 1500 м, значительно

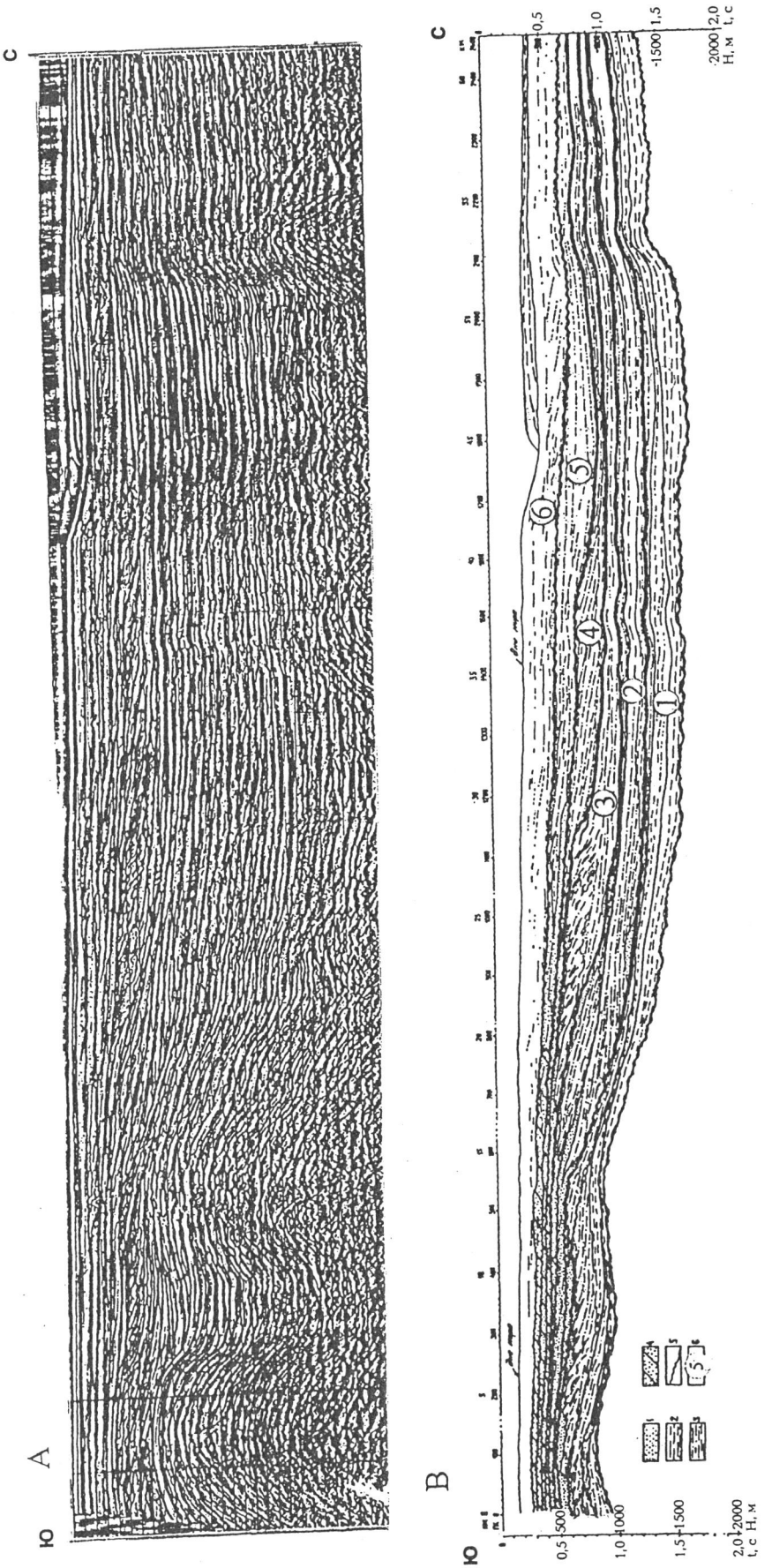



**Рис. 46.** Строение помырского стратиграфического горизонта северного участка шельфа Северного Сахалина. А – фрагмент временного разреза 1999–10 (см. рис. 44), В – седиментационная модель.

1–3 – морские отложения: 1 – пески, 2 – алевролиты, 3 – глины; 4 – флювиальные отложения; 5 – размывы; 6 – номера секвенсов

возрастая (до 2000–2500 м) на восточной границе складчатых структур Сахалина и на борту впадины Дерюгина. Здесь значительная часть горизонта сложена молодыми (плейстоценовыми) осадками.

На большей части шельфа помырский горизонт сложен субпараллельными слоями, но на периферии Сахалинской складчатой области имеет проградационное строение. Оно наиболее отчетливо в северной сравнительно стабильной части шельфа (рис. 46) и менее выражено в области интенсивного прогибания (рис. 47).

На севере области, в 70 км от п-ова Шмидта, в помырском горизонте выделено и закартировано шесть секвенсов. Практически все они содержат полный набор элементов, хорошо выражены тракты низкого и высокого стояния ОУМ и трансгрессии. Каждый из секвенсов последовательно наращивает шельфовую зону, сдвигая бровку шельфа на север. Мощность секвенсов изменяется от 150–200 м в глубоководных конденсированных разрезах до 600 м

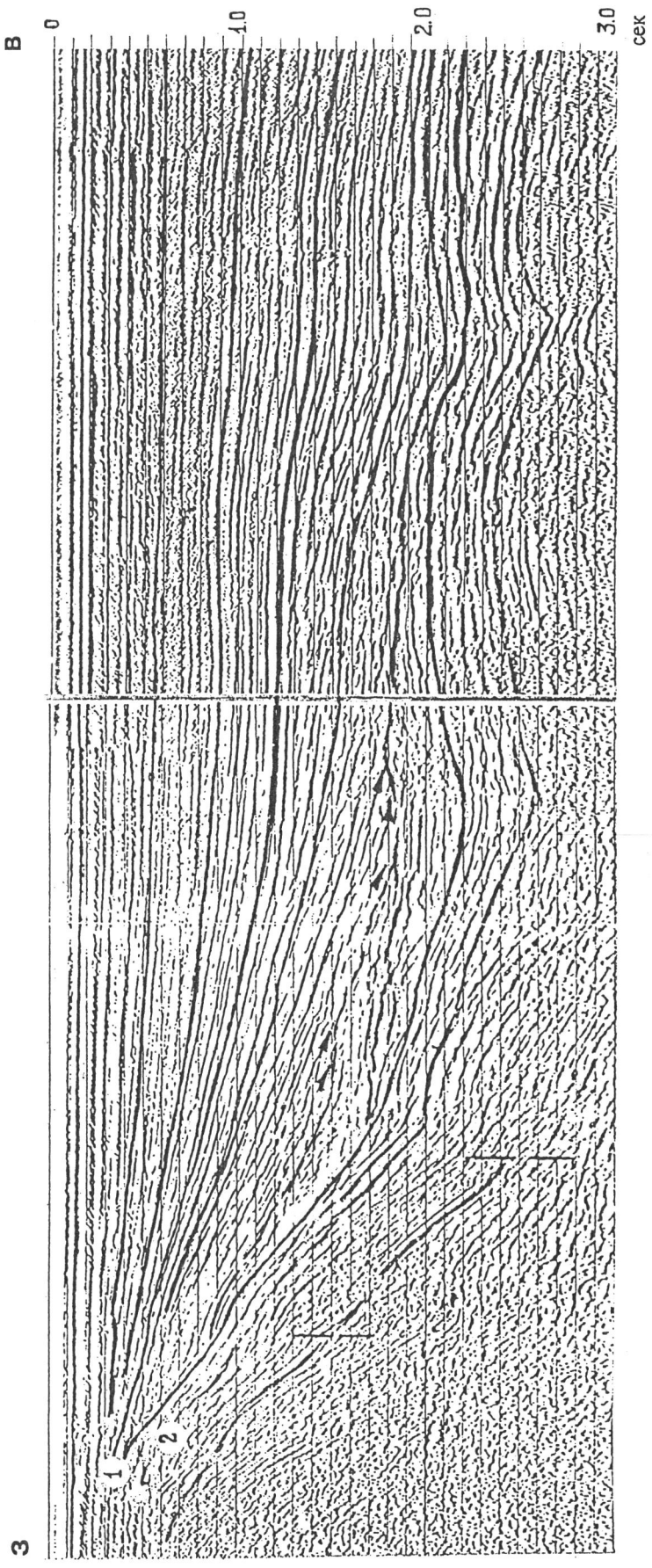



**Рис. 47.** Плиоцен-четвертичные отложения восточного района шельфа Северного Сахалина. Фрагмент временного сейсмического разреза 762 (см. рис. 44). Хорошо видны олистостромовые образования в подошве помырского стратиграфического горизонта (отражающий горизонт 1).

в присклоновых участках. Общая мощность помырского горизонта колеблется от 600 до 1500 м.

По выраженности и масштабности системного тракта высокого стояния ОУМ все секвенсы примерно одинаковы. Можно предполагать наибольший подъем уровня моря в первом секвенсе. С ним связаны наиболее отчетливые проградационные осадки и широкая полоса наращивающегося шельфа. При значительной мощности шельфовых осадков (около 500 м), составляющих около половины всего шельфового разреза горизонта, мощность депрессионных отложений не превышает здесь 150–200 м. Что же касается выраженности тракта низкого стояния ОУМ, то здесь приоритет принадлежит второму и третьему секвенсам. На границе первого и второго секвенсов устанавливается наиболее значительное падение ОУМ. Подсклоновые осадки обладают во втором секвенсе самой значительной мощностью (200 м), они отчетливо перекрываются конденсированным разрезом трансгрессивного тракта. Тракт низкого стояния моря отчетлив и содержит хорошо выраженные конуса выноса.

Проградация шельфовой зоны обусловила регрессивное строение разреза помырского комплекса, что мы и наблюдаем в Пильском береговом разрезе, венчающегося лигнитоносными флювиальными осадками. Закономерности фациальных рядов системных трактов и наблюдения в береговом разрезе позволяют составить седиментационную модель помырского горизонта северной части Сахалинской акватории (рис. 46).

В заключение раздела остановимся на главных кайнозойских геологи-

ческих событиях, устанавливаемых сейсморазведкой в осадочном чехле Северо-Восточного Сахалина. Среди тектонических событий важно выделить следующие:

1) масштабные складчато-глыбовые (ларамийские) движения на границе мела и палеогена;

2) грабенообразование (рифтогенез ?) в люкаминское (позднеэоценовое) время;

3) складчато-глыбовые движения на рубеже формирования люкаминской, мутновской и пиленгской свит (соответственно, поздний эоцен – ранний олигоцен и ранний–поздний олигоцен);

4) незначительные движения в предокобыкайское время (рубеж нижнего–среднего миоцена);

5) незначительные движения в матитукское время (ранний–средний плиоцен);

6) масштабные складчато-глыбовые движения в предпомырское время (средний–поздний плиоцен), продолжающиеся и поныне.

Наибольшая мощность (до 9 км) кайнозойских отложений приурочена к Пильтун-Чайвинской депрессии. Как самостоятельный прогиб (синклиналь) она, скорее всего, была оформлена лишь в помырское время, а в палеоген-миоцене являлась западной частью более обширной Западно-Охотской тектонической депрессии, последовательно заполнявшейся дельтовыми и шельфовыми комплексами со стороны размывающихся поднятий материка и Центрального Сахалина. Западная граница Северо-Сахалинской подвижной области (кайнозойского седиментационного бассейна) устанавливается на сейсмических разрезах отчетливо.

Наибольшая скорость компенсационного осадконакопления устанавливается для нутовских отложений Пильтун-Чайвинской депрессии (около 500 м/млн. лет) и помырских осадков восточной окраины Сахалинской складчатой области (около 800 м/млн. лет).

Наиболее отчетливые повышения ОУМ в регионе отмечаются для пиленгской свиты, низов окобыкайского горизонта (обширная ингрессия, рефлектор 6); низов верхненутовского подгоризонта (рефлектор 4) и практически для всех секвенсов помырского горизонта.

Выразительные понижения ОУМ на сейсмических разрезах отмечены лишь в верхненутовском и помырском горизонтах. Резкими понижениями ОУМ обусловлен, вероятно, отчетливый рефлектор $5^a$ в подошве нутовского горизонта. Имеющиеся материалы свидетельствуют также о сравнительно низком уровне моря во время формирования дагинских отложений.

Для построения кривой колебания ОУМ данных недостаточно. Лишь для некоторых частей разреза (помырский, нутовский, окобыкайский, частично дагинский горизонты) можно качественно оценить масштабы относительного колебания ОУМ и, в какой-то мере, сравнить эти данные с секвенсной хроностратиграфической шкалой.

Прежде всего, обращает на себя внимание сходство количества и степени выраженности верхнеплиоцен-четвертичных секвенсов глобальной шкалы и помырского горизонта. Если принять во внимание, что сходный характер колебаний ОУМ устанавливается и для Западно-Камчатского шельфа, то невольно напрашивается вывод о значительной роли эвстатики на цикличность позднекайнозойских отложений рассматриваемой области.

На рис. 48 представлен вариант сопоставления верхнекайнозойского разреза Северо-Сахалинского бассейна с глобальной шкалой колебаний уровня Мирового океана [Hag et al., 1988]. Он учитывает особенности строения не только плиоцен-плейстоценовых, но и миоценовых (дагинских, окобыкайских и нутовских) отложений. Обращает на себя внимание близкое соответствие местной и глобальной шкал.

### 2.1.2. Западный Сахалин, акватория Татарского пролива и северной части Японского моря

Западный Сахалин изучен сейсморазведкой относительно слабо, основная сейсмическая информация о строении кайнозойских толщ получена на акватории. По характеру сейсмических разрезов Татарский пролив и северную часть Японского моря можно разделить на 4 района: северную часть Татарского пролива; Крильонский шельф (от мыса Слепиковского на севере до мыса Крильон на юге); Западно-Хоккайдо-Монеронскую окраину; южную часть Татарского пролива и северную часть Японского моря (рис. 49).

Эти районы характеризуются не только спецификой кайнозойского разреза, но выделяются по особенностям гравиметрического и магнитного полей и разделены градиентными зонами – протяженными зонами разломов глубокого заложения [Красный, 1975 г.].

**Северная часть Татарского пролива.** Район занимает обширную акваторию от пролива Невельского на севере до м. Слепиковского на сахалинском побережье и м. Успения на побережье

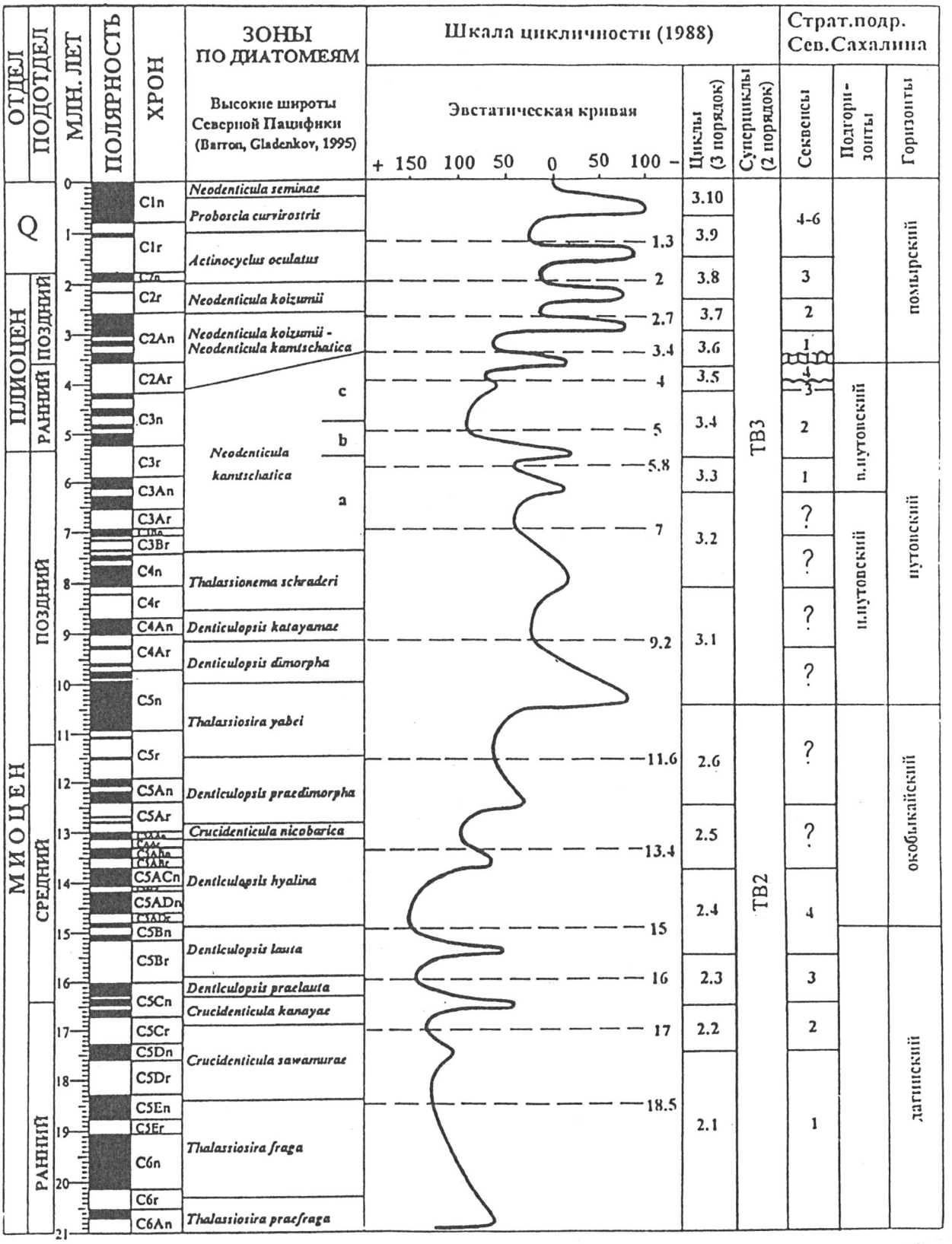



**Рис. 48.** Сопоставление верхнекайнозойских отложений Северного Сахалина с общей стратиграфической шкалой

Пунктирные линии, пересекающие эвстатическую кривую, обозначают уровни максимального затопления территории и их возраст (млн лет).

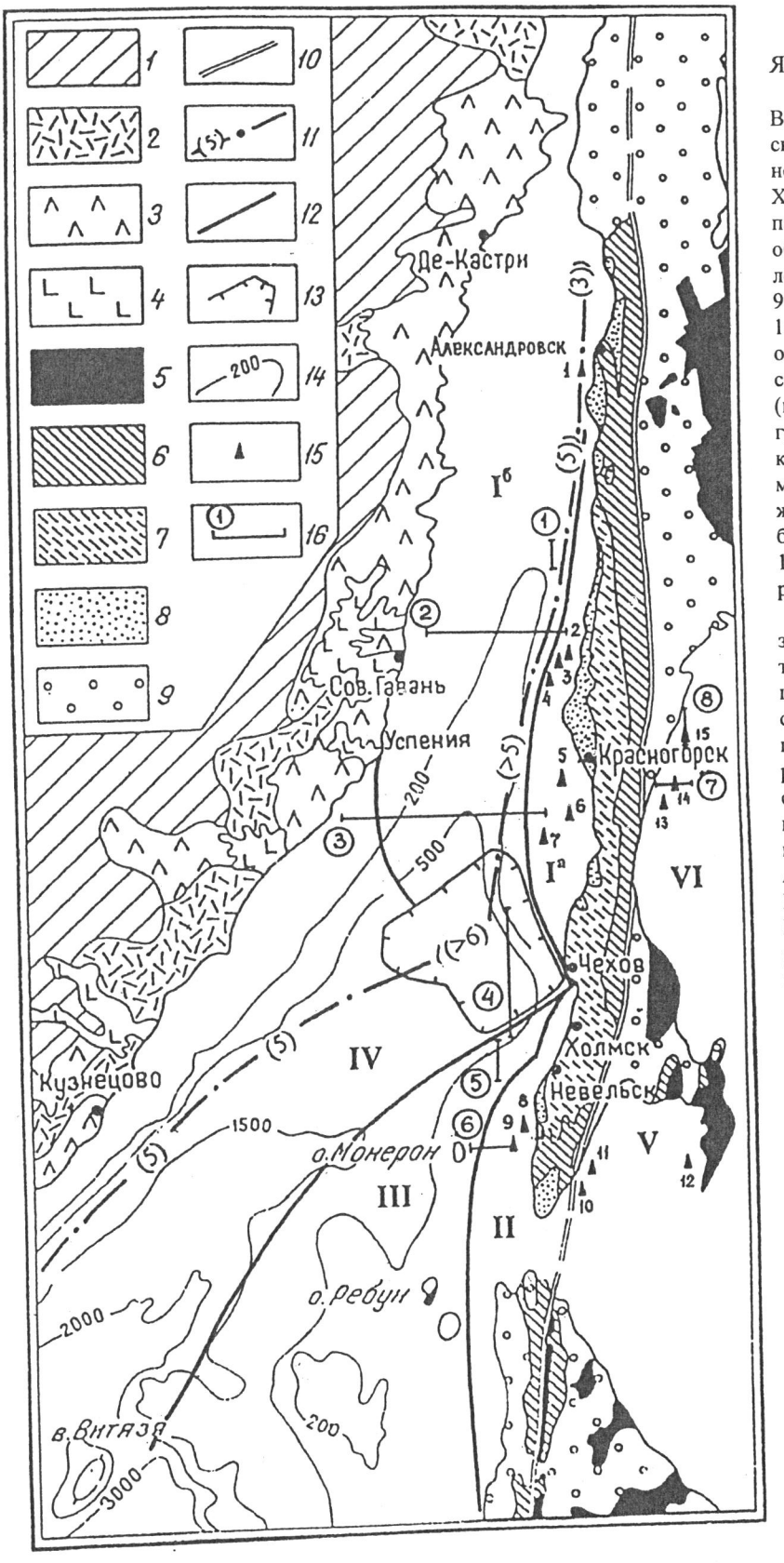



**Рис. 49.** Обзорная карта Северо-Япономорской акватории

1 – Сихоте-Алинские мезозоиды; 2–4 – Восточно-Сихоте-Алинский вулканический пояс: 2 – палеогеновые, 3 – миоценовые, 4 – плиоценовые эффузивы; 5–9 – Хоккайдо-Сахалинские кайнозоиды: 5 – палеозой–мезозойские метаморфические образования, 6 – верхнемеловые, 7 – палеогеновые, 8 – неогеновые отложения, 9 – плиоцен–четвертичные депрессии; 10 – Центрально-Сахалинский разлом; 11 – оси максимальных мощностей кайнозойских отложений вне складчатых районов (в скобках – значения мощностей); 12 – границы районов с разным строением кайнозойского чехла; 13 – участок максимальных мощностей кайнозойских отложений (Слепиковский прогиб); 14 – изобаты; 15 – площади морского бурения; 16 – линии сейсмических профилей (см. рис. 50–55, 57, 58).

Районы с разным строением кайнозойских отложений: I – северная часть Татарского пролива ($I^a$ – складчатый район шельфа Сахалина, $I^b$ – Татарский нескладчатый прогиб), II – Крильонский шельф, III – Западно-Хоккайдо-Монеронская окраина, IV – южная часть Татарского пролива и северная часть Японского моря, V – залив Анива, VI – залив Терпения. Площади морского бурения: 1 – Александровская, 2 – Гавриловская, 3 – Изыльметьевская, 4 – Надеждинская, 5 – Красногорская, 6 – Ильинская, 7 – Старомаячнинская, 8 – Виндисская, 9 – Кузнецовская, 10–11 – Петровская, 12 – Новиковская, 13 – Пугачевская, 14 – Лебяжьинская, 15 – Вахрушевская

материка на юге. Строение кайнозойских отложений в разных участках района различно, но они образуют сплошной чехол, в котором прослежены единые сейсмические горизонты. Стратиграфическая индексация последних и разделенных ими секций разреза проведена по привязке к сахалинской шкале.

В районе выделяются акустический фундамент и осадочный («слоистый») чехол. На присахалинской акватории поверхность акустического фундамента (отражающий горизонт IV) сопоставляется с кровлей вулканогенно-осадочной сергеевской серии, а на от-

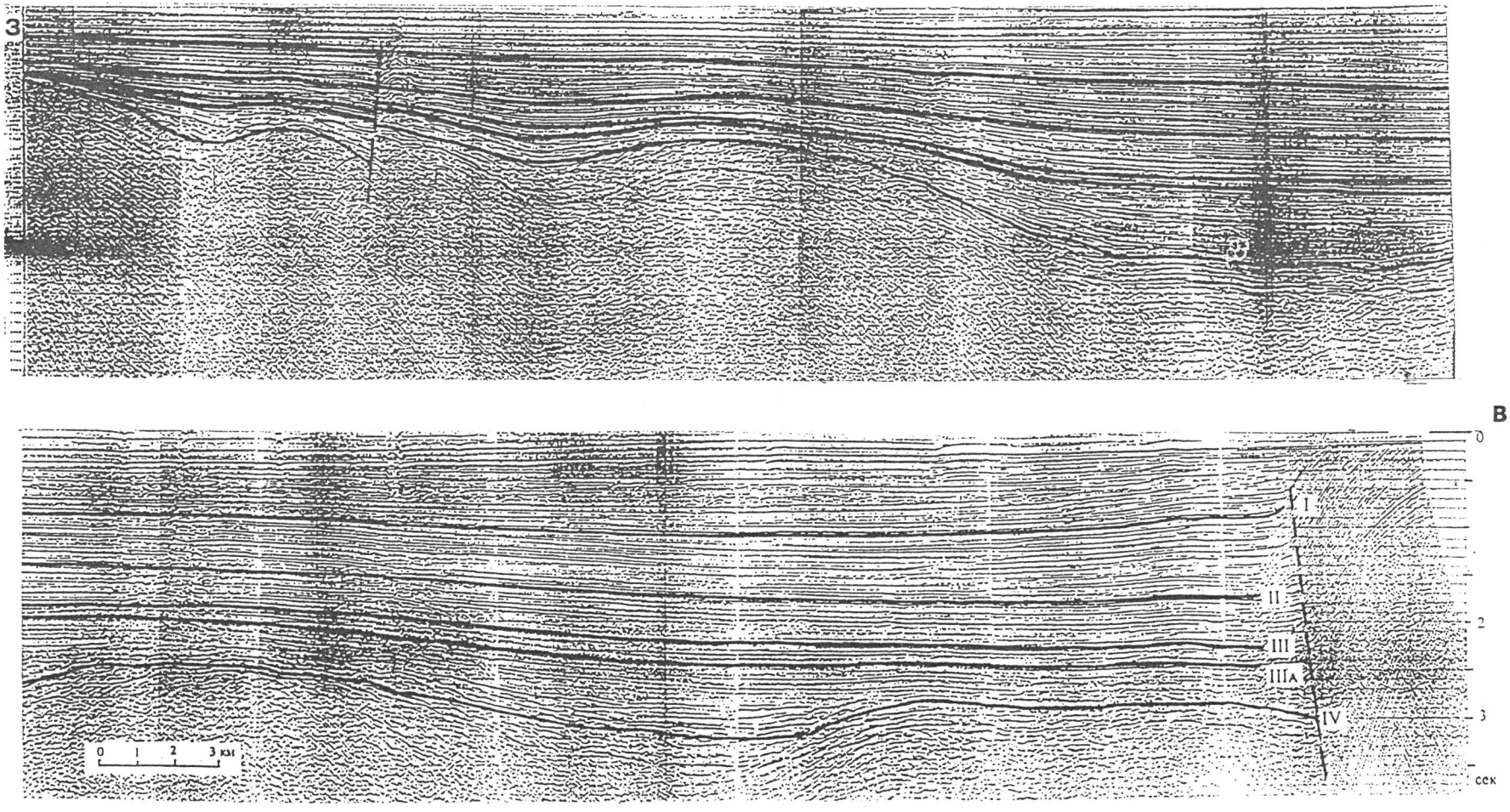



**Рис. 50.** Строение осадочного чехла Татарского краевого прогиба. Временной сейсмический разрез (№ 2 на рис. 48).
Цифры в кружках - наименования отражающих горизонтов

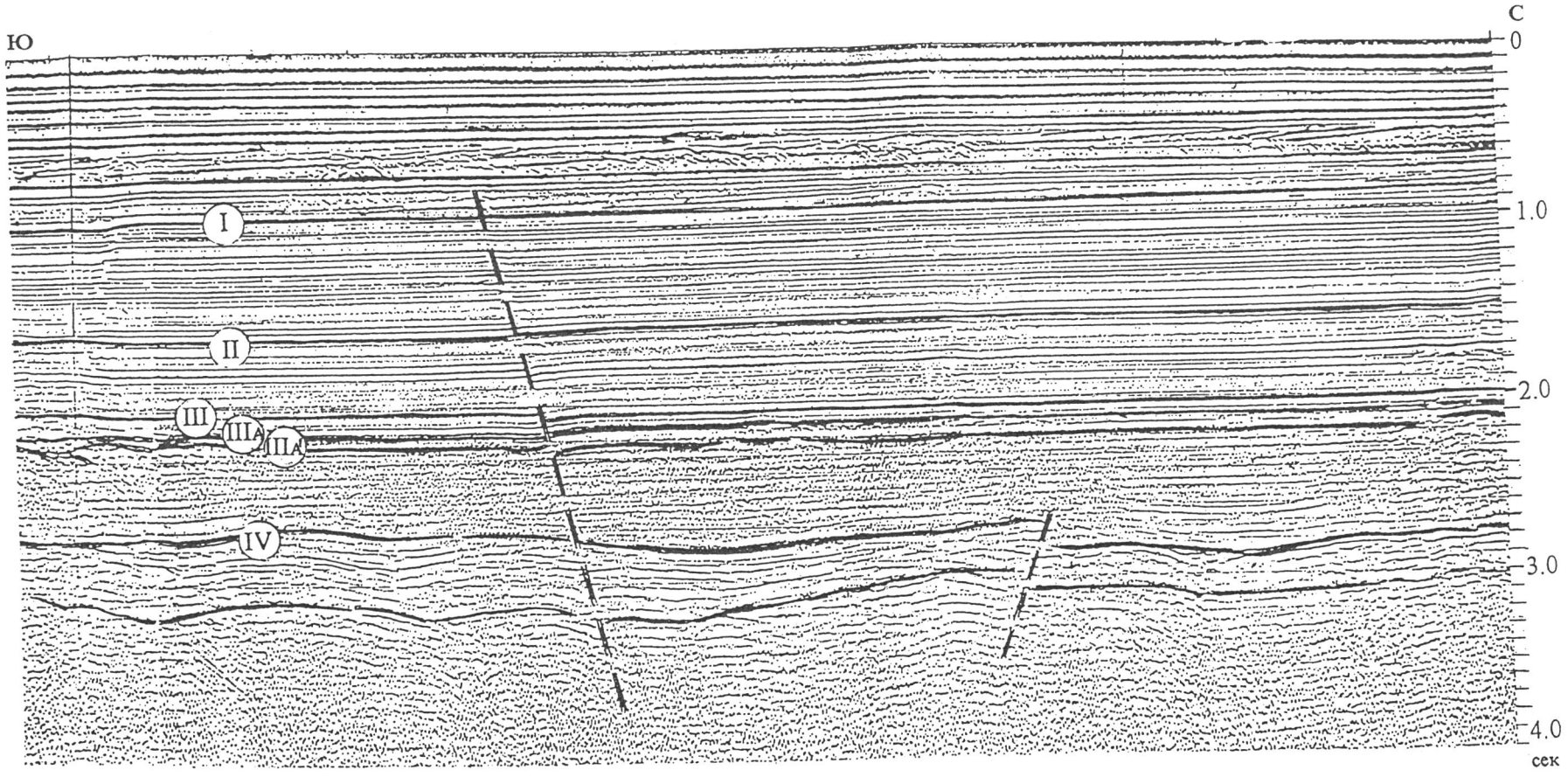



**Рис. 51.** Фрагмент временного сейсмического разреза в северной части Татарского пролива (№1 на рис. 48).
Условные обозначение см. на рис. 50.

дельных участках и с более молодыми вулканитами (мелководье материка, Ламанонский и Надеждинский участки); на мелководье материка – с кайнозойскими образованиями Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Осадочный чехол, как правило, несогласно перекрывающий акустический фундамент, представлен субпараллельными длительно коррелируемыми отражениями. В нем снизу вверх выделены рефлекторы IIIб, IIIа, III, II и I (рис. 50–51). Наиболее надежно закартированы рефлекторы IV (акустический фундамент, подошва макаровской серии), III (подошва маруямской свиты) и I (подошва помырского горизонта). Существенные несогласия отмечены лишь в подошве и кровле макаровской серии, хотя на отдельных участках как на курасийском, так и на маруямском уровнях наблюдаются слабые седиментационные несоответствия слоев.

*Нижняя часть макаровской серии* (верхнедуйская, аусинская и курасийская свиты) часто разделяется на несколько пачек (рефлекторы IIIб, IIIа). В целом же эта трудно расчленяемая толща представлена низко-среднеамплитудными отражениями, сопровождаемыми иногда высокоамплитудной холмобразной записью. Рассматриваемые отложения в значительной мере нивелируют неровности акустического фундамента и поэтому распределение их мощностей носит достаточно причудливый характер. Наибольшая мощность толщи (3500 м) устанавливается в синклиналях присахалинского района, отложения утоньшаются на запад и выклиниваются в 20–30 км от материка (рис. 50, 52).

*Верхняя часть макаровской серии* (маруямская свита) – основные картируемые отложения рассматриваемого района. Мощность этих образований последовательно уменьшается от сахалинского мелководья (до 2500–3000 м) на запад и отложения выклиниваются в 10–20 км от берега материка.

Макаровская серия на Сахалине и прилегающем мелководье дислоцирована. Здесь ее общая мощность достигает 5 км. От западных крыльев фронтальных складок толща погружается на запад, наращиваясь более молодыми плиоценовыми слоями. В 10–15 км от берега Сахалина на севере района и в 50–70 км на юге, восточнее наибольших глубин Татарского пролива, отложения постепенно выполаживаются, а затем полого воздымаются (1–5°) к материку. Здесь, на мелководье они трансгрессивно перекрывают вулканиты Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса.

Уменьшение мощности отложений к западу происходит в основном за счет конседиментационного телескопирования разреза – последовательного уменьшения толщин всех пачек и их частичного выклинивания. На западном (приматериковом) борту прогиба удается наблюдать постепенное выклинивание подошвенных слоев комплекса в сторону регионального подъема и иногда – предпомырский эрозионный срез его слоев. В меридиональном направлении мощность недеформированных отложений макаровской серии в Татарском проливе увеличивается с севера (3 км – широта г. Александровска) на юг (4,5–5 км – широта г. Ильинска).

*Помырская серия* несогласно перекрывает различные слои нижележащих отложений. На присахалинском участке эти отложения развиты лишь в мульдах крупных синклиналей, и сплошное распространение получают только западнее фронта сахалинских складок, где помырская серия и вышележащие четвертичные осадки выполняют Татарский краевой прогиб (рис. 52). Он резко асимметричен; восточный борт значительно круче (10–15°) западного (2–3°). Депоцентр прогиба с мощностью рассматриваемых отложений до 1 км «прижат» к восточному (присахалинскому) борту и расположен в 20–30 км восточнее срединной части Татарского пролива. Наклону дна моря соответствуют лишь самые верхние слои комплекса.

В помырских отложениях выделяются три части. Они имеют примерно одинаковые мощности и отличаются по рисунку сейсмической записи (рис. 51). Нижняя часть характеризуется пологим (не более 2°) седиментационным наклоном (подошвенное прилегание) слоев в южном направлении. На севере наклон круче, чем на юге. Это, скорее всего, шельфовое мелководье, а на севере, возможно, и дельтовые осадки. Средняя часть комплекса, сложенная отчетливо цикличной проградационной толщей, характеризует, вероятно, последовательное южное продвижение дельты крупной речной системы, занимавшей все пространство Татарского прогиба. Верхняя часть комплекса, представленная в основном субпараллельными отражениями, сложена, вероятно, морскими четвертичными осадками.

**Крильонский шельф.** Район сахалинского шельфа от м. Слепиковского на севере до м. Крильон на юге построен сложно. На его востоке развиты напряженные кайнозойские складки, на западе он соседствует с древними поднятиями Западно-Хоккайдо-Монеронской подводной окраины. На севере эти тектонические области соприкасаются по разломам, на юге разделены асимметричным краевым Монеронским прогибом. В целом рассматриваемый район аналоги-

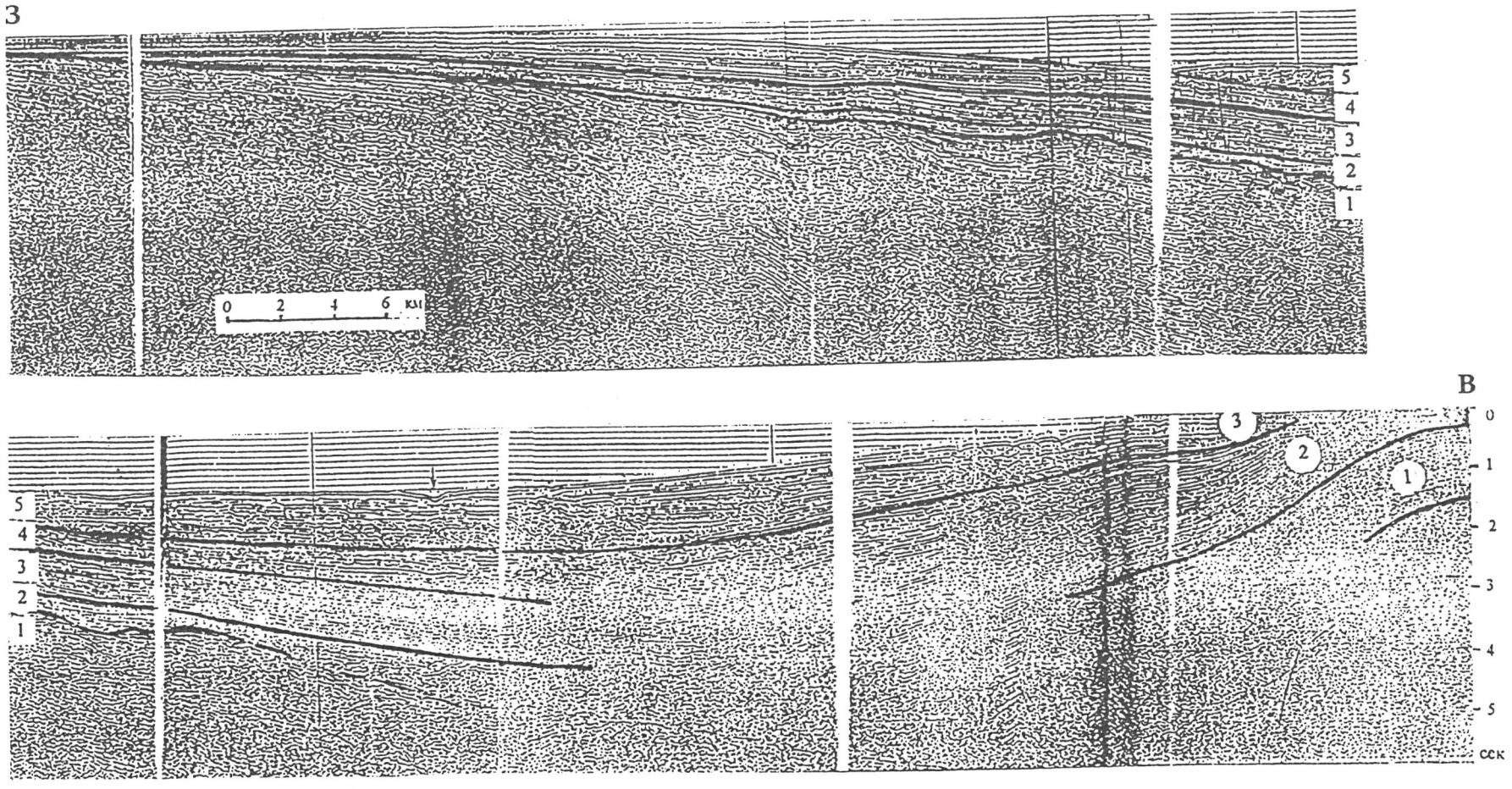



**Рис. 52.** Кайнозойский чехол Татарского пролива. Временной сейсмический разрез (№3 на рис. 48)

Цифры в кружках – стратиграфические подразделения сахалинского шельфа: 1 и 2 – соответственно нижняя (миоценовая) и верхняя части маруямской свиты, 3 – помырский стратиграфический горизонт. Цифры вне кружков – сейсмические толщи приматерикового района: 1 – акустический фундамент (палеоген–нижнемиоценовые вулканогенно-осадочные образования), 2 – среднемиоценовые (?), 3 – средне(?)–верхнемиоценовые, 4 – плиоценовые, 5 – плиоцен–четвертичные отложения

чен прогибу Исикари-Румои на Хоккайдо, северным продолжением которого и является. Сходство разрезов Исикари-Румои и Холмско-Невельского района Сахалина отмечается как русскими, так и японскими геологами. Это важно подчеркнуть, так как в рассматриваемом районе существуют проблемы корреляции палеоген-нижнемиоценовых разрезов суши и моря.

Сейсмический облик кайнозойских образований сохраняется не только в пределах Крильонского шельфа, но и в прогибах Западно-Хоккайдо-Монеронской окраины.

На сейсмических профилях выделяются и картируются отражающие горизонты, имеющие различную индексацию. Удобно их обозначить следующим образом (снизу вверх): АФ, V, IV, III, II, I (рис. 53). По привязке к существующей стратификации разрезов морских Виндисской и Кузнецовской скважин эти рефлекторы отвечают соответственно докайнозойскому фундаменту, кровлям западно-камышевой и сергеевской серий, нижнемаруямской подсвиты и основанию помырского стратиграфического горизонта. Таким образом, считается, что сейсмические данные полностью освещают кайнозойский осадочный чехол района.

Существует сомнение в правильности стратиграфической индексации разрезов пробуренных скважин. Отложения, отнесенные в скважинах к западно-камышевой серии, заметно отличаются от разрезов суши, в том числе, от отложений вскрытых соседней Шебунинской скважиной. Во-первых, палеоцен-эоценовые формации как на Сахалине, так и на Хоккайдо представлены исключительно терригенными отложениями, в скважинах же к этому возрасту отнесены вулканогенно-осадочные толщи. Во-вторых, палеогеновые формации на суше образуют отчетливый трансгрессивный ряд. Причем верхние морские сравнительно глубоководные формации (такарадайская на Сахалине и поронаи на Хоккайдо) имеют наиболее широкое распространение и знаменуют собой достаточно обширную трансгрессию со стороны Тихого океана именно через прогиб Исикари-Румои. В скважинах таких отложений не установлено, а к такарадайской свите отнесены угленосные образования, практически не охарактеризованные морской биотой, но содержащие переотложенный комплекс верхнемеловых фораминифер.

Вероятно, мощная (до 1585[1] м) вулканогенно-осадочная толща, вскрытая скважинами, относится преимущественно к олигоцен-раннемиоценовой сергеевской серии, главным образом, к невельской свите. Мощность последней на п-ове Крильон значительна (до 1500–2000 м), в ней встречаются прослои углей, скопления листовой флоры, находки морской фауны единичны. Возможно верхняя часть разреза коррелятивна верхнедуйской свите Сахалина и широко распространенной на Хоккайдо угленосной формации Дайсима. Обнаруженные в призабойных образцах в Виндисской скважине (3085–3400 м) верхнемеловые фораминиферы могут быть переотложенными. Аналогичные комплексы были встречены в Виндисской скважине выше по разрезу (2600–2800 м), а также в Шебунинской и Кузнецовской скважинах.

Таким образом, не исключено, что скважины не вышли из вулканогенно-осадочных отложений сергеевской серии (олигоцен–ранний миоцен). В таком случае, сейсмические разрезы рассматриваемого района похожи на разрезы северной части Татарского пролива с той лишь разницей, что на Крильонском шельфе получена более определенная информация о характере залегания менее вулканогенной и ритмично слоистой сергеевской серии. Мы придерживаемся именно такого варианта стратификации разрезов скважин и сейсмических разрезов (рис. 53). Не исключено, что самые верхние угленосные отложения следует относить к верхнедуйской свите, развитой на прилегающем побережье. Имеющиеся палеонтологические данные не противоречат такой версии интерпретации материалов.

Поверхность акустического фундамента (АФ) в районе неоднородна. На большей части присахалинского участка она проводится условно по прекращению прослеживания регулярных волн, но спорадически устанавливается и более отчетливый характер границы. В западной части района, на участках древних поднятий, фундамент отчетлив (рис. 54). В первом случае поверхность АФ участвует в деформациях совместно с вышележащими отложениями, во втором несогласно перекрыта осадками и погружается с запада на восток и с юга на север под кайнозойские отложения на глубины до 5–6 км, где прекращает прослеживаться. Возраст акустического фундамента, вероятно, различный – от докайнозойского до нижнемиоценового. Наиболее древним он является, по-видимому, на западе района.

*Сергеевская серия* выделена предположительно в объеме отложений, залегающих между рефлекторами АФ и IV. Отражающим горизонтом V она расчленяется на две толщи. Обе они характеризуются высокоамплитудными слабо

[1] Видимая мощность по стволу скважин, нормальная мощность ниже (углы наклона пород в Кузнецовской скважине – 15–50°)

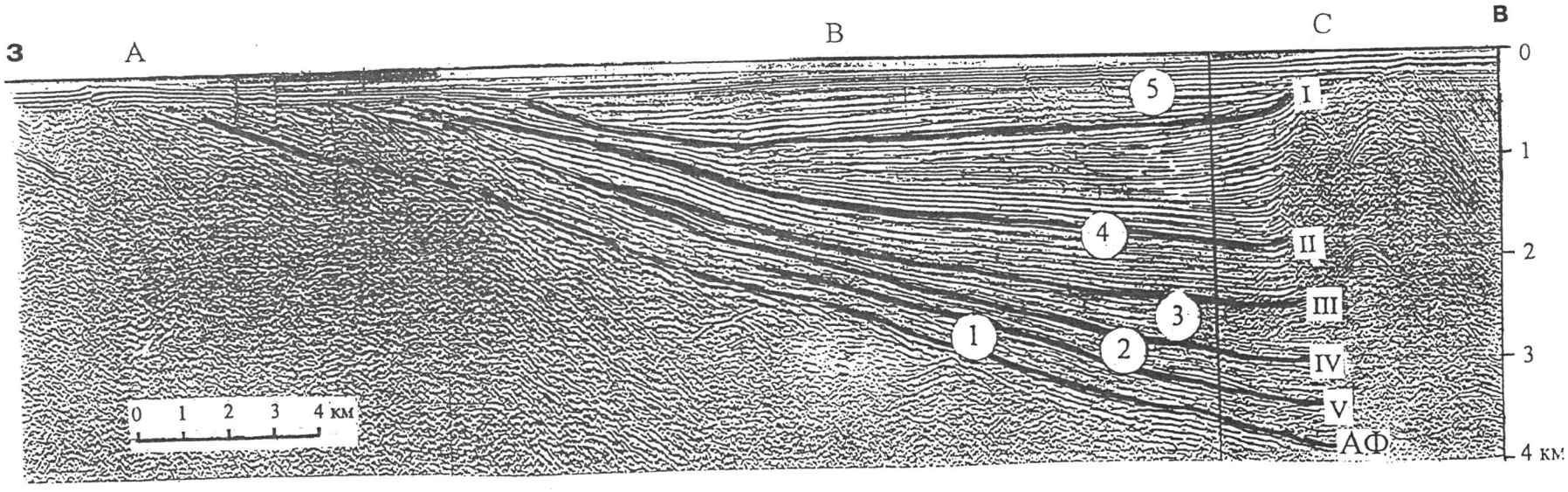



**Рис. 53.** Кайнозойские отложения Крильонского шельфа. Фрагмент глубинного сейсмического разреза (№6 на рис. 49)

А – Монеронское поднятие, В – Монеронский прогиб, С – Кузнецовская антиклиналь; АФ – акустический фундамент; римские цифры – отражающие горизонты в осадочном чехле; арабские цифры – стратиграфические подразделения: 1 – олигоцен–нижнемиоценовые отложения (сергеевская серия), 2 – нижне–среднемиоценовые отложения (верхнедуйская, аусинская, курасийская свиты), 3 – нижняя (миоценовая), 4 – верхняя (плиоценовая) части маруямской свиты, 5 – помырский стратиграфический горизонт

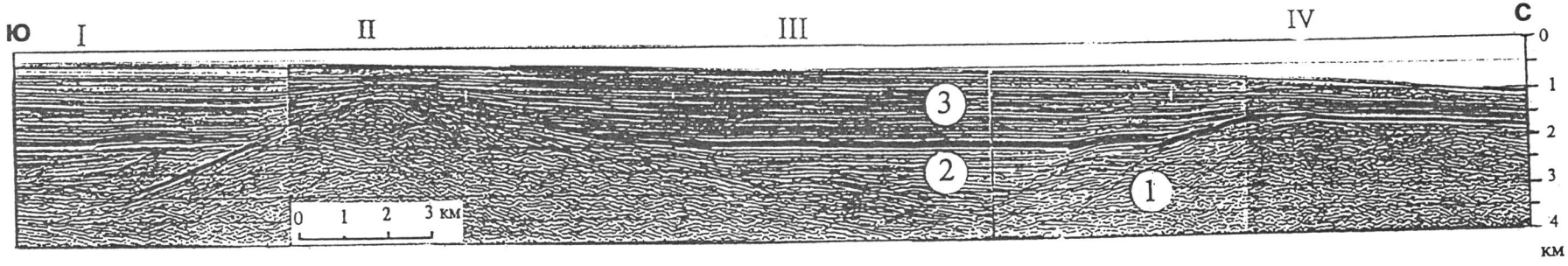



**Рис. 54.** Северная часть Западно-Хоккайдо-Монеронской окраины. Фрагмент глубинного сейсмического разреза (№4 на рис. 49)

I – Холмский прогиб, II – Холмское поднятие, III – Пионерский прогиб, IV – Пионерское поднятие; 1 – акустический фундамент, 2 – олигоцен–нижнемиоценовые отложения, 3 – нижнемиоцен–плиоценовые отложения

коррелируемыми и часто нерегулярными и хаотичными отражениями.

Нижняя толща в Виндисской скважине (2350–3080 м) представлена чередованием туфогенных песчаников, аргиллитов, туфов, каменных углей с редкими прослоями кремнистых аргиллитов. Выделяется более 40 пластов угля (от 0,4 до 5 м). В верхней части толщи обнаружены *Haplophragmoides kirkiwick.*, *Alveolophragmium indistinatus*, *Dorothia* aff *nagaoi*, *Cyclammina* aff *pacifica*; в нижней части (глубже 2600 м) – формы, переотложенные из верхнего мела.

*Курасийская свита* (рефлекторы IV–III) трансгрессивно перекрывает нижележащие образования и пользуется практически повсеместным распространением в районе. На сейсмических разрезах свита представлена отчетливыми субпараллельными низко- и среднеамплитудными протяженными отражениями. В Виндисской скважине (1240–1500 м) она сложена переслаиванием кремнистых алевролитов, опок и диатомитов с *Haplophragmoides indentatus*, *Martinotiella communis.*, *Cyclammina praecanuana.*

В низах свиты на бортах поднятий западной части района наблюдается разнонаправленное изменение мощностей. Нижняя пачка мощностью до 300–400 м образует клиноформу с утоньшением вниз по склону; вышележащие слои, наоборот, с уменьшением мощности по восстанию пород трансгрессивно перекрывают нижележащие отложения. Это можно объяснить некоторой асинхронностью периода поднятий в западной (более ранний) и восточной частях района и сменой областей сноса обломочного материала. В целом же курасийская свита изменяет мощность от 200 м на сводах поднятий западной части района до 1000 м в мульдах крупных синклиналей.

*Маруямская свита* (рефлекторы III-I) представлена субпараллельными высокоамплитудными хорошо коррелируемыми отражениями. Отражающим горизонтом II маруямская свита расчленяется на 2 толщи. В Виндисской скважине нижняя толща (1240–450 м) представлена чередованием опок, диатомитов, алевролитов с прослоями туффитов, верхняя (до 450 м) – в основном диатомитами и диатомитовыми глинами. Верхняя толща и верхи нижней толщи по фораминаферам относятся к зоне Retroelphidium clavatum, а весь рассматриваемый интервал разреза – к диатомовой зоне Neodenticula kamtschatica.

Как нижняя, так и верхняя толщи маруямской свиты на большей части акватории залегают на нижележащих отложениях согласно и лишь на склонах крупных поднятий имеют трансгрессивные контакты. Причем иногда верхняя толща трансгрессивно перекрывает и курасийские отложения. Мощность нижней толщи в мульдах синклиналей достигает 1200 м, верхней – изменяется от 200 м до 1500 м.

Общая мощность маруямской свиты увеличивается от 400–500 м (Холмско-Пионерское поднятие) до 2400 м (Монеронский прогиб).

*Помырский стратиграфический горизонт* несогласно перекрывает маруямские отложения и состоит из двух несогласно залегающих толщ. Отложения развиты в районе широко, но отсутствуют на поднятиях. Нижняя толща достигает мощности 500 м и представлена параллельными длительно коррелируемыми отражениями, верхняя толща с мощностью до 1 км построена более сложно. На некоторых участках в ней выделятся несколько секций разреза, но они плохо следятся по площади; опознаются эрозионные врезы и седиментационные свалы. В северной части района в основании помырской серии отмечается эрозионный врез глубиной до 300–350 м.

Общая мощность осадочного чехла на Крильонском участке достигает 3 км в Невельской синклинали и 5,5 км в Монеронском прогибе.

**Западно-Хоккайдо-Монеронская окраина.** Рассматриваемый район является северным звеном обширной тектонической области, протягивающейся от пояса Китаками (о. Хонсю) на Западный Хоккайдо и далее на север в прилегающую акваторию [Туезов, 1975]. Область сложена дислоцированными палеозой-раннемезозойскими образованиями, прорванными интрузиями разного состава. На складчатом (доаптском) фундаменте залегают отложения неогена, в нижней части представленные формацией зеленых туфов [Куделькин и др., 1982].

Северная подводная окраина Западного Хоккайдо представляет собой террасу, на северо-западном фланге которой располагаются острова Рисири, Ребун и Монерон. Она ограничена градиентными зонами в гравиметрическом и магнитных полях, фиксирующих протяженные разрывы глубокого заложения [Красный, 1975]. С запада – это Северо-Япономорский, с востока – Монеронский разломы (рис. 48). Северо-Япономорский разлом имеет на юге субмеридиональное, на севере – северо-западное простирания и подходит к Сахалину у м. Слепиковского (окрестности г. Чехова), где на шельфе выражен протяженной магнитной и гравитационной аномалиями. На суше аналогичная магнитная аномалия связана с вулканитами чеховской свиты. Можно предполагать, что формирование Се-

веро-Япономорского разлома, сыгравшего существенную роль в образовании Северо-Япономорского рифта, относится к чеховскому (раннемиоценовому) времени. Монеронский разлом выражен на Хоккайдо и на восточном погружении Ребун-Монеронского поднятия, где ему соответствует гравитационная ступень в 5–6 млг/км.

Рассматриваемый район можно разделить на 2 подрайона: южный и северный. Их граница условна и проходит по северо-восточному склону банки Мусаси.

В южном подрайоне поверхность акустического фундамента интенсивно расчленена и часто обнажается на дне моря. По данным драгирования фундамент сложен магматическими, метаморфическими и осадочными породами верхнего палеозоя и мезозоя, широко развиты кайнозойские вулканиты [Sutekaru Nagao et al., 1963; Антипов и др., 1980].

Чехол начинается отложениями не древнее среднего миоцена [Sato et al., 1973; Hamilton et al., 1974]. Он нивелирует неровности фундамента и его мощность не превышает 1 км; на большей же части акватории она менее 0,5 км. По данным драгирования и геологии надводной части островов Хоккайдо, Ребун и Рисири чехол состоит из туфодиатомитов верхов среднего миоцена, песчаников, глин, слоистых туффитов верхнего миоцена, плиоцена и квартера.

Северный подрайон обладает значительно более мощным осадочным чехлом. Он выполняет прогибы между поднятиями, наиболее крупными из которых являются Ребун-Монеронское, Холмское и Пионерское.

Ребун-Монеронское поднятие – это протяженная (не менее 300 км) меридиональная структура, маркирующая восточный край области древней (доаптской) консолидации. Холмское и Пионерское поднятия расположены севернее и имеют северо-восточные простирания.

Обращает на себя внимание наиболее северное (Пионерское) поднятие. Оно в значительной мере погружено и выделяется, главным образом, по распределению мощностей осадочного чехла. Поверхность фундамента представлена динамически ярким и гладким отражением (рис. 55) и связано, вероятно, с платобазальтами. Об этом свидетельствует интенсивная положительная магнитная аномалия (до 680 гамм) и глубина залегания основного аномалиеобразующего уровня, совпадающего с положением поверхности фундамента. Ниже этой поверхности участками просвечивают слои, падающие примерно на север под углом 15–25°. Ровная поверхность фундамента перекрывается одним и тем же горизонтом осадочного чехла, сопоставляемого, с подошвенными слоями макаровской серии (средний миоцен) сахалинского разреза. Чехол представлен параллельными протяженными слоями. Его стратиграфический объем и мощность (400–1000 м) сравнительно выдержаны.

Северо-восточный наклон поверхности фундамента и слоев осадочного чехла по направлению к Слепиковскому прогибу (северный фланг Северо-Япономорского погружения) соответствует наклону дна моря. Молодой поворот блока земной коры выражен отчетливо, так как глубина моря на участке изменяется значительно (150–900 м). При глубине моря 300–500 м верхние (верхнемиоцен?-нижнеплиоценовые) слои осложнены оползнями и несогласно, по схеме удаленного налегания, перекрыты плейстоценовыми осадками, сносимыми с северного (сахалинского) борта Слепиковского прогиба. Поверхность фундамента «ныряет» под миоценовые отложения Сахалина в северо-восточном направлении на глубину не менее 5–6 км.

Южнее Пионерского поднятия мощность осадочного чехла достигает 2–3 км в Пионерском прогибе и 3–3,5 км в Холмском прогибе.

Северо-западная периферия Западно-Хоккайдо-Монеронской окраины отделена с востока, от Монеронского островного склона и с запада – от глубоководной акватории уступами, крутыми на юге и пологими на севере. Акустический фундамент рассечен разрывами и значительно расчленен. Осадочный чехол развит повсеместно. Нижняя толща (1–2,0 км) выполняет грабенообразные впадины с воздыманием и конседиментационным выклиниванием слоев к их бортам. Зачастую самые нижние слои повторяют рельеф акустического фундамента. Верхняя толща (0,3–0,4 км) практически горизонтально перекрывает нижнюю толщу. Общая мощность осадочного чехла достигает 2500 м, уменьшаясь на сводах выступов до 600–800 м. Кровля нижней толщи и слои верхней толщи повторяют наклон морского дна. Верхняя толща на юге района, на Монеронском склоне, примыкает к флексурному изгибу нижележащих слоев, а на севере образует пологую проградационную клиноформу с утоньшением на запад, в сторону погружения морского дна.

Нижнюю толщу можно сопоставить с макаровской серией, а верхнюю – с помырским горизонтом и четвертичными осадками.

### 2.1.3. Южный Сахалин и его шельф

Рассматриваемый район, расположенный южнее м. Успения на материковом побережье и м. Слепиковского на берегу Сахалина, в тектоническом плане представляет собой рифтовый

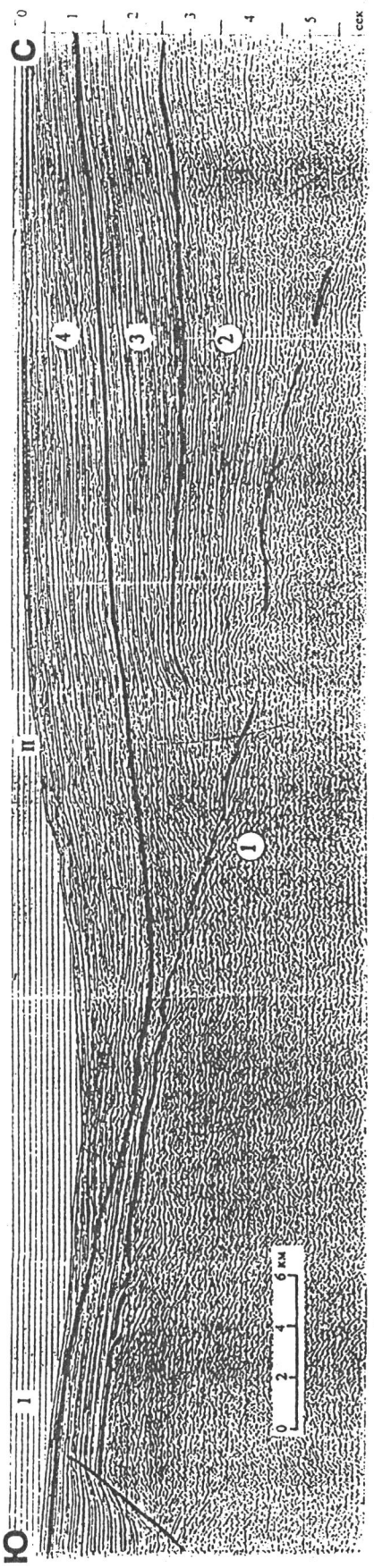



**Рис. 55.** Восточная часть Слепиковского прогиба. Фрагмент временного сейсмического разреза (№5 на рис. 49)

I – Пионерское поднятие, II – Слепиковский прогиб; 1 – акустический фундамент, 2 – олигоцен(?)-среднемиоценовые отложения, 3 – маруямская свита, 4 – помырский стратиграфический горизонт

прогиб, раскрывающийся к югу в глубоководную котловину Японского моря. Западная и восточная границы района определены, соответственно, Восточно-Сихо-тэ-Алинским и Северо-Япономорским глубинными разломами [Геомагнитное..., 1975], его северная граница в значительной мере условна.

Основной этап становления рифта, разделившего континентальные структуры материка и Западно-Хоккайдо-Монеронскую окраину, датируется возрастом вулканических образований, драгированных со дна Японского моря (олигоцен-ранний миоцен). Они, видимо, широко представлены в акустическом фундаменте рассматриваемого района.

Акустический фундамент в районе устанавливается практически повсеместно, за исключением крайнего северо-западного участка (Слепиковского прогиба), где он погружается на глубину свыше 6 км и перестает следиться сейсморазведкой. Морскими геофизиками этот участок назван зоной «зияния» (Савицкий В.О. и др.). Судя по граничным сейсмическим скоростям (5–6,8 км/м), акустический фундамент, помимо кайнозойских вулканитов, сложен, по-видимому, и останцами консолидированной коры, аналогичными подводной возвышенности Витязя [Леликов, 1977]. На материковом шельфе и склоне фундамент, сложенный в основном палеоген-нижнемиоценовыми базальтоидами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, осложнен небольшими односторонними грабенами; в пределах глубоководья на фоне сравнительно ровной «шероховатой» поверхности выделяют купола амплитудой до 500–1000 м.

Осадочный чехол развит повсеместно. В нем можно выделить три толщи.

*Нижняя толща* на материковом шельфе и склоне представлена «слоистыми» образованиями, на большей же глубоководной части района она акустически прозрачна. В срединной части рифта мощность этих отложений обычно не превышает 2,5 км, уменьшаясь в сводах куполов до 200 м. Нижние слои толщи заполняют неровности рельефа фундамента, а верхние облекают поднятия. Наибольшие мощности толщи «прижаты» к подошве континентального склона. Зона наибольших мощностей (до 3200 м) примерно соответствует изобате 500 м. Севернее она смещается к востоку и переходит в Слепиковский прогиб.

В пределах пологого континентального склона мощность толщи уменьшается, в основном, за счет трансгрессивного перекрытия базальтоидов Сихотэ-Алинского пояса и последовательного выклинивания все более молодых слоев по мере воздымания фундамента. Рассматриваемые отложения обнажаются на материковом мелководье в 1–2 км от берега.

*Средняя толща* представлена хорошо коррелируемыми отражениями, хотя к глубоководью четкость отражений пропадает. Она согласно, а на материковом склоне трансгрессивно перекрывает нижележащие осадки. Средняя толща рефлекто-

ром II (основание плиоцена на сахалинском шельфе) разделяется на две пачки. Верхняя из них, мощностью до 1000 м, представленная высокоамплитудными волнисто-параллельными хорошо следящимися отражениями, трансгрессивно перекрывает нижележащие осадки. Характер распределения мощностей средней толщи такой же, что и у нижней, но градиент изменения значительно меньше. Мощность толщи изменяется от 250–300 м в сводах куполов на глубоководье до 2500 м под континентальным склоном.

*Верхняя толща расчленяется* на две пачки.

Нижняя пачка распространена во всей акватории и несогласно перекрывает подстилающие осадки. Наиболее отчетливо это несогласие устанавливается у подножия континентального склона, где рассматриваемые слои «притыкаются» к изгибу кровли второй толщи. Выше по склону и на шельфе осадки трансгрессивно ложатся все более молодыми слоями на нижележащие отложения. Мощность пачки в глубоководной части района достигает 400–500 м. В нижней части континентального склона она уменьшается до 100 м, затем увеличивается вверх по склону (до 200–300 м) и постепенно вновь уменьшается на шельфе.

Верхняя пачка развита в основном на шельфе, где слагает аккумуляционный окраинно-шельфовый клин толщиной до 200 м.

Мощность третьей толщи на юге района, вблизи бровки шельфа, достигает 500 м, увеличиваясь до 1500 м в Слепиковском прогибе.

Общая мощность осадочного чехла в северной части Японского моря колеблется от 600–1400 м на сводах глубоководных куполов до 5800 м под континентальным склоном и более 5800 м в Слепиковском прогибе.

Возраст осадочного чехла северной части Японского моря определяется прослеживанием отражающих горизонтов с Татарского пролива и тем самым привязывается к сахалинской шкале. В целом, осадочный чехол рассматриваемого района в полном объеме сопоставляется со среднемиоцен-нижнемиоценовой макаровской и средне-верхнеплиоцен-плейстоценовой помырской сериями, в том числе нижняя толща – средний–верхний миоцен; средняя – верхний миоцен – нижний плиоцен, верхняя – верхний плиоцен – плейстоцен.

**Заливы Анива и Терпения.** Указанные заливы являются южными акваториальными продолжениями, соответственно, Сусунайской и Тымь-Поронайской межгорных впадин. Последние заложились, в основном, в плиоцене при обрушении устойчивых поднятий Срединного Сахалина. Поэтому доплиоценовый разрез представлен здесь сравнительно маломощными отложениями краевых фаций Западно-Сахалинского седиментационного бассейна. В осадочном чехле отсутствует палеоцен-эоценовая западнокамышевая серия, а различные слои сергеевской и макаровской серий перекрывают меловые и палеозой – мезозойские образования древнего ядра острова.

**Залив Анива.** Акватория занимает большую (южную) часть Сусунайской тектонической депрессии, протягивающейся с юго-востока на северо-запад примерно на 250 км при максимальной ширине 90–100 км.

Депрессия ограничена крупными линеаментами – с запада – Центрально-Сахалинским, с востока – Хоккайдо-Сахалинским разломами. В пределах залива она разделена погребенным Центрально-Анивским поднятием – южным акваториальным продолжением Сусунайского антиклинария – на Западно- и Восточно-Анивский прогибы [Туезов и др., 1976].

В Анивском заливе откартировано 8 отражающих горизонтов. Наиболее значимы из них рефлекторы 3 и 6, соответствующие подошве маруямской свиты и основанию макаровской серии. Горизонты 7 и 8, связанные, соответственно, с подошвами сергеевской серии (кровлей верхнемеловых отложений) и кровлей метаморфического мезозойского фундамента следятся спорадически [Савицкий и др., 1981].

В Западно-Анивском прогибе макаровская серия представлена курасийской и маруямской свитами. Курасийские отложения трансгрессивно перекрывают различные слои сергеевской серии и на юге района ложатся на эродированную поверхность меловых толщ.

Общая мощность макаровской серии изменяется от 500–1000 м (Центрально-Анивское поднятие) до 3530 м в западных (присахалинских) участках прогиба. В Западно-Анивском прогибе пробурена одна скважина – Петровская (рис. 49). Петровская скважина на глубине 610 м вошла в меловые (апт-сеноманские) отложения. Они несогласно перекрыты опоками и диатомитами курасийской свиты (610–320 м), на которые с глубоким размывом ложится верхняя (плиоценовая) часть маруямской свиты.

Восточно-Анивский прогиб – это сравнительно просто построенная впадина с центриклиналями на Сахалинском и Хоккайдинском побережьях. На северном и восточном бортах впадины, на мелководье Тонино-Анивского полуострова, обнажаются вулканогенно-кремнистые мезозойские (доверхнемеловые), а участками и бо-

лее древние метаморфические образования. В небольших грабенах они перекрыты угленосными отложениями верхнедуйской свиты, а на большей части прогиба – трансгрессивно курасийскими опоками, выше залегают алевролиты и песчаники маруямской свиты. Стратиграфический объем и мощность (до 4000 м) маруямской свиты к центру впадины постепенно увеличиваются. Общая мощность осадочного чехла в прогибе (макаровской и помырской серий) достигает 5000 м.

На восточном борту Восточно-Анивского прогиба пройдена Новиковская параметрическая скважина (рис. 56). Здесь на палеогеновых (?) риолитах, подстилаемых юрско-меловыми терригенно-кремнистыми образованиями, несогласно залегает макаровская серия, представленная верхнедуйской (1330–1520 м), курасийской (1330 –200 м) и маруямской свитами.

**Залив Терпения.** Залив Терпения совместно с Тымь-Поронайской низменностью образует молодую клинообразную депрессию, раскрывающуюся к югу в сторону Южно-Охотской (Курильской) глубоководной котловины. Общая длина депрессии – 350 км, наибольшая ширина (у бровки шельфа) – 170 км. На акватории, в срединной части депрессии по ее простиранию сейсморазведкой устанавливается крупное погребенное (Невское) поднятие с мощностью кайнозойских отложений менее 1 км. Оно разделяет западный (Макаровский) и восточный (Владимирский) прогибы.

Наиболее полно изучен Макаровский прогиб. Здесь выделен и прослежен целый ряд отражающих горизонтов, из которых наиболее важными являются $А^1$, $А_п$, Б и Г, сопоставляемые, соответственно, с основанием помырского горизонта, подошвами маруямской, верхнедуйской и чеховской свит. На некоторых (восточных) участках прогиба спорадически следится отражение от поверхности докайнозойского фундамента.

В районе устанавливается отчетливое структурное несогласие между сергеевской и макаровской сериями и инверсия тектонических движений в верхнем плиоцене (основание помырского горизонта).

Сейсморазведкой наиболее полно изучены макаровская и помырская серии, хотя на отдельных участках получена достаточно хорошая информация и из верхней части сергеевской серии. Наибольший стратиграфический объем и наибольшую мощность (до 3,5 км) макаровская серия имеет на западе района, у побережья Сахалина. К востоку нижние горизонты серии (углегорская, сертунайская, курасийская свиты) последовательно выклиниваются и на большей (восточной) части Макаровского прогиба гетерогенный акустический фундамент перекрывается разными слоями нижнемаруямской подсвиты мощностью не более 1000 м.

В приподнятых блоках Невского поднятия макаровская серия отсутствует. В противоположность этому отложения помырского стратиграфического горизонта, мощностью до 1,5 км, наибольшее распространение получают в восточной части прогиба.

Общая мощность макаровской и помырской серий изменяется от 200–500 м на Невском поднятии до 5–5,5 км на юго-западе Макаровского прогиба.

В Макаровском прогибе пробурено 3 глубокие скважины: Пугачевская, Лебяжьинская и Вахрушевская (рис. 57, 58). Все скважины остановлены в сергеевской серии. Наиболее полно сергеевская серия охарактеризована в Вахрушевской, а макаровская серия – в Лебяжинской скважине.

В разрезе Вахрушевской скважины сергеевская серия (1575–2756 м) представлена вулканогенно-осадочными отложениями холмской, невельской и чеховской свит, в целом, аналогичных, изученным в Макаровском опорном разрезе. В кремнистых алевролитах невельской свиты встречены фораминиферы с преобладанием *Cyclammina obesa*, *C.* aff *ezoensis*, *C.* aff *pilvoensis*, *Asanospira carinata*. Чеховская свита (1595–2425 м) представлена переслаивающимися грубообломочными туфами, песчаниками и опоковидными алевролитами.

Макаровская серия с размывом перекрывает сергеевскую серию. В ее основании залегает угленосная верхнедуйская свита, сложенная преимущественно алевролитами и глинами с прослоями песчаников и углей. В разрезе Лебяжьинской скважины (1735–2237 м) встречены *Ammonia takanabensis*, *Miliammina complansata*, *Elphidiella* aff. *simplex*., *Pseudoelphidiella subcarinata*, *Buccela floriformis*. Сертунайская свита (1422–1735 м) – это песчаники, алевролиты и глины с моллюсками хорошей сохранности *Yoldia chojensis*, *Y.* aff. *nabiliana*, *Nuculana chinaensis*, *Leionucula psjakauphensis*, *Serripes* aff. *similis*, *Cyclocardia ferruginea*, *Crepidula* sp., *Ciliatocardium shinjense*. Глинисто-кремнистые отложения курасийской свиты (1372–1422 м) содержат моллюски и фораминиферы: *Ammodiscus tennuis*, *Cyclammina praecancellata*, *Martinottiella communis*, *Dentalina baggi*, *Cibicides refulgeus*, *Melonis soldanii*, *Uvigerina modeloensis*, *Trifarina kokosuraensis*, *Islandiella californica* и др.

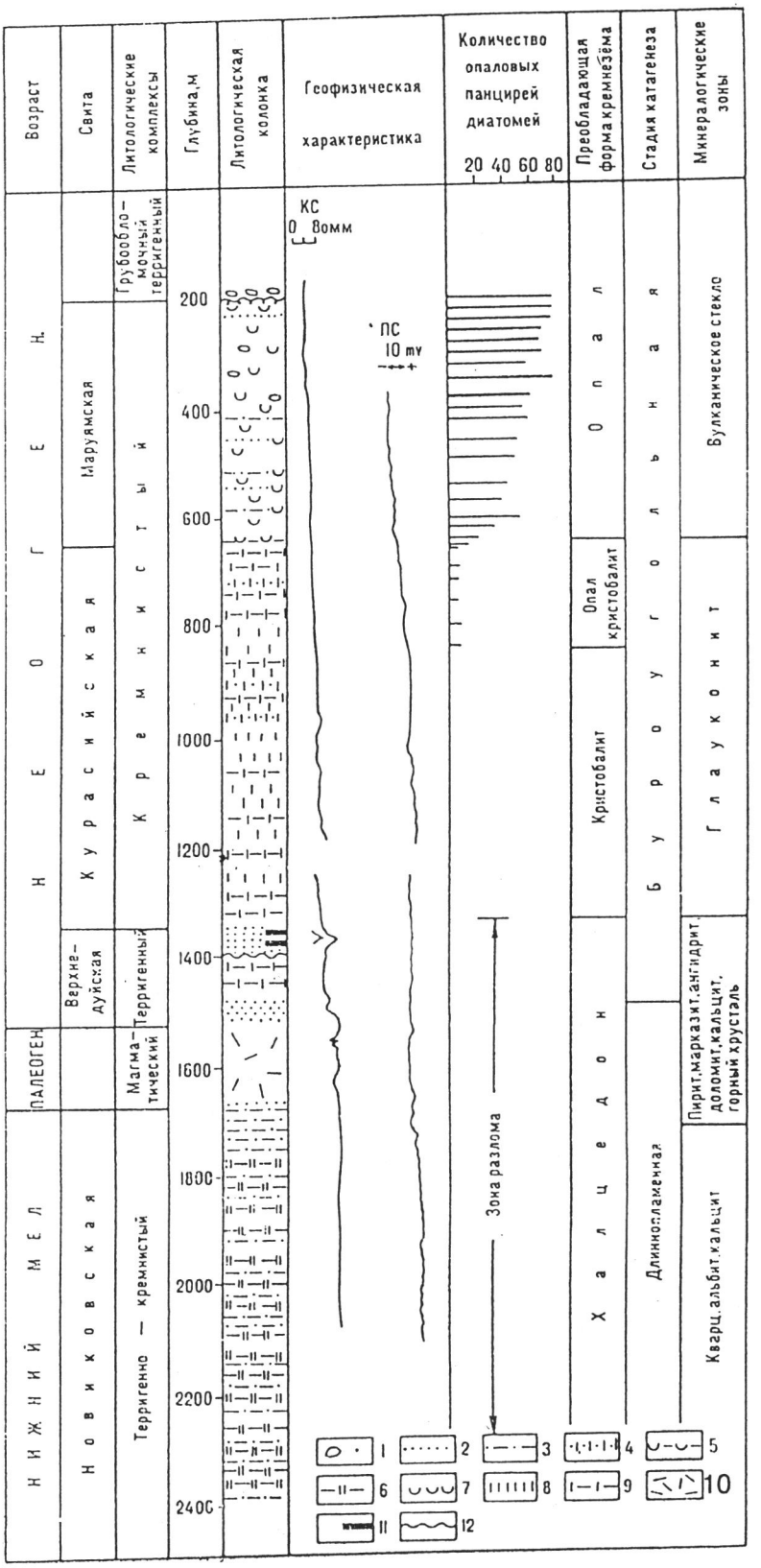



**Рис. 56.** Разрез Новиковской параметрической скважины. Анивский залив (по: [Куликов, Деревкова, 1992])

1 – гравий, 2 – песчаник, 3 – алевролиты, 4 – опоковидные алевролиты, 5 – диатомовые глины, 6 – аргиллиты кремнистые, 7 – диатомиты, 8 – опоки, 9 – опоковидные глины, 10 – риолиты, 11 – угли, 12 – перерывы

Маруямская свита разделяется на 2 подсвиты: нижнемаруямскую и верхнемаруямскую. Последняя соответствует помырскому стратиграфическому горизонту. Нижнемаруямская подсвита трансгрессивно перекрывает подстилающие образования и представлена переслаиванием глин, алевролитов и песчаников с *Haplophramoides impressus*, *H. spadix*, *Ammodiscus tennuis*, *Budashevaella semiinvoluta*, *Cyclammina praecancellata*, *Islandiella californica*, *I.* aff. *umbonata*, *Uvigerina modeloensis* и др. Выше (интервал 850–1220 м) выделены слои с *Islandialla laticamerata*, *I. kasiwasakiensis*, *I. californica*, *I.* aff. *umbonata*. Резкое изменение видового состава фораминифер на границе слоев позволяют сделать предположение о выпадении части отложений из разреза.

В нижней части подсвиты встречены диатомовые водоросли, содержащие *Denticulopsis husdtetii* и *D. dimorhha*, в верхней – *Denticulopsis kamtshatica*, *Thalassiosira usatsehevii*, *Th. zabelina*. Верхнемаруямская подсвита (Лебяжьинская скв., инт. 100–825 м; Вахрушевская скв., инт. 100–800 м) представлена в основном диатомовыми алевролитами и песчаниками с *Retroelphidium clavatum*, *Elphidiella oregonensis*, *Cribroelphidium orbiculare*. Обильны остатки диатомей; относящихся к зонам *Denticulopsis kamtschatica*, *D. kamtsmabica* – *D. seminae fossilis* и *D. seminae fossilis*.

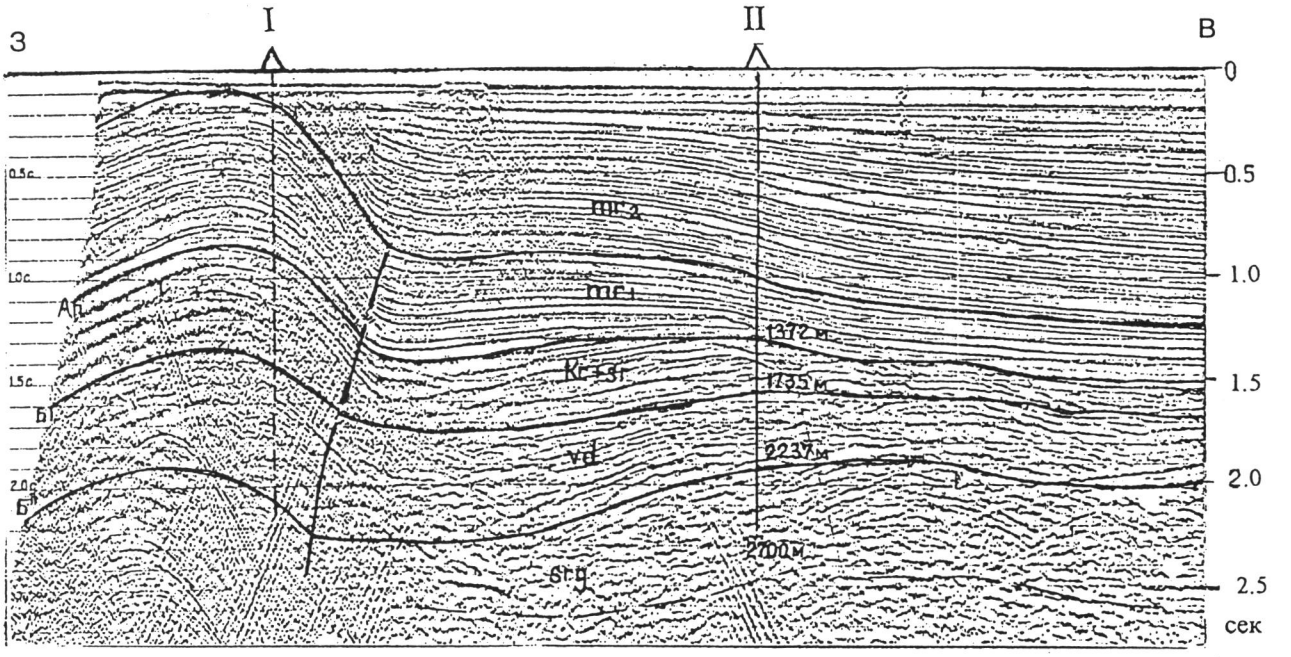



**Рис. 57.** Сейсмический разрез западной части залива Терпения (№7 на рис. 49) (по Баханову, Позднякову и Выповой, 1990)

I – положение Пугачевской скважины, II – Лебяжьинская скважина. Буквенные обозначения – наименования отражающих горизонтов; srg – сергеевская серия, vd – верхнедуйская свита, kr+sr – курасийская и сертунайская свиты, $mr_1$ – нижнемаруямская, $mr_2$ – верхнемаруямская подсвиты

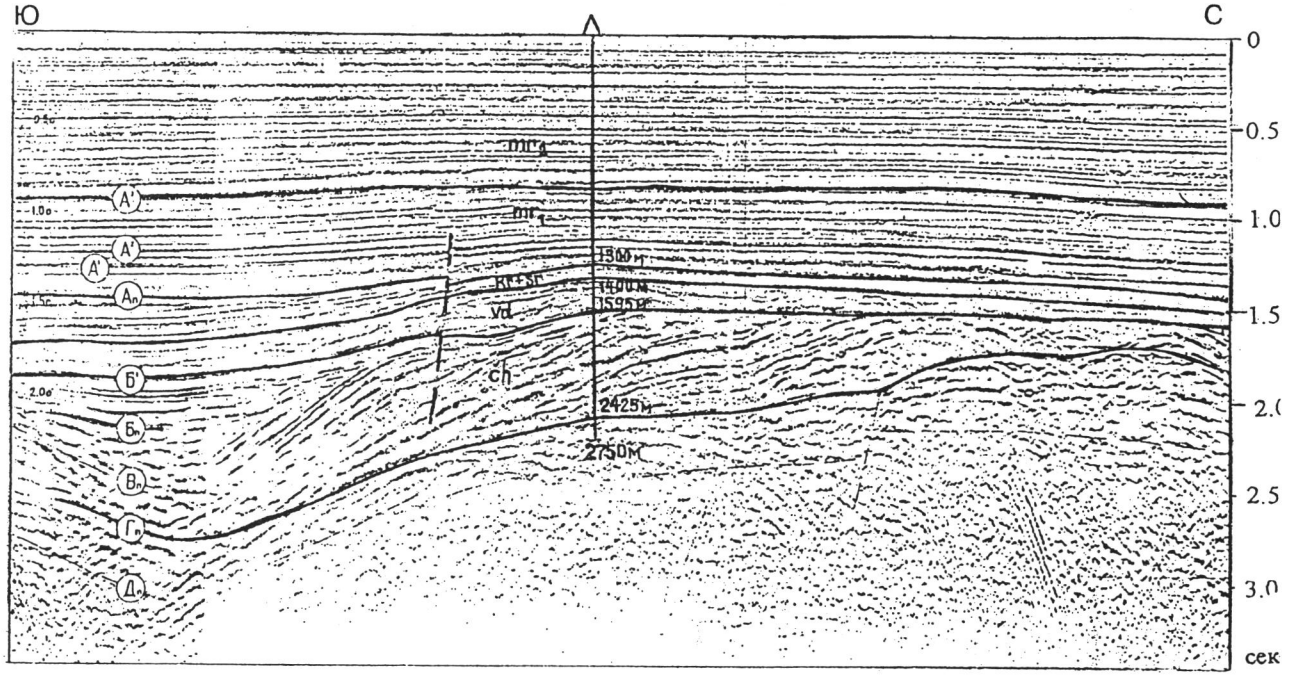



**Рис. 58.** Сейсмогеологический разрез через Вахрушевскую скважину. Залив Терпения (по Баханову, Большакову и Выповой, 1990)

Условные обозначение см. на рис. 57.

Подводя итог рассмотрению строения осадочного чехла Татарского пролива, северной части Японского моря, заливов Анива и Терпения, хотелось бы подчеркнуть следующие моменты.

1. На большей части акватории сейсморазведкой изучается пока среднемиоцен-плейстоценовые отложения, сопоставляемые с макаровской, помырской сериями Сахалина и более молодыми четвертичными осадками. На шебунинском шельфе в заливах Анива и Терпения удается наблюдать олигоцен-нижнемиоценовые образования сергеевской серии, а, по мнению некоторых исследователей и более древние палеогеновые толщи.

2. Изменение мощностей отложений, характер их дислокаций, а также облик акустического фундамента позволяет выделить следующие тектонические области: 1) Хоккайдо-Сахалинскую складчатую область с мощным (более 5–6 км) дислоцированным чехлом; 2) Татарский (Западно-Присахалинский) резко асимметричной краевой прогиб с мощным (до 5 км) нескладчатым чехлом; 3) Западно-Хоккайдо-Монеронскую область докайнозойской (доаптской) стабилизации с резко дифференцированным по мощности (до 3,5 км) нескладчатым чехлом; 4) северное рифтовое продолжение Япономорской впадины.

3. Узел сочленения тектонических областей представлен изометричной тектонической (Слепиковской) депрессией с максимальной для региона мощностью среднемиоцен-плиоценовых осадков (более 6 км).

4. Обращает на себя внимание различный характер распределения мощностей осадочного чехла в Татарском краевом прогибе и в Северо-Япономорском рифте. В первом преобладающий объем осадков «прижат» к восточному (присахалинскому) борту, во втором, наоборот, – к западному (приматериковому) борту, образуя осадочную линзу под континентальным склоном.

5. Наиболее важные геологические события устанавливаются сейсморазведкой в позднем палеогене–раннем миоцене и на рубежах нижнего–среднего миоцена и нижнего и среднего плиоцена.

В позднем олигоцен – раннем миоцене во всем регионе устанавливается вспышка вулканизма. Практически везде вулканические и вулканогенно-осадочные образования выполняют роль акустического фундамента. Вероятно, проникновение глубинного вещества связано с расширением Северо-Япономорского рифта и отделило Западно-Хоккайдо-Монеронский блок от материка.

Рубеж нижнего и среднего миоцена характеризуется всеобщим опусканием территории и трансгрессией моря со стороны Японской и Южно-Охотской (Курильской) котловин. Нижние слои нивелируют «вулканическое» основание Северо-Япономорского рифта, подчеркивая иногда его подвижки и выполняют сахалинские прогибы. Более молодые отложения последовательно трансгрессивно перекрывают образования Сихотэ-Алинского пояса и разновозрастные породы поднятий Срединного Сахалина.

Рубеж на границе нижнего и среднего плиоцена можно свести к двум процессам: 1) аккреции большинства кайнозойских прогибов и становлению Сахалинского орогена с образованием в его срединной части межгорных впадин, а на восточной периферии – компенсационного краевого (Татарского) прогиба; 2) импульса погружения Северо-Япономорского рифта и формированием флексуры современного континентального склона. На участке взаимодействия этих процессов образуется Слепиковский прогиб, лавинно заполняющийся осадками, сносимыми непосредственно с горных сооружений Сахалина и привнесенных речной системой, контролируемой Татарским прогибом.

## 2.2. КАЙНОЗОЙСКАЯ СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ И ЕЕ СРАВНЕНИЕ С ГЛОБАЛЬНОЙ ЭВСТАТИЧЕСКОЙ ШКАЛОЙ

Сахалинский разрез кайнозоя достаточно отчетливо разделяется на три крупных седиментационных комплекса: палеоцен-нижнемиоценовый (65–20 млн. лет), нижнемиоцен-плиоценовый (20–3 млн. лет) и плиоцен-четвертичный, формирующийся и поныне. Они определены прежде всего тектонической этапностью региона, связанной с проявлениями фаз орогенеза и складчатости (ларамийской, алеутской и сахалинской). Каждый комплекс – это полный трансгрессивно-регрессивный цикл, он начинается и заканчивается континентальными отложениями и в своей срединной (инундационной) части сложен морскими образованиями. Границы комплексов не всегда отчетливы, так как проходят большей частью внутри регрессивно-трансгрессивных континентальных угленосных отложений (камские слои – снежинкинская свита; чеховская и верхнедуйская свиты, дагинская свита). В случае же замещений миоценовых континентальных отложений на морские при удалении от орогена (сахалинский шельф), эти границы еще более

размываются. Специфика региональной цикличности обусловлена также проявлением вулканизма, наиболее широко проявившегося в инундационных и завершающих стадиях циклов (аракайская, чеховская свиты в нижнем комплексе, анивская, орловская, лиманская свита в среднем).

По своему стратиграфическому объему два нижних комплекса практически соответствуют системам единой стратиграфической шкалы и близки группам суперциклов секвенской хроностратиграфической шкалы. Но границы комплексов с границами подразделений этих глобальных шкал не совпадают. Сравнение региональной и глобальной секвенсстратиграфических шкал в значительной мере тормозится разночтениями в региональной корреляции отложений и в связи с этим возможными ошибками в определении возраста отдельных сахалинских толщ. Тем не менее. в рассматриваемом регионе выделяются некоторые уровни, которые достаточно отчетливо совпадают с резкими изменениями уровня Мирового океана. Они более определенно устанавливаются для неогеновых отложений и во многом предположительно для палеогенового интервала разреза.

Прежде всего, обращает на себя внимание сходство количества и степени выраженности верхнеплиоцен-четвертичных секвенсов глобальной шкалы и помырского горизонта. Если принять во внимание, что сходный характер колебаний ОУМ устанавливается нами и для Западно-Камчатского шельфа, то невольно напрашивается вывод о значительной роли эвстатики на цикличность позднекайнозойских отложений рассматриваемой области. По существу все секвенсы помырского горизонта находят положение в секвенсстратиграфической шкале (циклы ТВ3 3.5–3.10). Наиболее отчетливое понижение уровня моря устанавливается в основании второго секвенса, сопоставленным с ТВ3 3.7 (3 млн. лет).

Подошва верхненутовского подгоризонта, вероятно, соотносится с событием 6,3 млн. лет, а максимум верхненутовской трансгрессии определен реперным уровнем максимального затопления территории в суперцикле ТВ3 (5 млн. лет). Это резкое повышение уровня Мирового океана, амплитуда которого оценивается в 100 м, еще отчетливее проявлено на шельфе Камчатки.

Хорошо картируемое резкое понижение ОУМ в основании нутовского горизонта (рефлектор $5^a$) по всем данным совпадает с резким падением уровня океана (на 150 м) около 10,5 млн. лет назад (основание суперцикла ТВ3).

Обширная окобыкайская трансгрессия также по всем данным может быть сопоставлена с уровнем максимального затопления территории суперцикла ТВ2 (15 или 16 млн. лет), а основанию этого суперцикла, возможно, отвечают континентальные угленосные отложения верхнедуйской и дагинской свит.

Пока нет определенных данных о сопоставлении подразделений верхнемиоценового интервала региональной (холмская, пиленгская и даехуриинская свиты) и глобальных шкал. Очевидного сходства здесь не наблюдается.

Геологические наблюдения свидетельствуют, что раннеолигоценовое (аракайское) осадконакопление связано с резким повышением уровня моря. Это находит подтверждение при сопоставлении этого события с наиболее значительным эвстатическим подъемом уровня океана в суперцикле ТА4 (30–35 млн. лет).

Что же касается эоценовых отложений, то решение вопроса сопоставления шкал в значительной мере зависит от точности определения возраста краснопольевской и такарадайской свит наиболее полного (Углегорского) разреза. Важно отметить, что краснопольевско-такарадайские отложения в Углегорском районе имеют трансгрессивно-регрессивное строение с максимумом трансгрессии на уровне нижнетакарадайской подсвиты. Не исключено, что этот уровень может отвечать максимальному затоплению территории суперцикла ТА3 (45 или 48 млн. лет, средний эоцен). Тогда возраст нижележащей краснопольевской свиты может определяться в основном как нижнеоценовый.

Однако намеченные реконструкции являются сугубо предварительными и нуждаются в проверке. Соотношение тектонической и эвстатических причин формирования седиментационных циклов разного масштаба в кайнозое Сахалина остается во многом неясным. Не следует забывать, что Сахалин относится к активной зоне перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту и в связи с этим излишне прямолинейное сопоставление сахалинских циклов с определенными этапами эвстатических колебаний уровня Мирового океана может привести к необоснованным заключениям. Сейчас требуется осторожное отношение к подобным корреляциям, однако не принимать во внимание возможного влияния эвстатики на формирование сахалинских циклотем, конечно, нельзя. Хочется обратить внимание на то, что такие термины, как секвенс и пр., во многих публикациях используются неоднозначно, и это порой мешает объективному анализу осадочных толщ. Отдельные авторы нередко пользуются «секвенсами», имея в виду толщи, сформированные,

прежде всего, в результате колебания уровня Мирового океана (сейчас делаются предложения называть их «вейлитами» – по имени П.Вайла, много сделавшего для их теоретического обоснования), даже тогда, когда принадлежность тех или иных циклически построенных пачек к ним совершенно не доказана. Вместе с тем, в расшифровке осадочных чехлов морских бассейнов секвенс- и сейсмостратиграфии принадлежит большое будущее, если геофизические данные будут интерпретироваться на фоне и с учетом геологических материалов – биостратиграфических, литологических и др.

# Глава 3
# ЛИТОЛОГИЯ

Кайнозойские отложения Сахалина сложены мощным комплексом морских и континентальных образований, в самом общем виде представляющим собой один (Северный Сахалин) или два (Юго-Западный Сахалин) крупных трансгрессивно-регрессивных цикла, на фоне которых развиты менее масштабные и менее четко выраженные циклы второго и третьего порядков. Мощность всего комплекса чаще всего около 3000 м, а в районах наиболее стабильного осадконакопления достигает 6000 м и более. Кайнозойские отложения залегают на меловых вулканогенно-осадочных и интрузивных образованиях обычно трансгрессивно и в большинстве районов со значительным перерывом. Местами контакты осложнены тектоническими нарушениями. Только в отдельных местах Юго-Западного Сахалина, где развиты нижнепалеогеновые отложения, можно предполагать их постепенный переход от верхнемеловых образований. Как указывалось выше, по литологическим и палеонтологическим признакам отложения подразделяются на ряд свит (до 8 на Северном и 11 на Юго-Западном Сахалине), имеющих собственные названия в каждом регионе. Большинство из них связаны более или менее постепенными переходами. Вместе с тем, в разных частях Сахалина в основании ряда свит наблюдаются локальные или региональные размывы. Такие взаимоотношения с подстилающими отложениями отмечены, например, для помырской свиты на севере, для уранайской и хузинской свит – на северо-востоке, для краснопольевской, аракайской и верхнедуйской свит – на юго-западе. Из анализа литологического состава кайнозойских толщ острова следует, что для них характерна значительная фациальная изменчивость. С другой стороны, сходство состава некоторых толщ из различных частей разрезов затрудняет их идентификацию, например, при геологическом картировании или бурении, что при недостаточной палеонтологической изученности приводило к неоднозначности корреляционных построений.

На Сахалине проведено большое количество разноплановых геологических работ. Специальных же литологических исследований выполнено в общем-то немного. Обобщающие сводные работы по литологии кайнозойских отложений Сахалина в целом отсутствуют. Различные вопросы литологии разных районов Сахалина разбираются в публикациях Н.Г.Бродской, М.А.Захаровой, Л.С. и Е.А Маргулис, А.И.Юрочко, Р.В.Данченко, Л.П.Иваньшиной, В.Б.Курносова, Н.А. Деревсковой, С.С.Размысловой, В.Н.Шилова, их соавторов и ряда других исследователей. Сведения по литологии отложений имеются в работах, посвященных общим вопросам геологии Сахалина или литолого-фациальному и формационному анализу [Геология ..., 1970; Геологическое строение..., 1966; Опорный разрез..., 1992; Ратновский, 1960; Мельников, 1970; Мельников, Захарова, 1977 и др.].

Анализ опубликованных данных вместе с результатами собственных исследований авторов использовался при написании этого раздела. Здесь дается краткая характеристика основных литологических особенностей охарактеризованных выше разрезов. При этом особое внимание уделяется особенностям, общим для всего комплекса кайнозойских отложений или характеризующих специфику разных районов и частей разреза и преимущественно тем из них, которые могут быть полезными при палеогеографических реконструкциях и для восстановления первичного облика осадков.

## 3.1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КОМПОНЕНТЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Главными породообразующими компонентами изученных разрезов служат: 1) обломочный терригенный материал – продукты разрушения суши; 2) аллотигенное и аутигенное глинистое вещество; 3) свободный кремнезем (в виде сохранившихся остатков кремневых организмов и скрытокристаллического или очень тонко раскристаллизованного вещества); 4) продукты синхронной осадконакоплению эффузивной и эксплозивной вулканической деятельности. Кроме того, породообразующее значение иногда имеют обугленный растительный детрит и различные

новообразования: глауконит, пирит, фосфаты, карбонаты. Биогенное карбонатонакопление и хемогенное осадконакопление не играют сколько-нибудь существенной роли в формировании отложений.

Генетически разнородный материал во многих породах присутствует совместно в самых разных соотношениях, и наиболее обширную группу составляют различные многокомпонентные породы смешанного состава. Породы, в которых сильно преобладает один из компонентов, представлены преимущественно терригенными и кремнистыми разностями. Собственно глинистые встречаются значительно реже, а значение продуктов синхронной осадконакоплению вулканической деятельности велико не на всей территории и только в довольно узком стратиграфическом диапазоне.

### 3.1.1. Терригенный обломочный материал и терригенные породы

Терригеный обломочный материал в общих чертах полимиктовый. Особенностью его является присутствие обломков пород с различной степенью измененности, подчиненное значение эффузивов по сравнению с обломками разнообразных осадочных и метаморфических, а иногда и интрузивных пород. Характерно также преобладание среди плагиоклазов олигоклаз-андезинов, присутствие К-шпатов, обилие кварца, редкость цветных минералов. Соотношение слагающих обломочный материал компонентов меняется от фракции к фракции. Отмечаются также некоторые отличия в составе обломочного материала (и его площадные вариации в зависимости от строения локальных участков сноса) верхов и особенно низов разреза от остальной части осадочного комплекса.

*Глыбы и крупные валуны* обычно присутствуют как экзотические включения в толщах относительно мелкообломочных пород. Изредка встречаются в венгерийской свите, но наиболее характерны для мачигарской, низов тумской (п-ов Шмидта) и для борской свиты (Пограничный район), где чаще всего отмечаются гранитоиды и, иногда, метаморфические породы. Экзотические валуны, изредка встречающиеся в гастелловской и аракайской свитах, представлены эффузивами, осадочными и метаморфическими породами. В грубообломочных породах чеховской свиты распространены главным образом эффузивы.

*Мелкие валуны, галька и гравий* более разнообразны по составу. Это различные осадочные, метаморфические, интрузивные (не только гранитоиды), иногда жильные породы, а также эффузивы разного состава и степени измененности. Обломки эффузивов чаще всего не имеют ведущей роли в сложении терригенного обломочного материала, и только в отдельных местах и частях разреза служат главным компонентом или обильны. Это, например, мачигарская и низы тумской свиты Северного Сахалина, аракайская, холмская и особенно чеховская свиты Юго-Восточного и Юго-Западного Сахалина, самые низы палеогенового разреза в Углегорско-Лесогорском районе. Характерно отсутствие эффузивов в составе гравийно-галечного материала для большей части территории Юго-Западного Сахалина в интервале снежинскинская-такарадайская свиты, где преобладают обломки или кремнистых пород и кварца, или кремнистых и терригенных пород, или разнообразных сланцев. Обломки эффузивов редки и в верхах разреза (помырская, хузинская, маямрафская свиты). Здесь преобладают обломки разнообразных (в том числе кремнистых) осадочных пород, как из меловых, так и из подстилающих кайнозойских отложений, а интрузивные и различные метаморфические породы обычно присутствуют в подчиненном количестве. Рассеянная мелкая галька и гравий в разных породах (в том числе существенно пелитоморфных) встречается по существу по всему разрезу. Их беспорядочно распределенные скопления характерны для тех же интервалов разреза, где развиты экзотические валуны и глыбы.

*Конгломераты и гравелиты* (наиболее грубообломочные породы) в некоторых местах территории встречаются почти по всему разрезу хотя бы в виде тонких линз и прослоев. Однако наиболее характерны они для верхов и особенно низов разреза всей территории, а на Юго-Западном Сахалине, кроме того, и для средней части осадочного комплекса. Это серые, зеленовато- и буровато-серые обычно слабо сцементированные породы (при вторичном карбонатном цементе очень крепкие), образующие пласты и крупные линзы мощностью от 0,5 до 1,5 м или более мощные пачки, в которых имеются прослои других пород. Сложены чаще всего хорошо окатанным, плохо сортированным материалом с песчано-алевритовым, иногда с примесью глины, матриксом. Они массивные или имеют неотчетливо выраженные слоистые текстуры (чаще всего крупнолинзовидные). В низах палеогенового разреза встречаются горизонтально- и косослоистые разности. По составу грубообломочные породы чаще всего полимиктовые, но встречаются

и близкие к олигомиктовым или мономиктовым разностям. Так, в аракайско-чеховском интервале распространены вулканомиктовые породы, а в низах разреза сложенные то обломками преимущественно эффузивов, то кремнистых пород.

Состав и его изменчивость нижнепалеогеновых конгломератов Юго-Западного Сахалина на достаточно коротких расстояниях могут быть проиллюстрированы гистограммами (рис. 59) из работы Л.С.Жидковой и В.Н.Тодоровской [1963]. Состав конгломератов варьирует в каждом разрезе. В направлении с севера на юг (бассейны рек Августовка – Снежинка – Красноярка) уменьшается доля магматических пород, а в бассейне р.Красноярка развиты конгломераты, состоящие из гальки только кварцитов и кремней. Это отражает строение локальных участков сноса.

*В песчаной фракции* чаще всего примерно в равных количествах присутствуют обломки разнообразных пород и кристаллокласты. Среди последних полевые шпаты (обычно это плагиоклазы, но постоянно присутствуют и К-шпаты, иногда довольно многочисленные) чаще преобладают над кварцем, чем наоборот. Цветные минералы редки: иногда отмечается лишь небольшая примесь биотита, роговой обманки, пироксена. Такие соотношения компонентов в песчаной фракции наиболее распространены, но встречаются и другие. Например, сумма кварца и полевых шпатов может значительно превышать сумму обломков пород, а кварца иногда содержится больше, чем полевых шпатов (особенно характерно для низов палеогенового разреза Юго-Западного Сахалина). Количество обломков пород может быть больше суммы кристаллокластов, как это часто наблюдается в породах интервала аракайской-чеховской свит Юго-Западного Сахалина и их аналогов на Юго-Восточном. Здесь же велика роль пироксенов и иногда роговой обманки. Можно также отметить присутствие роговой обманки и большое количество слюды (иногда до 10%) в верхах разреза.

*Алевритовая фракция* по составу в целом сходна с песчаной, но в ней обломки полевых шпатов и кварца в сумме сильно преобладают над обломками трудно определимых в этой фракции пород.

*Песчаники* распространены по всему разрезу. В верхних и нижних частях разреза они служат главным литотипом, а в остальных – при переслаивании с другими типами пород – могут быть и главным и второстепенным членом такого переслаивания. Песчаники зеленовато-серые и желтовато-серые, обычно слабо сцементированы, цемент в этом случае алеврито-глинистый от скудного до обильного. Породы с вторичным карбонатным цементом очень крепкие. В низах разреза породы обычно плохо сортированы, от мелко- до крупнозернистых, с рассеянным гравием и галькой, в остальной части разреза часто сортированы лучше, мелко- или среднезернистые, но также нередко содержат рассеянные гравий и гальку. Хорошо сортированные разновидности песчаников встречаются редко. Мощность однородных пластов песчаников колеблется от 0,1 до 1,5–3 м. В более мощных от 5 до 50–70 м обычно имеются прослои и линзы тонкообломочных алеврито-глинистых пород или конгломератов и гравелитов. Для нижних и верхних частей разреза характерны волнистые, линзовидно-слоистые, косослоистые иногда горизонтально-слоистые текстуры песчаников, отмечаются следы ряби. Вместе с тем, и здесь встречаются разности неслоистые, с массивными или неотчетливо выраженными текстурами, обычными для остальной части разреза. В песчаниках пильской свиты отмечены прослои песчано-алеврито-глинистых пород с подводнооползневыми деформациями, а также иногда небольшие блоки подстилающих пород.

*Алевролиты* распространены в целом меньше, чем песчаники, развиты в тех же интервалах разреза и сходны с мелкозернистыми их разностями. Отметим, что при описании разрезов разными авторами алевролитами часто называются, по существу многокомпонентные породы, имеющие лишь внешний облик алевролитов.

Песчаники и алевролиты чаще всего полимиктовые. Их состав лучше всего изучен для палеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина [Захарова, 1973; Е.Маргулис, 1979]. Этими авторами используется классификация песчаников В.Д.Шутова [1967, 1972], согласно которой большинство песчано-алевритовых пород Сахалина попадает в группу граувакк. На рисунках 60 и 61 приведены диаграммы из работ М.А.Захаровой и Е.А.Маргулис. На первой из них нанесены точки, отвечающие составу пород из разных литологических комплексов, а на второй – составу пород разных гранулометрических классов. На обеих диаграммах точки составов песчаников укладываются в довольно узкий диапазон кварц-полевошпатовых и полевошпат-кварцевых граувакк. Отклонения наблюдаются для крупнозернистых песчаников (собственно граувакки) и мелкозернистых алевролитов (грауваккковые аркозы) на диаграмме Е.А.Маргулис. В составе литической части чаще всего преобладают осадочные (здесь обычно кремнистые) и метаморфические породы.

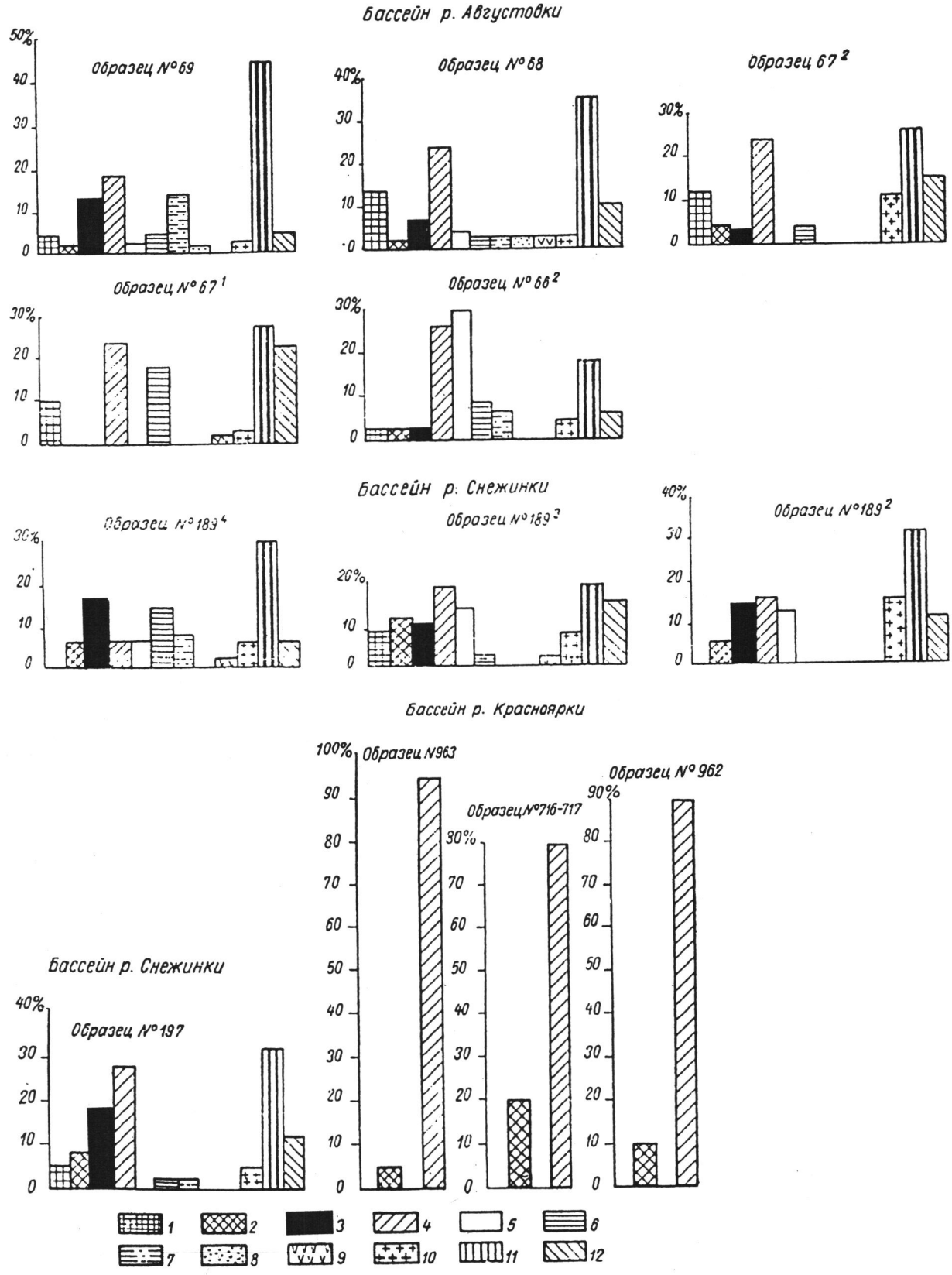



**Рис. 59.** Петрографический состав конгломератов низов палеогенового разреза Юго-Западного Сахалина (Жидкова, Тодоровская, 1963 с изменениями)

1 – сланцы, 2 – кварциты, 3 – метаморфизованные песчаники, 4 – кремни, 5 – яшмы, 6 – аргиллиты, 7 – алевролиты, 8 – песчаники, 9 – туфогенные породы, 10 – граниты, 11 – порфиры, 12 – андезиты и порфириты

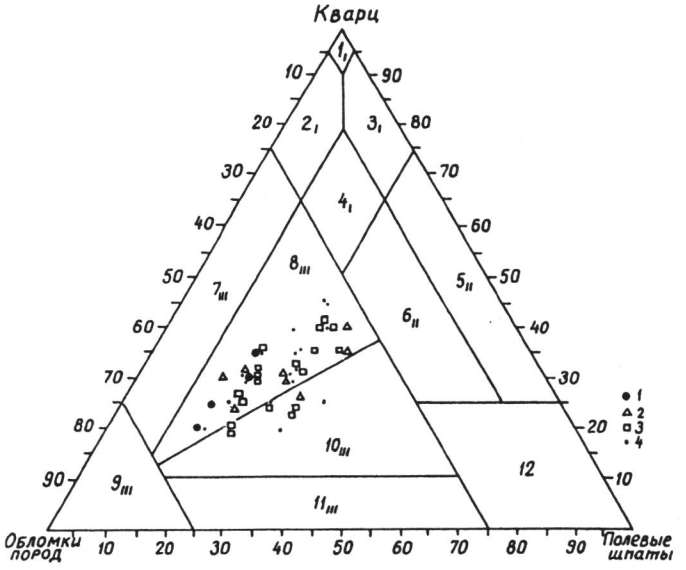



**Рис. 60.** Диаграмма минералого-петрографического состава алевритово-песчаных пород нижнепалеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина [Захарова, 1973].

Литологические комплексы: 1 – песчано-конгломератный (снежинкинская свита), 2 – песчано-угленосный (снежинкинская свита), 3 – песчаный (краснопольевская свита), 4 – песчано-глинистый (такарадайская свита).

Классификационные поля диаграммы (по Шутову, 1967). Кварцевая группа (песчаники): $1_I$ – мономиктовые кварцевые, $2_I$ – кремнекластито-кварцевые, $3_I$ – полевошпат-кварцевые, $4_I$ – мезомиктовые кварцевые. Аркозовая группа: $5_{II}$ – собственно аркозы, $6_{II}$ – граувакковые аркозы. Граувакковая группа (граувакки): $7_{III}$ – кварцевые, $8_{III}$ – полевошпат-кварцевые, $9_{III}$ – собственно граувакки, $10_{III}$ – кварц-полевошпатовые, $11_{III}$ – полевошпатовые, 12 – поле песчаников не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления).

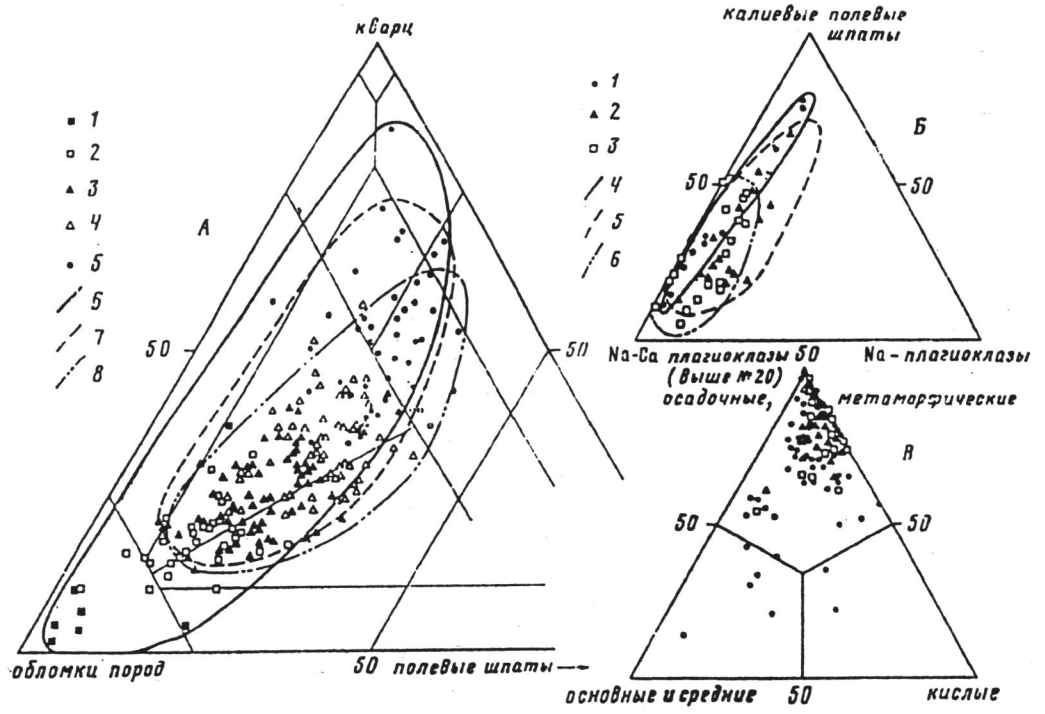



**Рис. 61.** Диаграммы минералого-петрографического состава алевролитов и песчаников нижнепалеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина [Е.Маргулис, 1979].

А – основная диаграмма (классификационные поля см. рис. 60): 1 – песчаники крупнозернистые (более 0,5 мм), 2 – песчаники среднезернистые (0,25–0,5 мм), 3 – песчаники мелкозернистые (0,1–0,25 мм), 4 – алевролиты крупнозернистые (0,05–0,1 мм), 5 – алевролиты мелкозернистые (0,01–0,05 мм); поля отложений: 6 – угленосного комплекса (снежинкинская свита), 7 – алеврито-песчаного прибрежно-морского комплекса (краснопольевская свита), 8 – алевритового морского комплекса (такарадайская свита). Б, В – дополнительные диаграммы: 1 – граувакки угленосного комплекса, 2 – граувакки прибрежно-морского комплекса, 3 – граувакки морского комплекса; поля отложений: 4 – угленосный комплекс, 5 – прибрежно-морской комплекс, 6 – морской комплекс.

Сходный состав (хотя и варьирующий от места к месту) имеют песчаники почти всего кайнозойского разреза и других районов Сахалина [Мельников, Захарова, 1977]. Основной разновидностью служат кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки, а сопутствующими – собственно граувакки и граувакковые аркозы. Собственно граувакки (к тому же с преобладанием эффузивов в литической части) широко распространены преимущественно в интервале аракайской – чеховской свит.

Данные о составе минералов алевритовой тяжелой фракции из песчано-алевритовых пород (табл. 8, 9) приведены во многих работах [Рат-

**Таблица 8.** Средний минералогический состав тяжелой фракции пород Макаровского опорного разреза, % ([Опорный..., 1992])

| Свиты | Количество образцов | Аллотигенные минералы | | | | | | | | | | | | | | | Аутигенные минералы |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Рудные минералы | Гидроокислы | Лейкоксен | Титаносодержащие | Рутил | Сфен | Брукит | Анатаз | Циркон | Гранат | Группа эпидота | Турмалин | Пироксены | Роговая обманка | Хромшпинель | Пирит |
| Маруямская | 38 | 23,5 | 0,5 | 3,7 | 2,4 | 0,2 | 3,1 | Сл. | | 7,1 | 5,2 | 30,5 | 0,3 | 4,7 | 1,9 | 0,3 | 5,1 |
| Курасийская | 19 | 38,3 | 0,3 | 6,1 | 3,7 | Сл. | 1,8 | Сл. | | 11,7 | 8,8 | 25,8 | 0,3 | 2,0 | Сл. | 1,3 | 53,3 |
| Аусинская | 8 | 44,3 | 1,4 | 8,3 | 3,4 | 0,9 | 3,7 | 0,1 | | 17,4 | 8,7 | 10,4 | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 10,4 |
| Верхнедуйская | 5 | 60,8 | 0,5 | 4,2 | 0,6 | 0,3 | 0,1 | | | 10,8 | 5,1 | 2,1 | 0,1 | 13,1 | 1,3 | 1,0 | 15,8 |
| Чеховская | 25 | 20,8 | Сл. | Сл. | 0,5 | Сл. | Сл. | Сл. | | 1,1 | 0,4 | 1,0 | Сл. | 75,5 | 0,3 | 0,4 | 18,7 |
| Холмская и Невельская | 24 | 30,0 | 0,4 | 0,2 | 0,5 | 0,1 | 0,6 | | | 3,7 | 1,6 | 4,7 | 0,2 | 53,4 | 3,6 | 0,8 | 4,8 |
| Гастелловская | 29 | 27,1 | 0,7 | 12,6 | 4,1 | 0,3 | 2,4 | 0,2 | 0,1 | 16,6 | 7,4 | 23,6 | 0,4 | 0,2 | 0,5 | 3,8 | 21,6 |

**Таблица 9.** Средний состав акцессорных минералов в нижнепалеогеновых песчаниках Юго-Западного Сахалина ([Маргулис, 1979])

| Терригенно-минералогическая провинция, кол-во обр. | | Рудные | Лейкоксен | Титанистые | Рутил | Сфен, анатаз | Циркон | Гранат | Турмалин | Эпидот | Пироксены | Амфиболы | Прочие |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| северная | южная | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | *I. Угленосный комплекс* | | | | | | | | |
| | | | | | Кремнистые граувакки | | | | | | | | |
| 1 | | 46,0 | 7,0 | 11,0 | - | 4,0 | 13,0 | 15,0 | 4,0 | - | - | - | - |
| | 1 | 58,9 | 7,6 | 2,5 | - | - | 22,4 | 3,5 | 2,0 | 1,5 | - | - | 1,7 |
| | | | | | Фельзитовые граувакки | | | | | | | | |
| 1 | | 65,0 | 5,0 | 2,0 | - | 2,0 | 5,0 | 10,0 | 4,0 | 8,0 | - | - | - |
| | 1 | 61,9 | 10,2 | 2,4 | 0,2 | 0,2 | 16,9 | 2,2 | 1,0 | 1,8 | - | 0,6 | 2,6 |
| | | | | | Андезитовые граувакки | | | | | | | | |
| 1 | | 77,0 | 1,0 | 1,0 | - | 1,0 | - | - | - | 20,0 | - | - | - |
| | 1 | 15,0 | 23,9 | 11,3 | 0,2 | 15,7 | 7,7 | 10,2 | 1,3 | 5,5 | 0,7 | 1,4 | 2,1 |
| | | | | | Полевошпат-кварцевые граувакки | | | | | | | | |
| 3 | | 60,0 | 8,5 | 5,7 | - | 1,0 | 6,6 | 6,6 | 2,0 | 9,3 | - | - | - |
| | 3 | 54,0 | 2,3 | 11,0 | - | - | 22,8 | 6,9 | 0,8 | 0,9 | - | 0,3 | - |
| | | | | | Каврц-полевошпатовые граувакки | | | | | | | | |
| 3 | | 49,0 | 15,7 | 13,3 | - | 0,9 | 5,3 | 8,7 | 1,3 | 5,0 | - | - | - |
| | 2 | 11,6 | 20,8 | 7,8 | - | 2,5 | 15,7 | 4,0 | 0,5 | 35,0 | 0,2 | 1,5 | - |
| | | | | | Полевошпатовые граувакки | | | | | | | | |
| | 1 | 24,2 | 10,3 | 0,9 | 4,4 | - | 16,0 | 5,3 | 1,3 | 36,8 | - | 0,8 | - |
| | | | | | II. *Прибрежно-морской комплекс* | | | | | | | | |
| | | | | | Полевошпат-кварцевые граувакки | | | | | | | | |
| 4 | | 62,5 | 6,0 | 6,0 | - | 5,2 | 6,6 | 7,5 | 0,5 | 7,5 | - | - | - |
| | 2 | 16,5 | 8,0 | 3,7 | 0,2 | 2,4 | 9,8 | 5,1 | 0,7 | 44,0 | 0,4 | 4,0 | 5,0 |
| | | | | | Каврц-полевошпатовые граувакки | | | | | | | | |
| 2 | | 46,6 | 6,0 | 4,5 | - | 5,5 | 12,5 | 7,0 | 1,0 | 2,5 | - | - | 15,5 |
| | 1 | 10,0 | 19,5 | 5,7 | 0,3 | 6,0 | 11,7 | 6,4 | 3,0 | 36,5 | - | - | 1,5 |
| | | | | | III. *Морской комплекс* | | | | | | | | |
| | | | | | Полевошпат-кварцевые граувакки | | | | | | | | |
| 4 | | 31,0 | 5,0 | 6,0 | - | 6,5 | 23,0 | 13,5 | 0,7 | 3,2 | 3,0 | - | 8,1 |
| | 2 | 21,6 | | 13,5 | | | 11,8 | 6,3 | 0,2 | 30,7 | 1,3 | 1,0 | 14,2 |
| | | | | | Кварц-полевошпатовые граувакки | | | | | | | | |
| 1 | | 55,0 | 10,0 | 3,0 | - | 15,0 | 8,0 | 7,0 | 2,0 | - | - | - | - |
| | 2 | 23,5 | | 17,5 | | | 43,0 | 9,0 | - | 3,5 | - | - | - |
| | | | | | Грауваккковые аркозы | | | | | | | | |
| 1 | | 18,0 | 10,0 | 8,0 | 9,0 | - | 33,0 | 13,0 | - | 3,0 | 6,0 | - | - |
| | 4 | 24,0 | | 9,8 | | | 30,6 | 4,5 | - | 12,0 | 0,7 | - | 18,0 |

*Примечание.* Угленосный комплекс отвечает снежинкинской свите, прибрежно-морской – краснопольевской, морской – такарадайской. Граница между Северной и Южной терригенно-минералогическими провинциями проходит южнее г.Красногорска. Классификационные поля песчаников см. рис. 60.

новский, 1960; Опорный разрез..., 1992; Захарова, 1973; Е.Маргулис, 1979 и др.]. Отмечается, что в целом набор минералов тяжелой фракции более или менее выдержан, но количественные соотношения между различными минералами значительно колеблются и в разрезе и на площади. Наиболее характерным и часто преобладающим минералом для всех частей разреза служит магнетит. Комплекс остальных тяжелых минералов достаточно разнообразен. В нем присутствуют как устойчивые, так и неустойчивые минералы в варьирующих соотношениях. Почти во всех свитах довольно многочисленны лейкоксен и эпидот, особенно обильный в верхах и низах разреза. Характерно сильное обогащение тяжелой фракции почти всего разреза цирконом и гранатом, иногда и в меньшей степени апатитом и турмалином. Кроме перечисленных, содержится довольно много титансодержащих минералов, бурых окислов. Иногда отмечаются ортит, корунд, андалузит, некоторые другие минералы. Выделяется составом тяжелой фракции интервал аракайской-чеховской свит. Здесь в тяжелой фракции преобладают пироксены (очень редкие в других частях разреза), иногда много роговой обманки, вместе с магнетитом составляющими основную часть фракции, в которой остальных минералов содержится очень мало.

### 3.1.2. Глинистое вещество и глинистые породы

Состав минералов глинистой фракции большинства пород кайнозойских отложений многокомпонентный смешанный. Присутствуют смектиты (в верхней части разреза часто преобладают), гидрослюда, хлорит и различные смешаннослойные фазы (например, гидрослюда-смектит с различным соотношением разбухающих и неразбухающих пакетов, хлорит-вермикулит и др.) в самых различных соотношениях. Каолинит обычно редок. Заметное его количество отмечено, например, в низах мачигарской и в краснопольевской свите. В снежинкинской (нижнедуйской) и в верхнедуйской свитах он нередко служит главным компонентом глинистой фракции. Здесь же встречаются несколько пластов мощностью 1–1,5 м почти мономинеральных бентонитовых (бейделлит-монтмориллонитовых) и каолинитовых глин – аргиллитов [Захарова, 1961; Захарова, Шереметьева, 1976]. Химический состав почти мономинеральных глин верхнедуйской свиты приведен в таблице 10.

Для аллотигенного глинистого вещества (или продуктов его трансформации) характерно беспорядочное расположение частиц или ориентированные текстуры с агрегатным угасанием. Аутигенные глинистые минералы, развивающиеся преимущественно по вулканическому стеклу, представлены главным образом смектитами. Для них характерны колломорфные выделения или петельчатые и сложные спутанно-струйчатые текстуры, подчеркивающие первичную витрокластическую структуру осадка.

*Глины и аргиллиты*, не содержащие более или менее значительной примеси других породообразующих компонентов, встречаются редко: обычно в виде тонких слойков в других породах, иногда в ленточном переслаивании с ними. При описании разрезов разными авторами глинами и аргиллитами нередко называются по существу многокомпонентные породы смешанного состава, в сложении которых глинистому веществу действительно принадлежит существенная роль (правда, не всегда ведущая).

### 3.1.3. Свободный кремнезем и кремнистые породы

Кремнистым породам посвятили свои публикации ряд авторов: Н.Г.Бродская [1966], В.И.Гречин [1972, 1976], А.Н.Юрочко [1981], Р.В.Данченко (ряд публикаций 1983–1986 годов), Е.А.Маргулис, Н.И.Бугаева [1987], Н.В.Куликов и др. [1997]. Согласно наиболее распространенным представлениям, свободный кремнезем в кайнозойских отложениях имеет первичную биогеннную природу. Он присутствует, во-первых, в виде опаловых или перекристаллизованных биогенных остатков, преимущественно диатомовых водорослей и, в меньшей степени, спикул губок и радиолярий. Во-вторых, в виде не имеющего биоморфного сложения скрытокристаллического или тонкораскристаллизованного вещества, образовавшегося в результате растворения кремнистых скелетных остатков с последующим осаждением (в том числе в виде глобул) и раскристаллизацией кремнезема. Биогенная структура пород хорошо сохраняется только в верхних частях разреза. Исчезновение ее вниз по разрезу сопровождается и изменением минеральной формы кремнезема в направлении опал – опал-СТ (кристобалит) – кварц (халцедон). Свободный кремнезем в варьирующих количествах присутствует во многих многокомпонентных пелитоморфных и тонкозернистых породах смешанного состава и служит основным компонентом в высококремнистых разностях пород, многие из которых формально принадлежат все-таки к группе смешанных.

В соответствии с преобладанием той или иной минеральной формы кремнезема кремни-

**Таблица 10.** Химический состав глин верхнедуйской свиты ([Захарова, Шереметьева, 1976])

| № образца | Разрез (река) | Содержание, % | | | | | | | | | | Преобладающий минерал |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | MgO | $Na_2O$ | $K_2O$ | п.п.п. | Σ | |
| 10 | Углегорка | 57,62 | 24,13 | 2,16 | 1,90 | 2,09 | 5,2 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Каолинит |
| 4 | Амурская | 55,73 | 16,40 | 3,72 | 0,90 | 2,13 | 13,43 | 0,65 | 0,33 | 7,39 | 100,77 | Монтмориллонит |
| 7 | « | 56,59 | 18,59 | 2,69 | 2,11 | 1,43 | 11,09 | 0,43 | 0,32 | 6,54 | 99,79 | « |
| 12 | « | 63,62 | 17,16 | 4,12 | 0,50 | 1,04 | 2,81 | 2,27 | 4,48 | 4,68 | 100,68 | « |
| 1 | Волчанка | 64,10 | 14,60 | 4,00 | 1,67 | 0,47 | 5,56 | 2,56 | 1,87 | 4,74 | 99,57 | « |
| 522 | Макаровка | 63,05 | 15,74 | 3,02 | 1,30 | 1,52 | 14,55 | – | 0,02 | 1,05 | 100,25 | « |
| 208 | Хандаса | 63,34 | 13,81 | 1,98 | 0,65 | 1,52 | 16,97 | – | 0,13 | 1,33 | 99,61 | « |
| 307 | Онорка | 57,86 | 15,53 | 3,60 | 2,24 | 0,68 | 12,08 | 0,60 | 0,17 | 6,34 | 99,10 | « |

стые породы можно свести к трем основным типам [Гречин, 1972]. 1) Породы, в которых кремнезем присутствует в виде опаловых панцирей диатомовых водорослей, лишь иногда частично перекристаллизованных; наиболее высококремнистые разности – это диатомиты. 2) Породы, сложенные скрытокристаллическим или слабораскристаллизованным кремнеземом, в основном, опалом-СТ (кристобалитом); наиболее высококремнистые – опоки и иногда кремни. 3) Породы, в которых кремнезем присутствует также в виде скрытокристаллического или очень тонкораскристаллизованного вещества, но преимущественно в форме кварца (халцедона) – перекристаллизованные опоки и кремни.

Породы, аналогичные опокам, в американской литературе называются порцелланитами (porcellanite), а перекристаллизованным опокам – кварцевыми порцелланитами (quartz porcellanite).

Название «опал» (без литеры «А») и «опал-СТ» для минеральных форм кремнезема употребляется в соответствии с терминологией Дж.Джонса и Э.Сегнита [Jones, Segnit, 1971], согласно которой опал-А – аморфный биогенный опал, опал-СТ – неупорядоченные кристобалит и тридимит, опал-С – упорядоченный кристобалит (в данной работе для этой формы используется название «кристобалит»).

*Диатомиты* приурочены к верхним частям разреза и более всего распространены в маруямской и маямрафской свитах (или их аналогах). Они легкие, желтовато-серые, голубоватые, при выветривании становятся белесыми, имеют землистый излом. Только в отдельных участках эти породы сложены исключительно остатками кремнистых организмов. В целом же породы состоят из смеси остатков кремнистых организмов, пелитовой опалово-глинистой массы и кластического материала. Органогенно-кремнистая составляющая диатомитов представлена в основном панцирями диатомовых, небольшим количеством спикул губок, единичными радиоляриями. Некоторые скорлупки диатомей несут следы растворения. По краям они как бы размыты, не имеют четких контуров и сливаются с пелитовой глинисто-кремнистой массой. Она сложена агрегатом аллотигенного глинистого вещества, мельчайшего диатомового детрита и опала, осевшего после частичного растворения диатомей уже в абиоморфном виде. В породах многочисленны выделения пирита, частично или полностью выполняющие внутреннюю полость диатомей. При растворении кремневой скорлупки они остаются в виде характерных шариков или их сростков, имеющих вид слепка с внутренней поверхности панциря. Обычно много рассеянного обугленного растительного детрита. Слоистость в диатомитах выражена неотчетливо, кластический материал либо равномерно рассеян, либо образует небольшие гнездовидные скопления или мелкие неправильной формы линзочки. Отмечаются следы взмучивания, ходы илоедов. В наиболее высококремистых диатомитах по данным неполных силикатных анализов [Анодин, 1961] содержание $SiO_2$ достигает 85%, а содержание не связанного в алюмосиликатах свободного кремнезема – 60%. Для изученных же разрезов опубликованы результаты полных силикатных анализов для менее кремнистых разностей пород, содержащих значительную примесь некремнистого материала (табл. 11).

*Опоки* наиболее характерны для пильской и курасийской свит, встречаются в борской и пиленгской, но отмечаются и в ряде других. Это тонкопористые хрупкие породы с характерным фарфоровидным обликом, обычно тонкополосчатые, с тонкой пластовой отдельностью, иногда листоватые. Они светлые, кремовых, лиловатых, голубоватых оттенков (иногда встречаются и темноокрашенные разности), при выветривании становятся белесыми. Состоят опоки из однородной кремнистой скрытокристаллической массы, содержащей незначительное количество гли-

**Таблица 11.** Химический состав основных типов кремнистых пород ([Данченко, Чочия, 1985])

| Компоненты | Диатомиты | | | Опоки | | Кремнистый аргиллит | | Опоковидный силицит | | Халцедонолит | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | номера образцов | | | | | | | | | | |
| | 99/6 | 305 | 307[а] | 29 | 34 | 2182/13 | 486 | 10 | 504 | 385 | 125/3 | 425[а] |
| $SiO_2$ | 66,87 | 66,10 | 62,6 | 81,22 | 78,15 | 70,0 | 76,39 | 74,91 | 87,21 | 85,60 | 92,3 | 88,34 |
| $TiO_2$ | 0,55 | 0,62 | 0,72 | 0,36 | 0,37 | 0,26 | 0,40 | 0,38 | 0,17 | 0,23 | 0,12 | 0,14 |
| $Al_2O_3$ | 15,6 | 15,0 | 15,40 | 8,93 | 8,81 | 8,0 | 8,79 | 10,12 | 4,68 | 5,15 | 2,28 | 3,9 |
| $Fe_2O_3$ | 1,92 | 3,44 | 4,40 | 0,90 | 2,08 | 1,30 | 2,12 | 0,86 | 0,77 | 1,33 | 1,14 | 1,05 |
| FeO | 0,93 | 0,86 | 1,30 | 0,43 | 0,47 | 2,45 | 1,60 | 2,12 | 1,47 | 0,40 | 1,40 | 1,0 |
| MnO | 0,019 | 0,025 | 0,052 | 0,01 | 0,008 | 0,09 | 0,040 | 0,014 | 0,019 | 0,050 | 0,04 | 0,021 |
| CaO | 0,62 | 0,73 | 1,0 | 0,45 | 0,06 | 2,90 | 0,87 | 0,39 | 0,42 | 0,28 | — | 0,30 |
| MgO | 1,26 | 0,025 | 1,6 | 0,72 | 0,67 | 1,90 | 1,12 | 1,66 | 0,70 | 0,82 | 0,56 | 0,30 |
| $Na_2O$ | 1,51 | 2,13 | 1,90 | 0,66 | 0,66 | 1,43 | 1,76 | 1,05 | 0,92 | 2,36 | 0,47 | 0,9 |
| $K_2O$ | 2,27 | 2,65 | 2,53 | 1,42 | 1,48 | 1,07 | 1,45 | 1,77 | 0,62 | 0,78 | 0,39 | 0,58 |
| $H_2O^+$ | 6,19 | 5,07 | 5,70 | 3,72 | 4,35 | 5,90 | 2,96 | 3,25 | 1,91 | 2,44 | 1,50 | 1,8 |
| $P_2O_5$ | 0,202 | 0,071 | 0,068 | 0,031 | 0,020 | 0,18 | 0,071 | 0,123 | 0,038 | 0,044 | 0,041 | 0,038 |
| $CO_2$ | — | — | — | — | — | 1,80 | 0,59 | 1,97 | 0,11 | — | — | 0,11 |
| $C_{орг}$ | 1,04 | 0,73 | 0,80 | 0,77 | 1,54 | 2,90 | 1,03 | 1,06 | 0,57 | 0,43 | 0,27 | 0,41 |
| S | 0,73 | 0,63 | 0,60 | 0,07 | 1,01 | 0,37 | 1,29 | 0,34 | 0,50 | 0,6 | 0,06 | — |
| $SO_3$ | — | — | 0,92 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 99,71 | 99,48 | 99,59 | 99,69 | 99,68 | 100,37 | 100,51 | 100,02 | 100,4 | 100,54 | 100,53 | 98,89 |

Примечание. Диатомит — обр. 99/6, маямрафская свита, п-ов Шмидта; обр. 305, хузинская свита, Окружная площадь, скв. 3, 95—100 м; обр. 307[а], хузинская свита, Окружная площадь, скв. 3, 295—300 м. Опока — обр. 29 и 34, курасийская свита, Ильинский разрез. Кремнистый аргиллит — обр. 10, курасийская свита, Красногорская площадь, скв. 2, 2299—2302 м; обр. 486, пиленгская свита, Хузинская площадь, скв. 25, 1780—1786 м; обр. 2182/13, пиленгская свита, р. Малая Хузи. Опоковидный силицит — обр. 385 (1703,2 м) и обр. 504 (1890,6 м), пиленгская свита, скв. 25, Хузинская площадь. Халцедонолит — обр. 125/3 и 120/3, р. Малая Хузи; обр. 425[а], Хузинская площадь, скв. 25, 1704 м; пиленгская свита.

**Таблица 12.** Средний химический состав пород пиленгской свиты, %* ([Маргулис, Бугаева, 1982])

| Порода | Количество образцов | $H_2O^+$ | $C_{орг}$ | $C_{карб}$ | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | $TiO_2$ | CaO | MgO | MnO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $S_{общ}$ | Свободный $SiO_2$ по пересчету силикатных анализов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Халцедонолиты | 09 | 1,91 | 0,47 | 0,22 | 88,31 | 3,94 | 0,85 | 1,3 | 0,14 | 0,43 | 0,36 | 0,03 | 0,81 | 0,53 | 0,04 | 0,56 | 79,48 |
| Опоковидные силициты | 68 | 2,03 | 0,54 | 0,9 | 85,77 | 5,31 | 1,24 | 1,12 | 0,23 | 0,53 | 0,61 | 0,04 | 1,09 | 0,72 | 0,06 | 0,75 | 68,74 |
| Кремнистые аргиллиты | 62 | 2,72 | 0,87 | 0,65 | 74,18 | 10,00 | 2,37 | 1,69 | 0,43 | 1,27 | 1,10 | 0,07 | 1,8 | 1,5 | 0,12 | 1,23 | 47,26 |
| Кремнистые туфоаргиллиты | 2 | 3,1 | 1,03 | 0,43 | 75,10 | 9,30 | 2,31 | 2,06 | 0,41 | 0,91 | 1,10 | 0,04 | 1,82 | 1,73 | 0,1 | 1,24 | – |

* На высушенное при 110° вещество.

нистого вещества, и примеси кластического материала, частично представленной мельчайшими фрагментами цеолитизированного вулканического стекла. Чередуются с разностями более глинистыми и с большим содержанием кластического материала. Первичная биогенная структура хорошо сохраняется только в отдельных участках пород или в раннедиагенетических фосфатных или карбонатных конкрециях. Обычно же о ней свидетельствуют лишь остатки перекристаллизованных диатомей или их нерастворившиеся части, а также многочисленные шаровидной формы выделения пирита, подобные таким же образованиям в диатомитах, где они выполняют внутренние полости панцирей диатомей. Микроструктура опок, изученная под электронным микроскопом [Данченко, Чочия, 1983, 1985; Деревскова и др., 1986; Куликов и др., 1997 и др.], описываются как глобулярная, каркасно-сферовая, глобулярно-игольчатая (леписферы опала-СТ). В некоторых случаях опоки имеют очень тонкую параллельную слоистость, но обычно слоистые текстуры в них неотчетливо выражены. Чаще всего это мелкая неправильно-линзовидная микрослоистость, обусловленная примесью кластического материала, который обычно

беспорядочно рассеян в массе породы. Иногда такая линзовидная микрослоистость обусловлена скоплением растительного детрита. В некоторых случаях видны микрооползневые текстуры.

В наиболее высококремнистых разностях опок содержание $SiO_2$ достигает 85% при 4% $Al_2O_3$ и свободного кремнезема до 70%. Химический состав наиболее характерных опок приведен в таблице 11. В некоторых разрезах пиленгской свиты Пограничного района имеются породы и с более высоким (более 85–86%) содержанием $SiO_2$ преимущественно в форме кристобалита. Они более плотные, чем обычные опоки, имеют раковистый излом, просвечивают в тонких сколах, по внешнему облику похожи на кремни. Такие породы Р.В.Данченко [1985] называет «пиленгитами».

*Перекристаллизованные опоки* распространены в самых низах пильской свиты и в верхней части тумской, а также в пиленгской свите. Отмечены в гастелловской, холмской и некоторых других свитах. По многим особенностям (текстурным, структурным, химическому составу, характеру примеси и ее распределения) они близки опокам. Основное отличие заключается в резком преобладании кварцевой формы кремнезема (на порошковых рентгенограммах этих пород метастабильных модификаций кремнезема не фиксируется). Незначительно отличаются перекристаллизованные опоки от собственно опок также внешним обликом и физическими свойствами. Они более крепкие и плотные, чем опоки, не имеют такой, как они, тонкой пористости. В них отчетливее выражена и пластовая отдельность: в разрезе чередуются плитчатые (0,1–0,3 м) и листоватые (0,01–0,02 м) разности. Во многих работах, посвященных кремнистым породам Сахалина, их принято называть опоковидными силицитами.

Своеобразны кремнистые породы пиленгской свиты (особенно ее верхней части). В ранних работах [Плешаков, 1956] они названы кремнистыми сланцами. Представляют собой частое (5–10 см) и более отчетливое, чем в других местах, полосчатое чередование окрашенных в разные тона серого цвета кремнистых пород. Некоторые из них при выветривании становятся белесыми и приобретают характерный облик опок. Чередуются то более, то менее высококремнистые разности: перекристаллизованные опоки (опоковидные силициты) – кремнистые аргиллиты. Химический состав этих пород приведен в таблицах 11 и 12. Кроме того, в верхней части свиты в переслаивании участвуют в виде тонких линз и слойков светло- или темно-серого цвета еще более высококремнистые породы – *кремни* (халцедонолиты по терминологии Р.В.Данченко и др.). Они более крепкие, плотные, имеют раковистый излом, стеклянный блеск, просвечивают на тонких сколах. Содержание $SiO_2$ в них от 86,9 до 92,3% при $Al_2O_3$ от 4,1 до 2,38% (см. табл. 11 и 12).

Для некоторых кремнистых пород верхов пиленгской свиты по данным электронно-микроскопического изучения отмечается глобулярная микроструктура кремнезема со слабой окристаллизованностью глобулей и описывается здесь как агрегатно-глобулярная, пластинчато-глобулярная, кристалломорфно-глобулярная. Вниз по разрезу микроструктура кремнистых пород становится агрегатно-кристалломорфной [Данченко, Чочия, 1983, 1985; Деревскова и др., 1986; Куликов и др., 1997 и др.].

### 3.1.4. Продукты вулканической деятельности и вулканогенные породы

Продукты синхронной осадконакоплению вулканической деятельности в формировании осадочного комплекса в целом не играют существенной роли. Они практически отсутствуют в нижнепалеогеновой (доаракайской) части разреза, а выше распределены неравномерно и по разрезу, и на площади. Наиболее заметную роль имеют в интервале аракайская – чеховская свиты Юго-Западного Сахалина.

В разных местах территории встречаются небольшие интрузивные тела (экструзии) основного-среднего, а иногда и кислого состава. Часть из этих тел, по-видимому, могут считаться остатками эруптивных центров. Обычно они прорывают отложения не моложе верхнедуйской свиты (или ее аналогов). Но иногда встречаются тела, прорывающие отложения, подстилающие верхнюю часть предполагаемых аналогов маруямской свиты, например, в пределах Ламанонского массива на Юго-Западном Сахалине, на полуострове Терпения, п-ове Шмидта и в некоторых других местах [Шилов, 1957; Ерохов, Шилов, 1971].

*Эффузивы* встречаются в верхней части маруямской свиты Ламанонского массива, в чеховской и аракайской свитах (и их аналогах) Юго-Западного и Юго-Восточного Сахалина. Отдельные лавовые потоки обычно имеют мощность 5–15 м. Мощность нескольких потоков, залегающих друг на друге, может достигать 100 м (Ламанонский массив). Иногда некоторые из магматических тел одни исследователи считают эффузивами, другие – пластовыми интрузиями. На Северном Сахалине это, например, тело трахибазальтов, располагающееся между выходами ма-

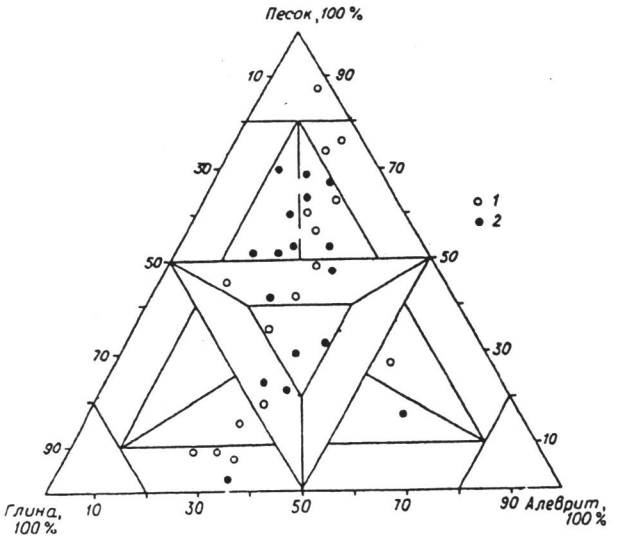



**Рис. 62.** Диаграмма гранулометрического состава пород снежинкинской свиты [Захарова, 1973]:

1 – песчано-конгломератный комплекс, 2 – песчано-угленосный комплекс.

чигарской и тумской свит по р.Водопадной на п-ове Шмидта. По составу среди лавовых потоков и пластовых залежей в маруямской и чеховской свитах преобладают базальты и андезито-базальты, а в аракайской свите – андезиты и дациты. Такой же состав имеют и вулканокластические породы, связанные с лавовыми потоками и залегающие отдельно от них. Одни из них абсолютно несортированы, сложены разновеликими угловатыми обломками слабо измененных эффузивов (в песчаной и алевритовой фракциях кроме того – неизмененные основной плагиоклаз, пироксен, реже роговая обманка). Это различные *лаво-, туфобрекчии и туфы* (от агломератовых до мелкопсаммитовых), имеющие груболинзовидный характер залегания, неслоистые. Другие – сложены также материалом вулканического происхождения, но в той или иной степени окатанным и сортированным. Это различные *вулканомиктовые породы* от конгломератов до алевролитов, образующие прослои от 0,5 до 1,5 м и более, массивные или слоистые, в том числе иногда косослоистые. Большинство этих пород сложено материалом разрушения вулканических построек и лавовых потоков. Выделить среди него продукты эксплозивной деятельности затруднительно. Породы, сложенные вулканокластическим материалом основного и среднего состава, распространены также и в холмской и невельской свитах, но здесь он чаще всего переотложен и смешан с материалом другого происхождения.

*Продукты наземной эксплозивной вулканической деятельности* иногда отмечаются в виде маломощных прослоев кристалло-литокластических туфов основного-среднего состава среди нормально осадочных пород в интервале от аракайской до чеховской свит южной части Сахалина. В маруямской, хузинской и маямрафской свитах встречаются тонкие (0,05–0,1 м, в хузинской – единичные до 1 м) прослои белых рыхлых неизмененных витрокластических пеплов преимущественно кислого состава, почти нацело сложенных прозрачным вулканическим стеклом с характерной оскольчатой формой и незначительной примесью плагиоклазов и биотита или иногда роговой обманки. Ниже по разрезу иногда встречаются редкие тонкие прослои в разной степени глинизированных и цеолитизированных кристалло-витрокластических туфов среднего-кислого состава (например, среди кремнистых пород пиленгской свиты). А в его низах (на Северном Сахалине в тумской и, частично, пильской свитах) имеются тонкие (от 0,05 до 0,2 м) прослои пластичных глин, сложенных преимущественно смектитами. Они могут интерпретироваться как глинизированные пеплы андезито-дацитового (может быть более кислого) состава, в которых сохраняются реликты вулканического стекла, а первичная витрокластическая структура наследуется характером распределения аутигенных глинистых минералов. Пласты бентонитовых и каолинитовых глин, развитые в нижнедуйской и верхнедуйской свитах Юго-Западного Сахалина, также обычно рассматриваются как продукты преобразования в наземных условиях пеплов. Кроме того, в многокомпонентных породах олигоцен-неогенового интервала разреза иногда встречается незначительная примесь обломков, которые имеют характерную оскольчатую форму или "кристаллографические" очертания и которые могут считаться пепловыми частичками. Это обломки вулканического стекла, пемзы, некоторых плагиоклазов и в сочетании с ними биотит, роговая обманка или пироксен (возможно, некоторые эффузивы со стекловатой основной массой). Отнесение к пирокластическому материалу большинства обломков эффузивов разного состава и степени измененности проблематично.

### 3.1.5. Породы смешанного состава

Эти породы образуют наиболее многообразную группу. Их совместно слагают все принимающие участие в образовании отложений породообразующие компоненты: терригенный обломочный материал, пелитовая масса, сложенная

глинистым веществом и первично биогенным кремнеземом, и, в меньшей степени, пирокластический материал. В различных породах меняется в широких пределах лишь соотношение компонентов, состав каждого из них остается при этом более или менее постоянным. Между отдельными разновидностями пород существуют все взаимопереходы, и даже формальную границу между ними трудно провести. В породах смешан материал, разнородный не только генетически. Кластический материал нередко даже в пределах одного слоя или даже куска породы сильно неоднороден и по размеру частиц и по характеру распределения. В настоящее время нет единой общепринятой классификации таких многокомпонентных пород (одновременно и по генезису и по размеру слагающих компонентов). Нет единых представлений и о номенклатуре пород, в сложении которых принимают участие различные модификации кремнезема. Многие особенности пород выявляются только при лабораторных исследованиях (гранулометрический анализ, изучение в шлифах, рентгеновский анализ и т.д.), поэтому вполне оправдан упрощенный подход к номенклатуре пород при описании разрезов. Нам представляется важным обратить внимание на возможность совместного участия в формировании отложений генетически разнородного материала и оценить его относительную роль. Отдельные породообразующие компоненты уже описаны при рассмотрении других типов пород, поэтому здесь можно дать лишь краткую характеристику главных разновидностей пород смешанного состава.

Содержание достоверно пирокластического материала в смешанных породах обычно не превышает 10–20%. Большинство из них относится к группе паратуффитов и могут быть названы туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфодиатомитами и т.д. Наиболее распространены в интервале от тумской до каскадной свиты и в маямрафской свите и их аналогах на Северном Сахалине и начиная с аракайской – гастелловской свит и выше по разрезу остальной его части. Смешанные породы с содержанием пирокластического материала до 50% – туффиты встречаются в аракайской и чеховской свитах Юго-Западного Сахалина. Породы с примесью пирокластического материала чаще всего ничем существенным не отличаются от пород, лишенных ее, и трудно диагностируются.

Очень характерны для разреза породы, состоящие из неопределенной смеси пелитового, алевритового и песчаного материала, в пелитовой массе которых преобладает глинистое вещество, а свободный кремнезем присутствует в подчиненном количестве, почти или вовсе отсутствует. Для пород такого рода в американской литературе часто используется термин «mudstone». В отечественной литературе такого короткого общепринятого термина нет. В среднем содержание глинистого вещества в этих породах составляет 40–60%, но в отдельных участках может доминировать или пелитовая масса, или песчано-алевритовый материал. Соотношение алевритовой и песчаной фракций также варьирует в широких пределах. Такие породы, условно называемые *песчано-алевритистыми* (при описаниях это определение часто опускается) *аргиллитами*, встречаются по всему разрезу, но наиболее характерны, например, для нижней части тумской свиты и, особенно, для венгерийской свиты Северного Сахалина, такарадайской свиты – Юго-Западного. Обычно это зеленовато-серые, темно-серые и серые некрепко сцементированные плохо сортированные породы, в которых наряду с песчано-алевритовым материалом присутствуют рассеянные гравий и галька, а иногда валуны и глыбы. Характерно также обилие обугленного растительного детрита. Обломочный материал либо беспорядочно рассеян в массе породы, либо образует неправильной формы гнездовидные скопления и линзы разной формы и размеров. Обычны биотурбации. В зависимости от характера распределения обломочного материала и иногда органического детрита текстуры пород могут быть неотчетливо выраженными, массивными, линзовидно- и микролинзовидно-слоистыми. Встречаются тонкогоризонтально-слоистые разности (например, в матитукской, помырской, верхнедуйской свитах, в верхах маруямской). К этой группе смешанных пород примыкают и многие песчаники и алевролиты с обильным глинистым матриксом. На треугольных диаграммах (рис. 62 и 63), на которых М.А.Захаровой [1973] сведены данные о гранулометрическом составе песчано-алевролитовых пород палеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина, точки составов песчаников и алевролитов часто попадают в поля с содержанием каждой гранулометрической фракции менее 50%. Такие породы при детальных описаниях М.А.Захарова называет хлидолитами. А точки составов многих других песчаников и алевролитов укладываются в поля с содержанием отдельных фракций от 40 до 60%.

Еще одну обширную и важную группу составляют породы с общим условным названием *песчано-алевритистые кремнистые аргиллиты*, которые также состоят из неопределенной смеси

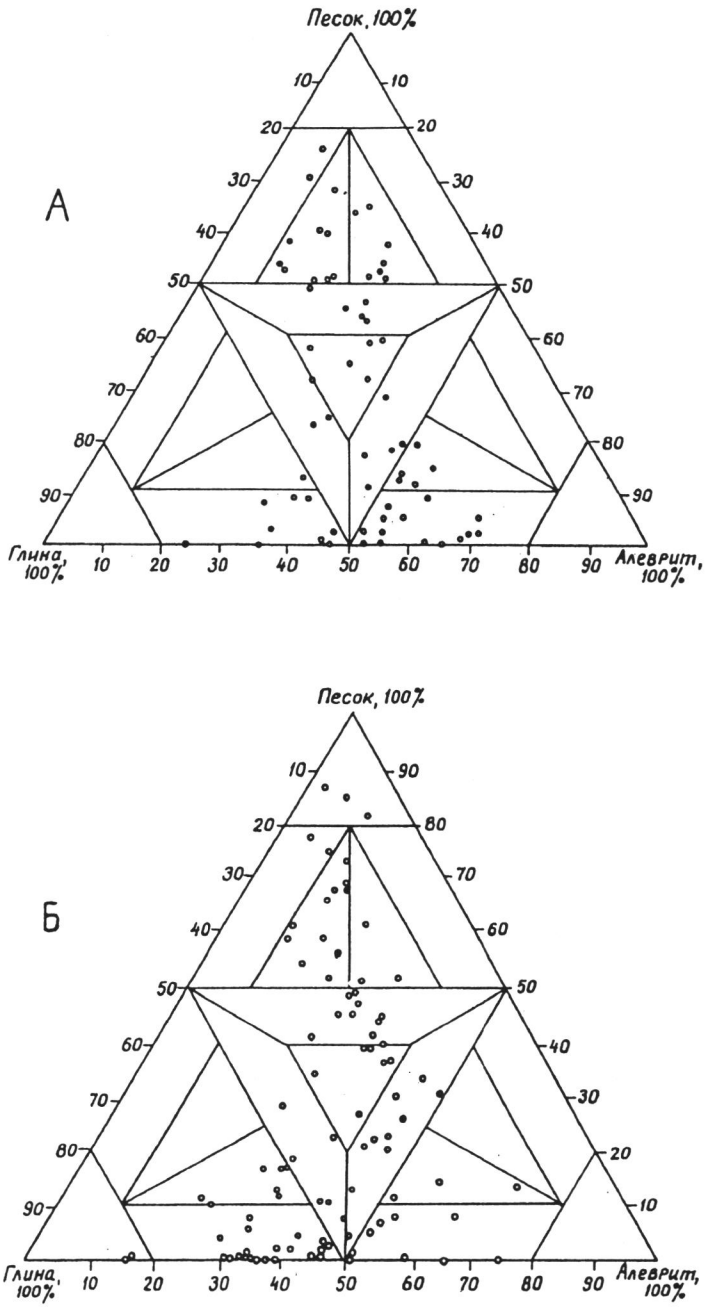



**Рис. 63.** Диаграммы гранулометрического состава пород: А – песчаного комплекса (краснопольевская свита), Б – песчано-глинистого комплекса (такарадайская свита) [Захарова, 1973]

пелитового и песчано-алевритового материала, но в пелитовой массе которых свободный кремнезем преобладает над глинистой составляющей. (В американской литературе для сходных пород используется название «siliceous mudstones»). Они переслаиваются и связаны постепенными взаимопереходами, с одной стороны, с более высококремнистыми породами (опоки, перекристаллизованные опоки и др.), а с другой – с охарактеризованными выше песчано-алевритистыми аргиллитами (с подчиненной ролью свободного кремнезема или его отсутствием). Более всего кремнистые аргиллиты в различной степени песчано-алевритистые распространены в интервалах тумская – каскадная, даехуриинская – окобыкайская, пиленгская – борская свиты, в холмской, гастелловской, курасийской свитах. Встречаются и в некоторых других свитах, например, в такарадайской, аракайской, невельской свитах. Кремнистые аргиллиты и песчано-алевритистые кремнистые аргиллиты – это светлые серые, зеленовато-, желтовато-, голубовато-серые, при выветривании становящиеся белесыми, чаще всего крепкие породы, имеющие землистый излом. Часто они имеют неправильную линзовидную слабо волнистую слоистую текстуру. Содержат много разноориентированных, изогнутых в виде многочисленных слабо выпуклых гребней, линзочек обломочного материала, а также его гнездовидные скопления. Не менее часто – микролинзовиднослоисты. В породах обычна беспорядочно рассеянная мелкая "плавающая" хорошо окатанная галька и гравий. Много и обугленного растительного детрита, представленного остатками как наземной растительности, так и водорослями. Пелитовая масса этих пород составляет от 40% до 70%. Под микроскопом она слабо действует на поляризованный свет, микрозернистая или скрытокристаллическая. Модификации кремнезема те же, что и в высококремнистых разностях пород соответствующих интервалов разреза. В пелитовой массе различимы чешуйки глинистых минералов, имеющих агрегатное угасание, фрагменты полурастворившихся и замещенных цеолитом вулканических стекол, полурастворившиеся остатки диатомовых водорослей. В низах разреза (например, в тумской свите) такие остатки лишь изредка сохраняют сетчатую скульптуру поверхности, а вверх по разрезу остатки кремнистых организмов с сохранившейся скульптурой поверхности встречаются все чаще. Обычно много аутигенного пирита, встречается глауконит. Песчано-алевритовый материал плохо сортирован, беспорядочно рассеян или образует линзочки и гнезда. По составу он аналогичен обломочному материалу в терригенных породах. В описаниях разных авторов для этих пород часто использу-

ются названия кремнистые аргиллиты, опоковидные или окремненные аргиллиты (алевролиты). К этой же группе принадлежат распространенные в верхних частях разреза (маямрафская, хузинская, маруямская свиты) песчано-алевритоглинистые диатомиты (по американской терминологии «diatomaceous mudstones»), состоящие из неопределенной смеси пелитовой опалово-глинистой массы, остатков диатомовых водорослей и обломочного материала, распределенного также неравномерно, как в вышеописанных породах. Разными авторами описываются как диатомовые глины, песчанистые или алевритистые диатомиты.

На рисунках 64–67 в схематичном и приближенном виде приведена оценка изменения относительной роли основных породообразующих компонентов в некоторых разрезах кайнозоя Сахалина. За 100% принята сумма обломочного материала и пелитоморфной массы, в состав которой включены также остатки кремневых организмов. Среди обломочного материала выделены терригенный и пирокластический, а пелитовая масса, в составе которой преобладает глинистый или кремнистый материал, показана разными знаками. При всей условности изображения наиболее общие тенденции изменения относительной роли тех или иных компонентов видны достаточно отчетливо.

### 3.1.6. Другие породообразующие компоненты и породы

Кроме главных, породообразующее значение иногда имеют такие компоненты как раковины моллюсков, растительный детрит и различные аутигенные образования.

*Раковины моллюсков* иногда образуют линзовидные скопления в прибрежно-морских отложениях в виде пластов ракушняков. Раковины находятся в прижизненном положении или переотложены, обычно заключены в песчано-алевритовый матрикс. Мощность линзовидных пластов ракушняков составляет 0,3–5 м. Они встречаются, например, в краснопольевской, маруямской свитах.

Рассеянный обугленный *растительный детрит* во многих породах присутствует по всему разрезу, но особенно обилен он в интервалах с пресноводными континентальными и прибрежно-морскими лагунными фациями. Содержание его в некоторых породах может составлять 10% и более. Преимущественно в тех же фациях в верхах кайнозойского разреза встречаются линзы и линзовидные прослои лигнитов (помырская, маруямская свиты), а ниже по разрезу в ряде свит –

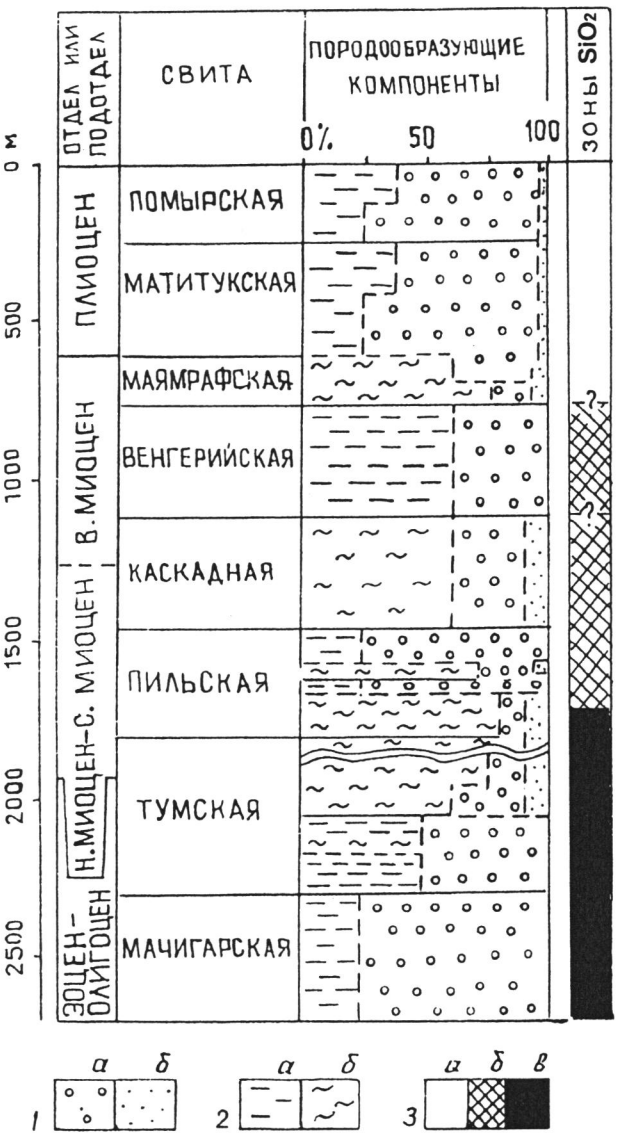



**Рис. 64.** Схематическое изображение соотношения породообразующих компонентов и преобладающие минеральные формы $SiO_2$ в кайнозойских отложениях п-ова Шмидта (Мачигарский и Пильский разрезы):

1 – обломочный материал: терригенный (а), пирокластический (б); 2 – пелитоморфный материал с преобладанием: глинистого компонента (а) или свободного кремнезема (б); 3 – зоны преобладания: опала (а), опала–СТ или кристобалита (б), кварца – халцедона (в)

бурых и каменных углей. Промышленное значение имеют главным образом отложения верхнедуйской и нижнедуйской свит, в которых присутствуют многочисленные мощные пласты углей. Проблемам угленосности и фациальному анализу угленосных отложений посвящены специальные монографии [История палеогенового угленакопления, 1963; История неогенового угленакопления..., 1963].

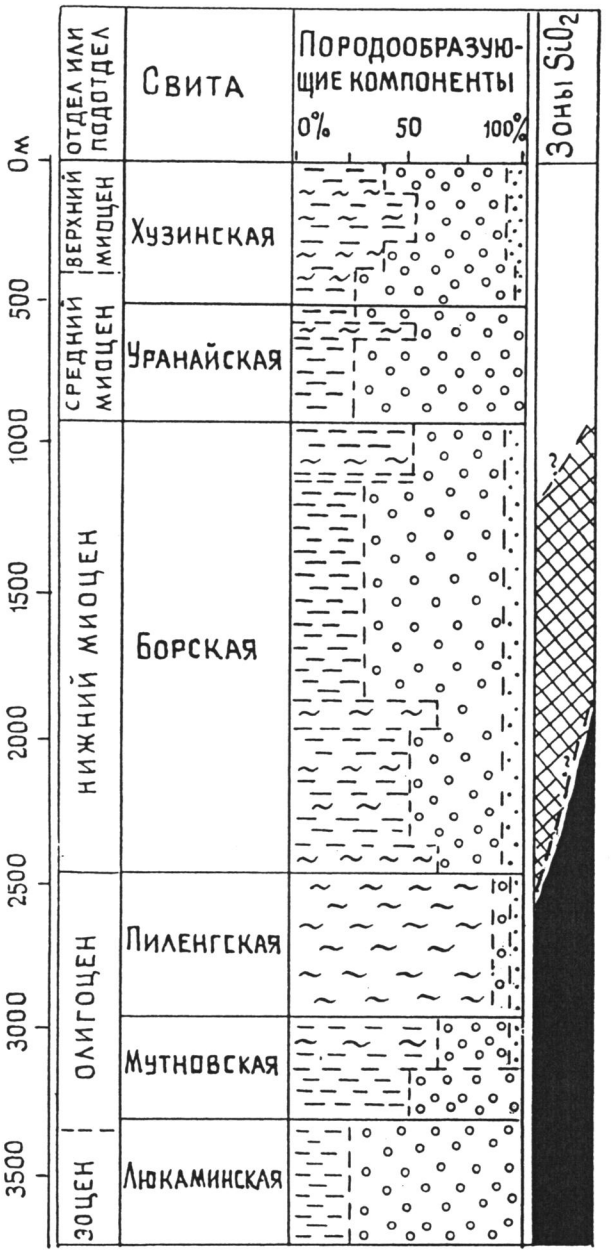



**Рис. 65.** Схематическое изображение соотношения породообразующих компонентов и преобладающие минеральные формы $SiO_2$ в кайнозойских отложениях Пограничного района:

Условные обозначения см. рис. 64

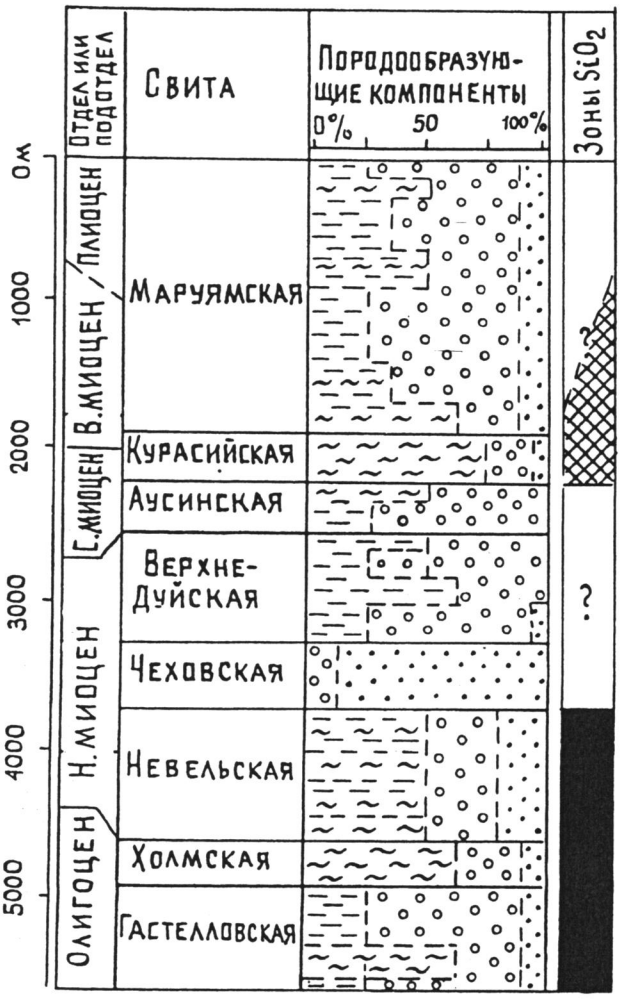



**Рис. 66.** Схематическое изображение соотношения породообразующих компонентов и преобладающие минеральные формы $SiO_2$ в кайнозойских отложениях Макаровского района:

Условные обозначения см. рис. 64

Из аутигенных минералов в большинстве песчано-глинистых и кремнистых пород в заметных количествах присутствует *пирит*, содержание которого может составлять несколько процентов. Так, в тумской, венгерийской свитах и в верхах разреза п-ова Шмидта отмечены разности пород, в отдельных участках которых содержится до 10-15% аутигенного пирита. Выделения пирита чаще всего мелкие, алевритовой и песчаной размерности, но иногда встречаются небольшие конкреции пирита, довольно многочисленные, например, в такарадайской свите.

*Глауконит* в виде отдельных зерен в песчано-алевритовых и глинисто-кремнистых породах также встречается почти по всему разрезу. В некоторых интервалах разреза отмечаются значительные скопления его, приуроченные к отдельным пластам. На северном Сахалине – в мутновской и особенно характерны для нижней частипильской свиты. Здесь, в пильской свите, скопления глауконита приурочены к отдельным пластам, в которых зерна глауконита размером от 0,1 до 1,0 мм заключены в пелитоморфный кремнистый матрикс, аналогичный основной массе вмещающих кремнистых пород. Количество зерен глауконита в таких породах может

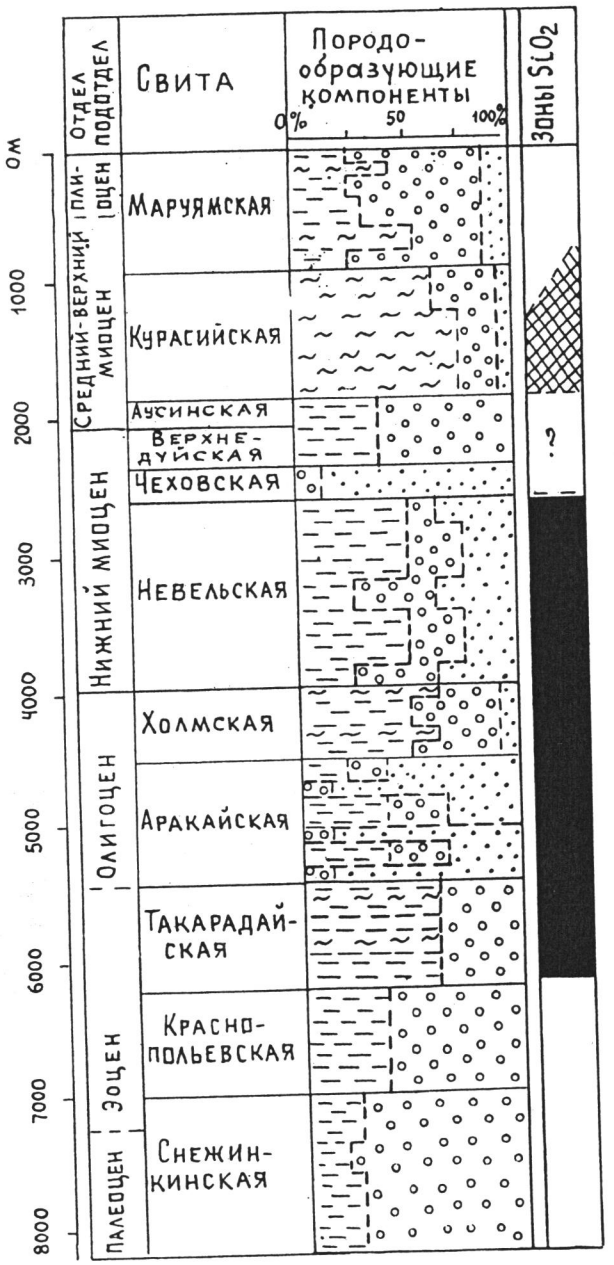



**Рис. 67.** Схематическое изображение соотношения породообразующих компонентов и преобладающие минеральные формы $SiO_2$ в кайнозойских отложениях Томари - Холмского района:

Условные обозначения см. рис. 64

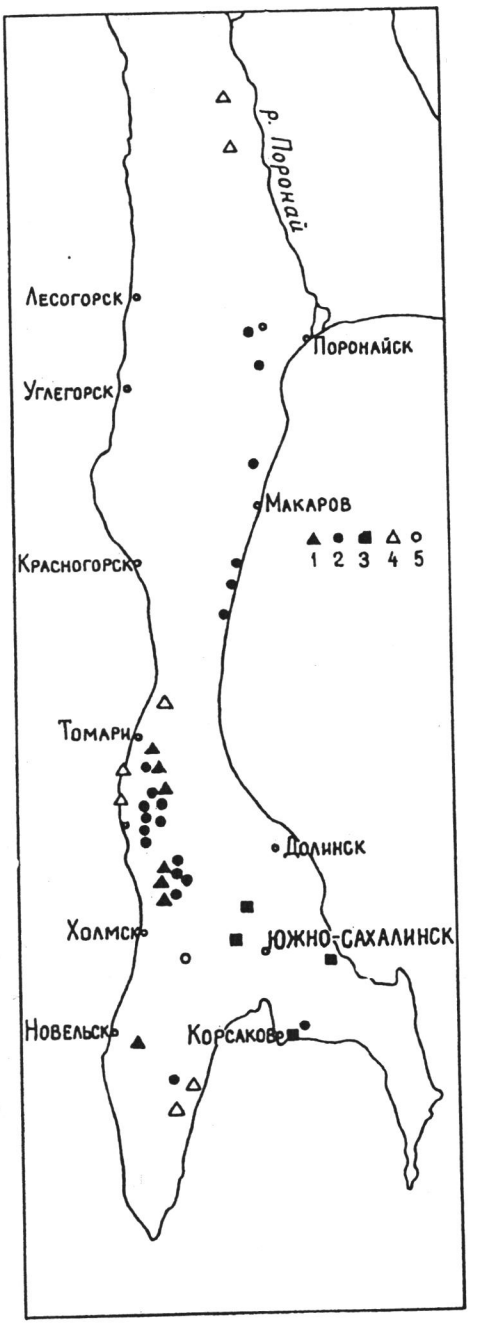



**Рис. 68.** Схема расположения выходов глауконитовых пород в разрезе третичных отложений Южного Сахалина [Занюков и др., 1968]:

Глауконитовые породы в свитах: 1 – такарадайской, 2 – аракайской и гастелловской, 3 – холмской, 4 – курасийской, 5 – маруямской

достигать 70%. Некоторые из таких глауконитовых пластов (или их участки) крепко сцементированы вторичным карбонатным цементом. В южной части Сахалина глауконитовые породы распространены (рис. 68) в низах такарадайской, аракайской, холмской и курасийской свит, иногда в маруямской свите [Занюков и др., 1968].

Обычно они представлены несколькими сближенными пластами мощностью от 0,5 до 2–3 м (только в низах курасийской свиты иногда отмечается горизонт мощностью 10–15 м). Содержание глауконита в них до 50–70%. Многие из них в общем-то сходны с глауконитовыми породами пильской свиты, по сравнению с которыми в них содержится больше примеси (иногда обильной) обломочного терригенного или пи-

рокластического материала (связано с составом вмещающих пород), а матрикс также кремнистый или глинисто-кремнистый. При описании разрезов такие породы часто называются глауконитовыми песчаниками, хотя глауконит в них имеет явно аутигенную природу. Обилие глауконита вместе с окатанным терригенным материалом иногда наблюдается и в собственно песчаниках, в том числе косослоистых, где он, повидимому, является переотложенным. Химический состав глауконитов характеризуется высоким содержанием $Fe_2O_3$ и низким $K_2O$ (табл. 13).

В пильской свите п-ова Шмидта к тому же интервалу разреза, что и глауконитовые пласты, приурочены несколько горизонтов желваковых или плитчатых *фосфоритов*, детально описанных Н.Г.Бродской [1961]. Горизонты представляют собой скопление желваков размером от 1–2 до 10–15 см в диаметре. Фосфатное вещество, по составу близкое к франколиту, замещает и цементирует органогенно-кремнистый, иногда с примесью глауконита, осадок, и в желваках часто сохраняется первичная биогенная структура. Скопления желваков могут быть дополнительно сцементированы в плиты толщиной 0,2–0,5 м скрытокристаллическим или микрозернистым существенно кремнистым веществом, образовавшимся за счет преобразования органогенного кремнезема на более поздних стадиях. Содержание $P_2O_5$ колеблется от 21 до 36% (табл. 14). Кроме желваков, иногда встречаются фосфатизированные разности кремнистых аргиллитов с содержанием $P_2O_5$ от 4 до 12%. Н.Г.Бродская считает органический источник главным для образования фосфоритов, хотя и предполагает дополнительное его поступление в результате разложения вулканического стекла. В отложениях южной части Сахалина, в краснопольевской и такарадайской свитах, также выявлены фосфатизированные разности пород с содержанием $P_2O_5$ от 1,5 до 7%, фосфатно-карбонатные конкреции и фосфатные желваки, содержащие от 7 до 24% $P_2O_5$, хотя и приуроченные здесь к отдельным горизонтам, но не образующие значительных скоплений [Захарова и др., 1961; 1986]. Фосфатный минерал определен здесь как коллофан.

В кайнозойских отложениях Сахалина широко развита *вторичная карбонатизация*, приведшая к образованию изометричных участков вторичной цементации в пределах отдельных пластов и многочисленных очень крепких карбонатных конкреций разнообразной формы и размеров, которые служат весьма характерным элементом в строении разреза, и в которых карбонат, замещая отдельные составные части первичного осадка,

**Таблица 13.** Химический состав глауконитов (Занюков и др., 1968).

| № п/п | Свиты | Содержание, % | | | | | | | | | | | | | Молекулярное отношение | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | $TiO_2$ | CaO | MgO | $K_2O$ | $Na_2O$ | MnO | $P_2O_5$ | S | $H_2O$ | п.п.п. | Сумма | $Fe_2O_3/Al_2O_3$ | $SiO_2/R_2O_3$ | $(K,Na)_2O/R_2O_3$ | $Mg,Fe/R_2O_3$ |
| 1 | Аракайская | 47,41 | 3,49 | 24,38 | 1,88 | 0,10 | 1,13 | 3,53 | 3,30 | 0,17 | – | 0,06 | 0,03 | 8,40 | 6,04 | 99,92 | 4,45 | 3,69 | 0,17 | 0,54 |
| 2 | Пильская | 58,47 | 5,51 | 17,92 | – | – | 0,86 | 0,31 | 2,11 | 1,16 | – | – | – | 6,09 | 6,90 | 92,93 | 2,07 | 5,43 | 0,23 | – |
| 3 | Пильская | 48,10 | 14,35 | 13,75 | – | – | 2,49 | 4,48 | 3,43 | 0,47 | – | – | – | 5,88 | 6,57 | 99,52 | 0,61 | 3,74 | 0,21 | – |
| 4 | Курасийская | 64,39 | 3,91 | 8,52 | 4,30 | 0,15 | 1,34 | 2,64 | 3,25 | 0,72 | – | – | 0,05 | 4,86 | 6,25 | 100,38 | – | – | – | – |

*Примечание.* 1 и 4 – глауконитовые песчаники с восточного побережья п-ова Крильон; аналитик Л.К.Маркова (лаборатория физико-химических методов анализа СахКНИИ СО АН СССР); 2 и 3 – глауконитовые породы с п-ова Шмидта (Н.Г.Бродская, 1959)

**Таблица 14.** Химический состав фосфоритов пильской свиты [Бродская, 1961]

| Характеристика образца | Неорганический остаток | MgO | CaO | $CO_2$ | F | $P_2O_5$ | CaO / $P_2O_5$ | F / $P_2O_5$ | $CO_2$ / $P_2O_5$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Фосфорит желваковый кремнисто-глауконитовый | 4,25 | 0,39 | 37,26 | 0,80 | 1,44 | 21,67 | 1,61 | 0,56 | 0,03 |
| То же | 2,70 | 0,46 | 36,48 | 0,94 | 1,31 | 36,08 | 1,00 | 0,03 | 0,03 |
| Фосфорит желваковый кремнистый | 3,74 | 0,39 | 46,05 | 1,18 | 2,28 | 33,77 | 1,39 | 0,56 | 0,03 |
| То же | 6,40 | – | 44,98 | 1,67 | 2,27 | 32,99 | 1,36 | 0,56 | 0,05 |
| Фосфорит плитчатый | 2,39 | – | 47,09 | 0,99 | 3,18 | 35,15 | 1,33 | 0,08 | 0,02 |

**Таблица 15.** Состав карбонатных конкреций нижнепалеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина (Захарова, 1975)

| Место взятия образца (река) | Количество образцов | $FeCO_3$ | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ | $MnCO_3$ | Свита |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Августовка | 3 | 88,90 | 9,13 | 1,97 | – | Конгломератная + |
| Углегорка | 5 | 74,31 | 19,90 | 5,79 | – | нижнедуйская |
| Казачка | 4 | 87,13 | 9,48 | 3,39 | – | |
| Шебунинка | 5 | 72,90 | 21,90 | 1,80 | 3,40 | То же |
| Чкалова | 4 | 62,00 | 32,48 | 3,47 | 1,93 | » |
| Августовка | 4 | 30,47 | 58,25 | 0,93 | 0,63 | Краснопольевская |
| Красногорка | 4 | 33,09 | 62,51 | 0,86 | – | То же |
| Парусная | 5 | 27,47 | 67,90 | 1,23 | 1,15 | » |
| Белинка | 6 | 32,21 | 57,35 | 6,19 | 0,59 | » |
| Августовка | 5 | 3,88 | 89,79 | 3,55 | 0,49 | Такарадайская |
| Углегорка | 4 | 2,38 | 96,73 | 0,89 | – | То же |
| Парусная | 3 | – | 99,36 | 0,64 | – | » |
| Белинка | 15 | 4,56 | 94,30 | 1,00 | 0,14 | » |
| Чеховка | 11 | 0,72 | 91,18 | 2,41 | 1,88 | » |
| Середка | 3 | – | 96,44 | 3,56 | – | » |
| Правда | 4 | 2,05 | 92,47 | 1,75 | – | » |
| Сова | 2 | – | 94,48 | 1,84 | 0,99 | » |
| Калинка | 4 | 3,04 | 88,26 | 3,90 | 1,39 | » |
| Чкалова | 6 | 0,37 | 96,69 | 2,91 | 0,63 | » |

*Примечание.* Приводятся средние содержания карбоновых солей относительно растворимой части в %.

становится главным "породообразующим" компонентом. Одни из конкреций приурочены к довольно выдержанным горизонтам в пределах тех или иных пластов и обычно имеют уплощенную эллипсоидальную форму, другие – беспорядочно распределены и, чаще всего, сферичны. Конкреции неравномерно распределены по разрезу (от сравнительно редких до весьма обильных), но практически нет сколько-нибудь мощных интервалов, где бы они отсутствовали вовсе.

К более узким интервалам приурочены многочисленные специфические образования в виде кальцитовых псевдокристаллов или их сростков – геннойши (или глендониты). На северном Сахалине – это мачигарская – тумская, мутновская – борская и в меньшей степени венгерийская и хузинская свиты. На юге Сахалина – верхи краснопольевской – такарадайская, частично аракайская – холмская, в меньшей степени сертунайская – курасийская (и аналоги этих свит).

Многочисленные данные о химическом составе карбонатных конкреций опубликованы в работах Н.Г.Бродской [1959] и М.А.Захаровой [ряд публикаций 1961–1986 годов]. Эти данные показывают, что в большинстве свит, представленных морскими отложениями, основным конкрециеобразующим минералом чаще всего служит кальцит с той или иной (обычно небольшой) изоморфной примесью магния и железа. В некоторых случаях отмечается присутствие самостоятельных минеральных фаз доломита, анкерита, сидерита, магниосидерита. Для континентальных и угленосных фаций характерны сидеритовые конкреции. Иллюстрацией могут служить данные о

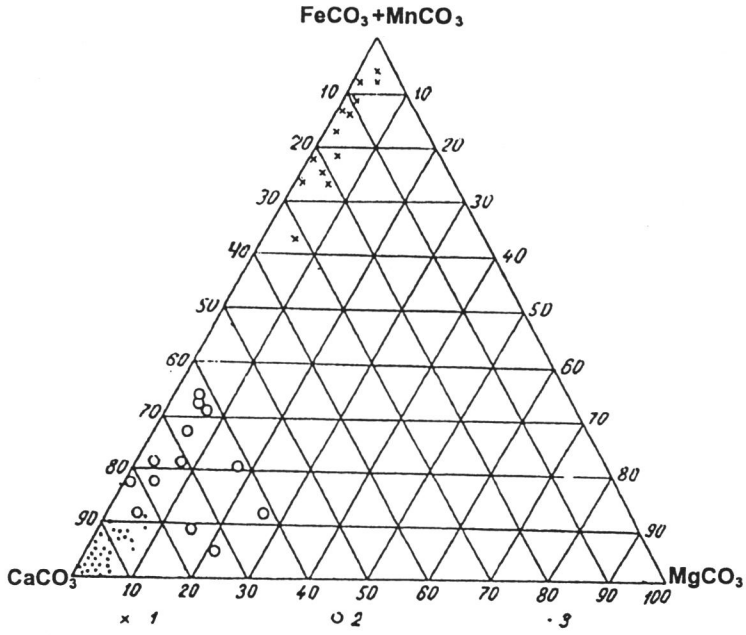



**Рис. 69.** Диаграмма составов карбонатных конкреций нижнепалеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина [Захарова, 1975]

Свиты: 1 – снежинкинская, 2 – краснопольевская, 3 – такарадайская

химическом составе карбонатных конкреций низов палеогенового разреза (табл. 15) и треугольная диаграмма составов (рис. 69) из работы М.А. Захаровой [1975]. Из этих данных видно, что в направлении от пресноводно-континентальных отложений (снежинкинская свита) к прибрежно-морским (краснопольевская свита) и к морским относительно более глубоководным (такарадайская свита) состав конкреций изменяется от существенно сидеритового до кальцитового. В морских отложениях краснопольевской и такарадайской свит сопутствующими кальциту конкрециеобразующими минералами служат магниосидерит и иногда анкерит. В вышележащих же отложениях – преимущественно доломит и лишь в некоторых случаях железистые карбонаты.

## 3.2. ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Преобразование осадка, выражающееся, в частности, в постседиментационном минералообразовании и перераспределении вещества, начинается на ранних стадиях его существования. Однако, многие диагенетические минеральные новообразования в значительной степени видоизменяются или даже уничтожаются последующими преобразованиями. В изученных отложениях на разных этапах диагенеза сформировались широко распространенные пирит, глауконит, фосфориты, геннойши и многочисленные карбонатные конкреции иного вида, а также некоторые другие образования. Вертикальной зональности в распределении этих сохранившихся от дальнейших изменений диагенетических новообразований не выявляется. Можно лишь выделить уровни, на которых они имеют большее или меньшее развитие. Наиболее сильно искажаются внешний облик, свойства и первичный состав осадков при эпигенетических (катагенетических) преобразованиях, связанных прежде всего с изменением PT-условий, зависящих от глубины захоронения осадков и величины геотермического градиента. В осадочном чехле океана и в непрерывных разрезах морских отложений кайнозоя его обрамления отчетливее всего выражена зональность катагенетических преобразований первично биогенного кремнезема и вулканического стекла (пирокластического материала).

Изменение первично-органогенного кремнезема начинается, по-видимому, на ранних стадиях существования осадка, в диагенезе, когда происходит растворение наиболее неустойчивых частиц органического детрита и осаждение растворившегося кремнезема в виде "абиогенного" опала, а также, видимо, частичная дегидратация кремнезема, слагающего остатки кремневых организмов и превращение его также в опал. В приуроченных к верхам разреза диатомитах заметно лишь частичное растворение панцирей диатомей (основных породообразующих орга-

низмов). При этом остающийся в породе потерявший органогенную структуру кремнезем иногда имеет слабо выраженное глобулярное строение. Возможно, начинается частичное перерождение его в кристобалит и кварц (халцедон). Катагенетические преобразования по мере захоронения осадков приводят, во-первых, к постепенному уничтожению органогенной структуры, которая при стечении благоприятных условий все же может сохраняться в отдельных участках породы, и, во-вторых, к изменению минеральной формы кремнезема в направлении преобразования менее устойчивых модификаций в более устойчивые, что приводит к исчезновению опала, а затем и опала-СТ (кристобалита) и к замене их более устойчивой кварцевой формой. В результате за счет первичного биогенного кремнезема образуются опоки, а затем перекристаллизованные опоки (и менее кремнистые разности этих пород с той же формой кремнезема).

Нормальный ход катагенетических преобразований, связанных с захоронением осадков, может нарушаться, например, в тех случаях, когда в ходе развития бассейна осадконакопление прерывается и отложения на какое-то время выводятся на дневную поверхность, а также при гидротермальном воздействии, в контактовых ореолах интрузивных массивов и при некоторых других условиях. При этом ведущими становятся иные, чем при нормальном более или менее стабильном накоплении и захоронении осадков в морских условиях, факторы постседиментационных преобразований.

По преобладанию той или иной минеральной формы кремнезема в разрезах выделяются три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз и отвечающие стадиям катагенетического преобразования кремнезема: I – опаловая, II – зона опала-СТ (кристобалитовая) и III – кварцевая (халцедоновая). В опаловой зоне возможно незначительное присутствие и двух других модификаций, в кристобалитовой – присутствует кварцевая форма и, возможно, сохраняется опал, а в кварцевой – метастабильные модификации скорее всего отсутствуют (во всяком случае, их присутствие не устанавливается на рентгенограммах пород из этой зоны).

Примеры дифрактограмм из этих зон, приведенные на рисунках 70–72, заимствованы из работы Н.В.Куликова с соавторами [1997]. Отметим, что эти авторы интерпретируют отражение d(101) = 4,06 Å как принадлежащее L-кристобалиту, а равное 4,09 Å – опалу-СТ (рис. 71).

Во многих разрезах Сахалина положение границы между опаловой и кристобалитовой зонами точно не устанавливается. Частично это связано с отсутствием высококремнистых разностей пород в значительном интервале разреза и с трудностями однозначной интерпретации определения форм кремнезема в породах смешанного состава. С другой стороны, вероятен постепенный переход от опаловой к кристобалитовой зоне, особенно в случае чередования высококремнистых разностей и пород смешанного состава. В первых из них трансформация минеральной формы кремнезема и исчезновение органогенной структуры, по-видимому, осуществляется быстрее и раньше, чем во вторых. В ряде разрезов (например, на полуострове Шмидта) отмечается, что ниже первого появления опала-СТ как преобладающей минеральной формы кремнезема, в интервале иногда до 200–400 м в породах смешанного состава все еще сохраняется органогенная структура, видимо, с преобладанием опала.

Граница между кристобалитовой и кварцевой зонами на Северном Сахалине часто более резкая и устанавливается более отчетливо (иногда в интервале всего десятка метров, как на полуострове Шмидта). Правда, в ряде уже названных работ, посвященных кремнистым отложениям Пограничного прогиба [Данченко, Чочия, 1983, 1985; Деревскова и др., 1986; Куликов и др., 1997 и др.], несмотря на резкую литологическую смену, к которой приурочена граница зон, предполагается постепенный переход от кристобалитовой к кварцевой зоне. Основанием для этого служит отмечаемое этими авторами присутствие опала и опала-СТ в некоторых породах из верхов кварцевой зоны (хотя и здесь на рентгенограммах эти модификации кремнезема не фиксируются), а также сохранение глобулярной микроструктуры кремнезема (со слабой окристаллизованностью глобулей) в ряде пород, изученных отсюда. В южной части Сахалина характер границы между зонами преобладания опала-СТ и кварцевой не устанавливается, т.к. курасийская и холмская свиты, где развиты кремнистые породы, разделены здесь значительным интервалом разреза с отсутствием или незначительной ролью первично биогенного кремнезема.

Границы между минералогическими зонами не имеют строгой стратиграфической приуроченности. Примерное их положение в некоторых разрезах показано на рисунках 64–67. В пределах каждого из районов оно может существенно меняться по латерали. Особенно заметно непостоянство стратиграфической приуроченности этих границ в Пограничном прогибе. Из-за сильной латеральной изменчивости мощности отложений, по данным Р.В.Данченко, в центральных

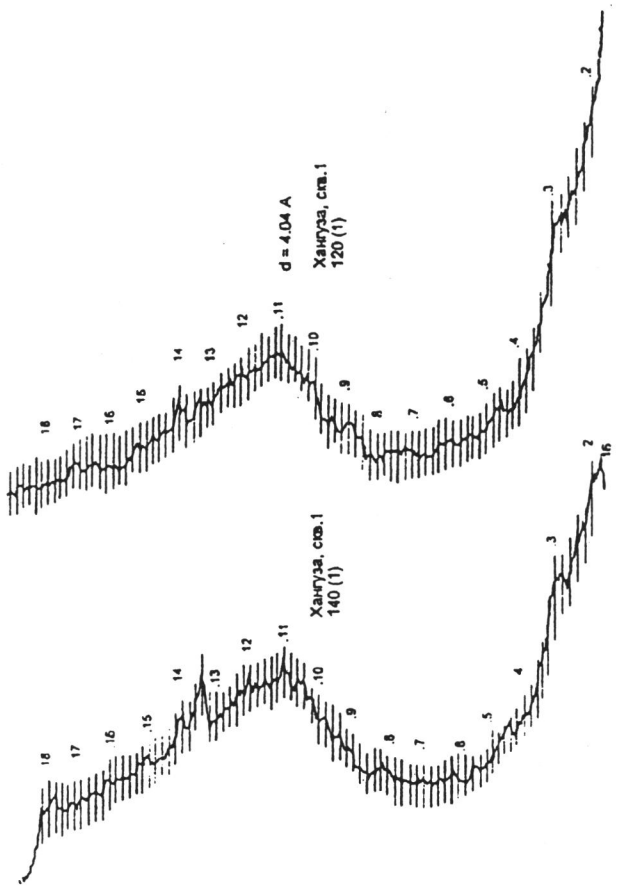



**Рис. 70.** Дифрактограммы диатомитов, зона опала [Куликов и др., 1997]

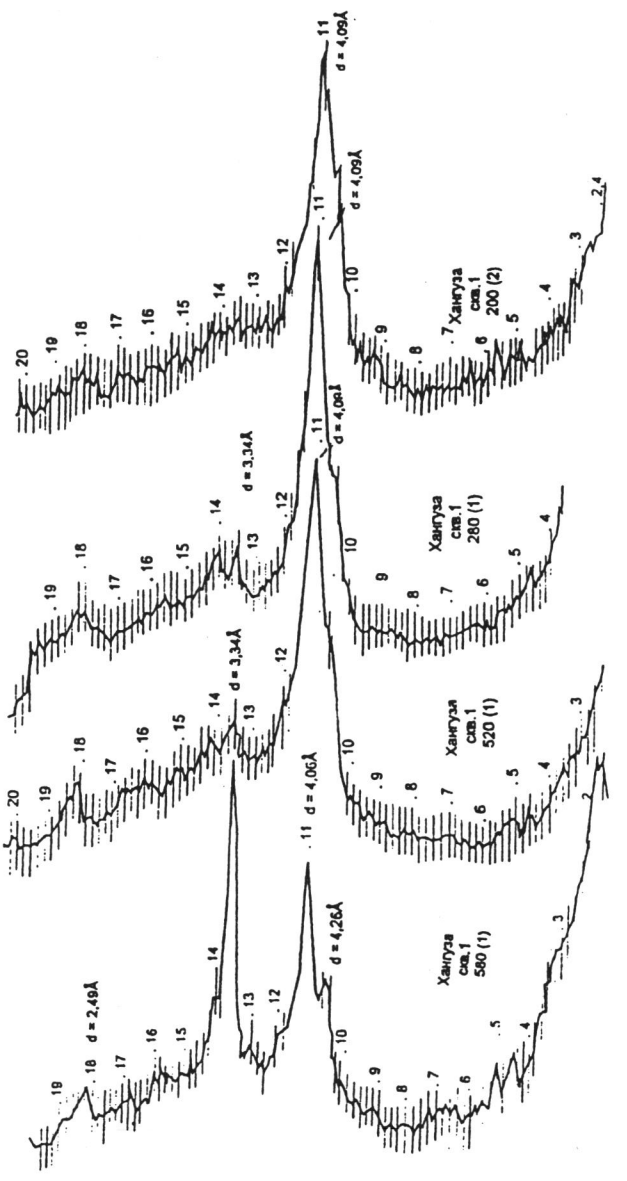



**Рис. 71.** Дифрактограммы опок, зона опала-СТ (кристобалита) [Куликов и др., 1997]

частях прогиба обе границы приурочены к отложениям среднемиоценовой борской свиты, а по периферии – граница между зонами I и II может проходить в основании уранайской или в низах хузинской свиты (средний миоцен), а между зонами II и III в основании борской или в отложениях пиленгской свиты (олигоцен). В целом же по Сахалину возраст толщ, к которым приурочена верхняя из границ может меняться от плиоцена (низы маруямской свиты Макаровского района) до среднего миоцена, а нижней – от среднего миоцена до олигоцена (см. рис. 74).

В наиболее полных непрерывных разрезах, когда можно видеть практически всю колонку осадков, их мощность выше границы между зонами опал – опал-СТ составляет около 1000±200 м, а выше границы зон опал-СТ – кварц (халцедон) – 1800–2000 м. При таких величинах глубины захоронения осадков и при наиболее вероятном геотермическом градиенте 3°С/ 100 м температура перехода опала в кристобалит (опал-СТ) может быть оценена близкой к 25–30°С, а кристобалита (опала-СТ) в кварц (халцедон) величиной около 55–60°С. Близкие к вышеназванным значения для глубины возможного погружения границ между зонами приводятся авторами [Деревскова и др., 1986; Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности, 1990], определяющими ее исходя из анализа изменения физических свойств глинистых пород. Оценка же температур, сделанная по отражательной способности витринита, и приводимая этими же авторами, имеет более высокие значения: 50° – для границы опал – опал-СТ и 70° – для границы опал-СТ – кварц.

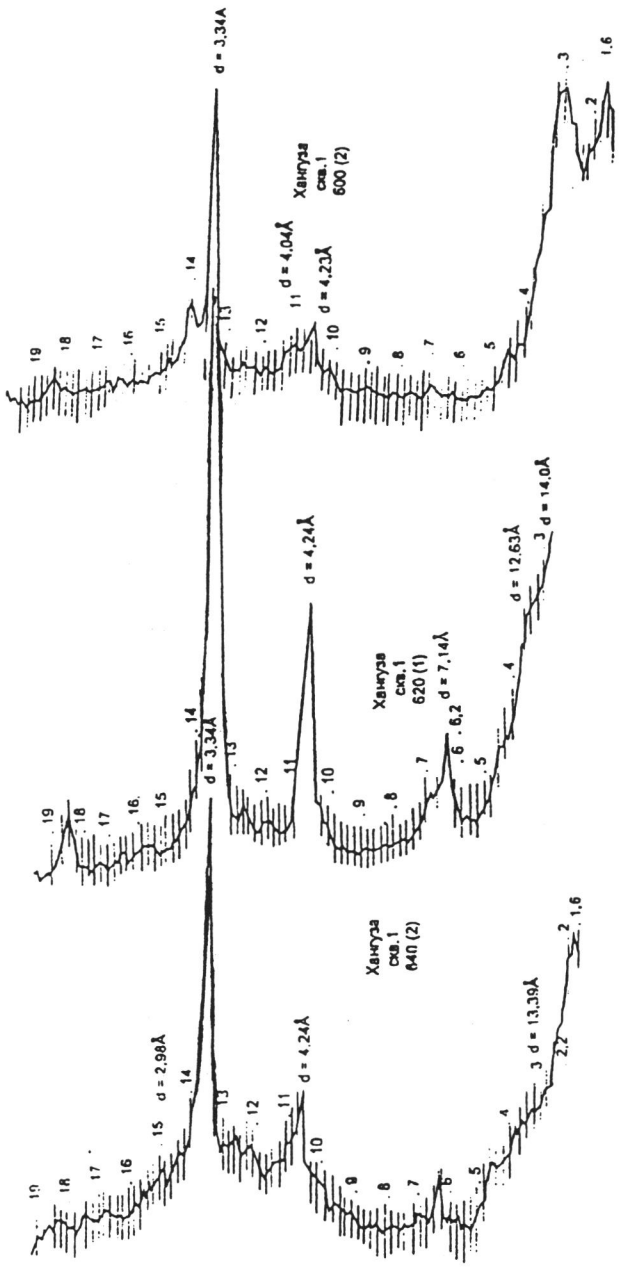



**Рис. 72.** Дифрактограммы перекристаллизованных опок, зона кварца (халцедона) [Куликов и др., 1997]

Зональность преобразования пирокластического материала (вулканического стекла) в наших разрезах из-за редкости гомогенных пепловых прослоев не может быть детально прослеженной. Можно лишь констатировать, что с опаловой зоной совпадает зона неизмененного вулканического стекла, а весь остальной разрез принадлежит к зоне цеолитовых и смектитовых минералов, развивающихся по нему. Некоторые авторы полагают, что в пределах кварцевой зоны сверху вниз по разрезу намечается тенденция к гидрослюдизации аутигенных смектитов через образование смешанно-слойных гидрослюда-смектитовых фаз.

Сходные с описанными катагенетические преобразования первично органогенного кремнезема и пирокластического материала типичны для кайнозойских отложений всего Тихоокеанского региона, как в разрезах обрамления, так и в осадочном чехле океана. Границы между упомянутыми зонами в разных местах могут быть приурочены к толщам разного возраста.

## 3.3. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Как показывает сравнительный анализ особенностей накопления кайнозойских осадочных толщ Сахалина и Камчатки с современным осадконакоплением в северной части Тихого океана, тип седиментации в морском бассейне, где накапливались эти толщи, в общих чертах был близок к типу седиментации современного Охотского моря [Гречин, 1976]. Литологическое изучение многих разрезов из разных регионов показывает в целом непрерывность влияния на морскую седиментацию в зоне перехода от океана к континенту трех главных источников вещества (разрушение суши, вулканическая деятельность и жизнедеятельность организмов) и практическое отсутствие хемогенного осадконакопления. Вместе с тем, в связи со сложностью строения и развития переходной зоны наблюдается неравномерное изменение относительной роли главных источников вещества в осадконакоплении как на площади, так и во времени. Она неодинакова не только для крупных разобщенных территорий, но и в пределах отдельных участков морского бассейна, которые характеризуются своим ходом развития (в том числе процессов седиментации) и которые во многих работах последних лет принято называть бассейнами седиментации [Харахинов, 1998].

Органогенное кремненакопление во многих районах зоны перехода являлось как бы "фоновым" седиментационным процессом морского осадконакопления: большинство фациальных типов морских отложений, за исключением, пожалуй, только грубообломочных прибрежно-морских, может быть в той или иной степени обогащено биогенным материалом. Биогенное карбонатонакопление, напротив, отсутствует или, по крайней мере, сильно подавлено.

Палеогеографическим реконструкциям для кайнозоя Сахалина с использованием всего комплекса геологических и палеонтологических

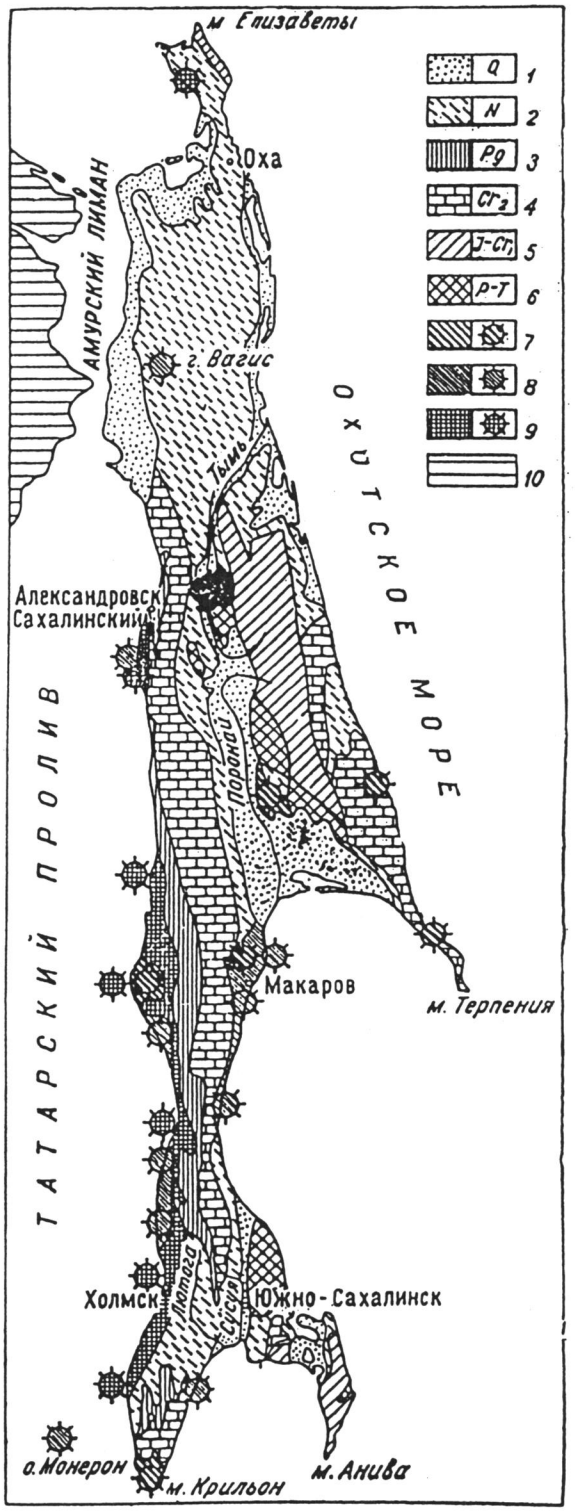



**Рис. 73.** Схема распространения олигоценовых и неогеновых вулканогенных пород и местоположение предполагаемых вулканических центров [Егоров, Ерохов, 1974]

Отложения: 1 – четвертичные, 2 – неогеновые, 3 – палеогеновые, 4 – верхнемеловые, 5 – юрско-нижнемеловые, 6 – пермо-триасовые; вулканические центры и их продукты: 7 – верхнемиоцен-плиоценовые, 8 – нижнемиоценовые, 9 – олигоценовые, 10 – материковая часть Дальнего Востока

данных посвящена специальная глава. А в этом разделе обращается внимание на литологические сведения, полученные при детальном изучении ряда разрезов в разных районах Сахалина, которые могут помочь при палеогеографических построениях.

*Источники обломочного материала.* Большинство исследователей признает существование двух источников обломочного материала при формировании кайнозойских отложений Сахалина. Один из них – это континентальная окраина Азии с ее складчатыми образованиями мезозоид, метаморфическими комплексами, большим количеством гранитных интрузий и проявлениями кайнозойского вулканизма. Другой – местный – участки внутрибассейновой, скорее всего островной суши. Размываться могли мезопалеозойские образования, которые и ныне обнажаются в разных местах территории Сахалина и представлены терригенными, вулканогенно-кремнистыми и метаморфическими комплексами. Однако, относительная роль этих двух источников в формировании кайнозойских отложений понимается неодинаково. В одних работах [Потапова, 1960; Геология..., 1970 и др.] главенствующая роль отводится континентальному (западному – северо-западному) источнику, в других – сахалинскому (восточному – северо- и юго-восточному). Доводы, приводимые В.Н.Верещагиным [Геология..., 1970] в пользу первой точки зрения, кажутся вполне убедительными.

Действительно, более или менее близкий состав и особенности песчано-алевритового обломочного материала, сохраняющиеся как в вертикальном разрезе, так и на значительных площадях даже в те моменты, когда большая часть территории Сахалина была занята морем, скорее всего связаны если и не с главенствующей ролью, то во всяком случае с постоянным и значительным влиянием на осадконакопление континентального стока. К тому же, локальные источники вряд ли могли обеспечить накопление таких мощных кайнозойских терригенных отложений Сахалина.

Большое значение для осадконакопления на Северном Сахалине (п-ов Шмидта), вероятно, имел вынос материала с континента Палеоамуром – Палеоаргунью. Возможно также, что эти две палеореки имели раздельное впадение в море (Палеоамур – южнее современного пролива Невельского), а разнос выносимого ими материала вдоль континентальной окраины в субмеридиональном направлении обеспечивал накопление мощных терригенных толщ не только на Северном Сахалине, но и в остальной его части.

Вместе с тем, вариации состава обломочного материала, прежде всего гравийно-галечного, определенно связаны с существованием местных

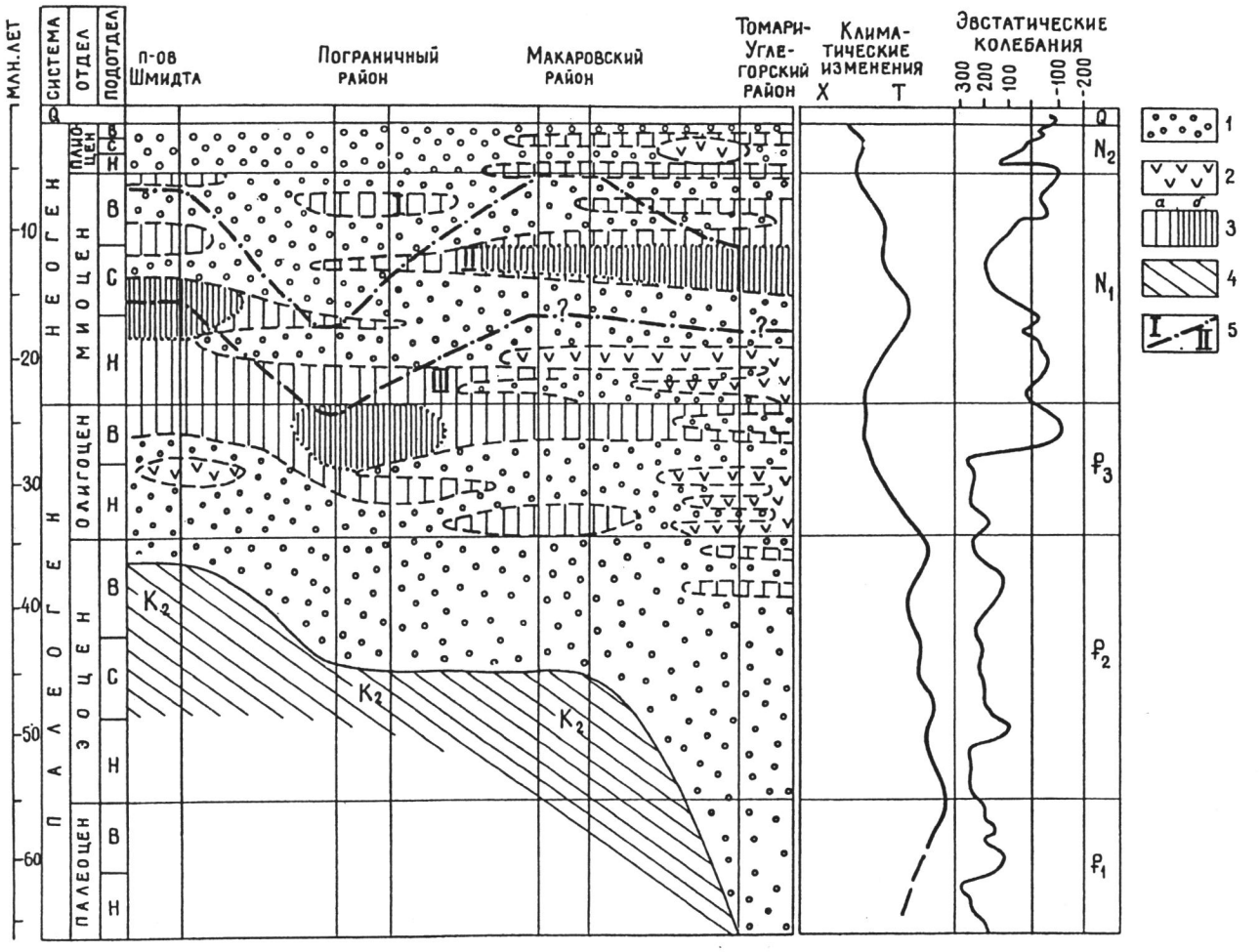



**Рис. 74.** Схема распространения основных типов осадков в кайнозое Сахалина, кривые климатических изменений [Гладенков, 2001] и эвстатических колебаний уровня океана [Vail et al., 1979]

Отложения: 1 – существенно терригенные, 2 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные, 3 – кремнистые с содержанием $SiO_2$ 25–50% (а) и более 50% (б), 4 – меловые отложения, 5 – границы минералогических зон $SiO_2$: I – опала, II – опала–CT (кристобалита), III – кварца (халцедона)

источников обломочного материала. На такую связь указывают Л.С.Жидкова и В.Н.Тодоровская [1963] при изучении состава конгломератов континентальных фаций низов палеогенового разреза. Почти мономиктовый состав рассеянного гравийно-галечного материала отдельных толщ морских палеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина также может объясняться строением локальных участков размыва [Захарова, 1973]. В конце неогена размывались не только докайнозойские образования, но и участки суши, сложенные уже сформировавшимися к этому времени кайнозойскими породами, галька которых содержится в отложениях помырской и маруямской свит. Подобные вариации состава обломочного материала не только связаны со строением различных участков территории, но и указывают на сильную дифференцированность тектонических движений на Сахалине.

Помимо собственно терригенного, другим источником обломочного материала служила синхронная и субсинхронная осадконакоплению вулканическая деятельность. В доолигоценовый этап ее влияние незначительно. Свидетельством проявления вулканической активности (с неясным положением источников) могут служить пласты почти мономинеральных каолинитовых и бентонитовых глин нижнедуйской свиты, образовавшиеся скорее всего в результате преобразования выпавших в наземных условиях вулканических пеплов. В дальнейшем влияние вулканизма на седиментацию было более ощутимым, особенно на Юго-Западном Сахалине. Наиболее распространены переотложенные продукты вулканической деятельности (различные вулканомиктовые породы). Меньшая роль принадлежит собственно вулканическим и пирокластическим образования. На севере Сахалина возможно, а на

юге очевидно участие в размыве небольших вулканических островов, сложенных эффузивами и другими продуктами, отвечающими трем фазам проявления синхронной осадконакоплению вулканической деятельности, установленным на Сахалине [Шилов, 1957]: олигоценовой (аракайская, мачигарская свиты), раннемиоценовой (чеховская свита), позднемиоценовой–плиоценовой.

Часть предполагаемых вулканических центров располагалась западнее современной береговой линии Татарского пролива, другая – на современной территории острова. Их положение показано на рисунке 73, заимствованном из работы А.Е.Егорова и С.Ф.Ерохова [1974]. В пространстве вулканогенные породы образуют протяженные линзовидные тела, в которых участки с максимальной мощностью и наиболее грубообломочными отложениями приближены к бывшим эруптивным центрам, где появляются лавы, лавобрекчии, агломератовые туфы и другие фации склонов вулканов и прилегающих к ним площадей. В более удаленных от эруптивных центров частях морского бассейна продукты их размыва (а также пирокластика, первоначально выпавшая на суше или на прибрежном мелководье), прошедшие стадию обработки в прибрежных условиях и переноса к месту отложения, становятся трудно отличимыми от продуктов размыва более древних вулканических образований.

Кроме вулканомиктового, определенную роль играет и пирокластический материал, поступавший в морской бассейн в результате воздушной транспортировки. Импульсивный характер подачи пирокластического материала из достаточно удаленных вулканов предопределял возможность отложения гомогенных пепловых прослоев в участках бассейна со спокойным гидродинамическим режимом. Другая часть пирокластического материала заносилась сюда течениями и попадала в осадки различного типа. В неспокойной гидродинамической обстановке гомогенные пепловые пласты обычно не накапливались, а пирокластический материал смешивался с другими компонентами.

Отметим, что, в общем-то, незначительная роль пирокластического материала в формировании отложений могла быть связана не только с удаленностью очагов, но и с системой господствовавших в приконтинентальной части бассейна ветров. Дальность переноса вулканических пеплов по воздуху допускает поступление пирокластического материала из вулканов, например, Сихотэ-Алиня, Японии, Курильских островов. В целом же относительное обогащение осадков пирокластическим материалом и частота встречаемости в них гомогенных пепловых прослоев совпадают с фазами усиления вулканической активности на Сахалине.

*Климат.* При палеоклиматических реконструкциях несомненно должен учитываться факт распространения во многих частях разреза первично биогенного (планктонного) кремнезема и отсутствие карбонатных биогенных накоплений. Одним из факторов, предопределявшим интенсивный расцвет диатомовой флоры (основного поставщика $SiO_2$ в осадок) и, значит, возможность накопления кремнистых осадков, видимо, служил относительно холодный и умеренный климат или влияние холодных течений. Агрессивность холодных вод по отношению к карбонатам одновременно препятствовала биогенному карбонатонакоплению.

Дополнительную информацию о климате можно получить при анализе распространения рассеянного грубообломочного материала. Рассеянная "плавающая" галька и гнезда обломочного материала, присутствие которых в тонкозернистых и пелитоморфных породах можно объяснить различными причинами (не только ледовым разносом), отмечаются в разных частях разреза. Но в мачигарской и тумской свитах, а также в средней части венгерийской свиты, в пиленгской и борской свитах в пелитоморфных и тонкозернистых осадках, слоистые текстуры которых свидетельствуют об относительно спокойных гидродинамических условиях, имеется значительная примесь плохо сортированного хаотично распределенного обломочного материала, включающего не только песчаный материал, гравий и гальку разнообразных пород, но зачастую валуны и глыбы (в венгерийской – единичные) преимущественно гранитов и метаморфических пород. Их присутствие в подобных осадках трудно объяснимо иначе, чем дальним ледовым разносом.

К этим же свитам, а также к ряду других на Юго-Восточном и Юго-Западном Сахалине приурочены многочисленные специфические образования в виде кальцитовых псевдокристаллов или их сростков. Генезис этих образований, которые в японской и, частично, русскоязычной литературе известны как геннойши, а в американской литературе как глендониты, не вполне ясен, но все-таки они, видимо, могут считаться индикаторами относительно холодноводных обстановок.

Присутствие больших количеств каолинита в континентальных фациях палеогеновых отложений Юго-Западного Сахалина при его отсутствии в морских фациях В.Б.Курносов [1973] объясняет не формированием тропических кор выветривания, а образованием каолинита в кислой среде подошвы торфяников в условиях умеренно-теплого влажного климата.

Размах климатических колебаний, устанавливаемых для кайнозоя, был недостаточным для того, чтобы привести к смене биогенного кремненакопления биогенным карбонатонакоплением. В распространении кремнистых отложений не обнаруживается прямой связи с относительными похолоданиями (рис. 74). Глобальной причиной, так или иначе связанной с климатической зональностью [Лисицин, 1966] и вызывающей интенсивный расцвет кремневого планктона в приконтинентальной части Тихого океана, включая окраинные моря, и существование Северного пояса современного биогенного кремненакопления, служит подъем в поверхностный слой глубинных океанических вод, обогащенных "биогенными элементами". Накопление того или иного типа осадков в окраинных бассейнах при интенсивном расцвете здесь кремневого фитопланктона определяется целым рядом факторов. Существенную роль играют, например, гидродинамика (придонная и циркуляция поверхностных вод), характер и удаленность примыкающей суши, интенсивность поступления терригенного (собственно обломочного и глинистого) и вулканогенного материала, батиметрия и т.д. Возможность накопления высококремнистых осадков в разных частях крупных бассейнов седиментации реализуется не строго синхронно во времени. В сумме же интервалы времени накопления высококремнистых отложений, неодинаковые в отдельных частях северо-западной окраины Тихого океана, охватывают почти весь кайнозой. На Сахалине обогащение морских отложений биогенным кремнеземом отмечается начиная с верхнеэоценовых (более древние представлены здесь континентальными, лагунными и прибрежноморскими фациями). Это обогащение осадков биогенным кремнеземом неравномерно и неодинаково для разных участков территории и разных временных отрезков, но является характерной чертой почти всего кайнозойского разреза Сахалина. Здесь тоже нет синхронности во времени накопления высококремнистых отложений. На севере они приурочены к олигоцену или нижнему миоцену, на юге – к среднему – верхнему миоцену и образуют более или менее крупные линзовидные тела в менее кремнистых образованиях (см. рис. 74).

*Физико-географические обстановки.* Континентальные отложения играют подчиненную роль в строении кайнозойских осадочных комплексов Сахалина. На Северном Сахалине они присутствуют только в самых низах мачигарской свиты, в люкаминской и в верхах помырской свиты. В Центральном и Юго-Восточном, а особенно на Юго-Западном Сахалине распространены более широко: в низах палеогенового разреза (в составе снежинкинской – нижнедуйской свит), в верхнедуйской свите, в верхах маруямской свиты. Среди пресноводных континетальных образований выделяются аллювиальные, озерные и болотные фации, характеризующиеся определенным набором структурно-текстурных признаков. Ряд особенностей вещественного состава также характерен только для континентальных образований, прежде всего, угленосность, а также сидеритовые конкреции, обилие каолинита и некоторые другие.

Полифациальные морские отложения слагают основную часть кайнозойского разреза Сахалина. Среди них присутствуют отложения лагун, в том числе опресненных, различных участков шельфа (от прибрежно-морских пляжевых до отложений внешнего шельфа и его подножия) и открытого моря. Анализ текстурных и структурных особенностей пород вместе с привлечением данных о комплексах ископаемой фауны показывает, что отложения изученных разрезов в целом формировались в пределах литорали – сублиторали – верхней батиали. Отложения разных интервалов разреза при этом накапливались в различных батиметрических и гидродинамических условиях.

На Северном Сахалине наиболее мелководными вплоть до мелководных прибрежно-морских, лагунных и пляжевых были отложения мачигарской, матитукской и помырской свит (п-ов Шмидта), люкаминской, частично уранайской и хузинской свит (Пограничный район). В западных частях Северного Сахалина мелководные морские отложения распространены более широко. Это частично дагинская и нутовская свиты (Охинский и Дагинский районы), нижняя часть разреза, а также нанивская и нутовская, вагисская и тенгинская свиты (соответсвенно Лангрийский и Энгизспальский районы).

В некоторых районах Северного Сахалина морское осадконакопление, видимо, началось раньше, чем в мачигарское время. Но в целом здесь существует единый крупный цикл морского осадконакопления, начинающийся и заканчивающийся самыми мелководными образованиями.

В наиболее полных разрезах Юго-Западного Сахалина выделяется два подобных крупных цикла морского осадконакопления, разделенных не только мелководными морскими, но и континентальными отложениями. Нижний охватывает интервал от краснопольевской свиты до невельско-чеховских образований, а верхний – от верхнедуйской свиты до верхов маруямской свиты.

Мелководные морские осадки отмечены во многих свитах, а самые глубоководные присутствуют в отдельных частях холмской и курасийской свит. Подобная ситуация наблюдается в Центральном и Юго-Восточном Сахалине, но здесь отложения нижнего цикла, вероятно, сохранились не полностью.

На фоне отмеченных крупных циклов морского осадконакопления намечаются и менее отчетливые чередования относительно мелководных и относительно глубоководных условий (циклы второго и третьего порядков). Обычно эти изменения сопровождаются и изменениями гранулометрии и общей кремнистости осадка. Но иногда отложения, образовавшиеся в сходных батиметрических и гидродинамических условиях, могут быть представлены разными типами.

Все же батиметрия и связанный с ней гидродинамический режим, как правило, служили важнейшими факторами, определявшими возможность накопления осадков, в той или иной степени обогащенных первично органогенным кремнеземом. Судя по тому, что накопление высококремнистых отложений не совпадает с эвстатическими колебаниями уровня моря (см. рис. 74), формирование относительно глубоководных впадин, где они накаливались, вероятно, связано с сильно дифференцированными тектоническими движениями в пределах самого Сахалина.

Наиболее высококремнистые и вместе с тем и самые глубоководные отложения на Северном Сахалине развиты в верхней части тумской, в пильской и в пиленгской свитах, на Юго-Западном Сахалине – в некоторых частях холмской и курасийской свит. Нижний предел глубины накопления этих отложений, формировавшихся на глубинах, превышающих возможное влияние самых сильных волнений, т.е. глубже 200 м, трудноопределим. Судя по содержащейся в них достаточно многочисленной фауне тонкостворчатых пелиципод (см. далее), обычно характерной для нижней сублиторали – верхней батиали и способной опускаться до глубин 400–600 м (отдельные представители могут встречаться и на больших глубинах), глубина накопления осадков вряд ли сильно превышала эти величины.

Отложения пильской свиты имеют некоторые особенности, указывающие на специфические черты их образования. Здесь в существенно кремнистых осадках рассеян обугленный растительный детрит, представленный остатками как наземной растительности, так и водорослей, обнаружены костный детрит и скопления скелетных остатков рыб, кости крупных позвоночных. Обломочный материал (терригенный и пирокластический) присутствует в виде незначительной рассеянной примеси. Широко распространен глауконит, образующий пластовые скопления, много аутигенного пирита, встречаются аутигенные сидерит и доломит, присутствуют горизонты желваковых и "пластовых" фосфоритов. Отложения свиты битуминозны. Существенно пелитоморфные осадки содержат редкие тонкие прослои измененных кристалло-витрокластических туфов, а также мощные пласты песчаников с подводнооползневыми деформациями и с блоками вмещающих пород. Многочисленны нептунические дайки.

Все эти особенности позволяют предполагать, что отложения свиты накапливались в относительно глубоководной впадине, расположенной в пределах шельфовой области моря (или ее края) с высокой биологической продуктивностью. Фоновое осадконакопление осуществлялось в условиях спокойной гидродинамики придонных вод с небольшой скоростью. Микротекстуры осадков свидетельствуют о существовании лишь слабых придонных течений. Большое количество разнородного вещества органического происхождения так или иначе способствовало образованию глауконита, пирита, битумов и фосфоритов. От постоянного поступления терригенного материала с относительно недалекой суши впадина, по-видимому, была отделена барьером. Большие массы песчаного материала поступали сюда в результате катастрофических выносов, вероятно, частично связанных с подводнооползневыми явлениями. Возникновение трещин, заполняемых песчаным материалом нептунических даек, могло быть связано с высокой сейсмической активностью.

Своеобразны и отложения пиленгской свиты. Во многом они напоминают пильскую свиту. Здесь тоже развиты существенно кремнистые осадки, содержащие лишь незначительную рассеянную примесь пирокластического и терригенного материала, обугленный растительный детрит, костный детрит и рыбью чешую. Сходен и комплекс аутигенных образований. Отложения свиты тоже битуминозны. Существенно пелитоморфные осадки содержат редкие тонкие прослои измененных кристалло-витрокласти-ческих туфов, но такие мощные пласты песчаников, как в пильской свите, отсутствуют. Впадина, где накапливались отложения пиленгской свиты, имела ограниченные возможности для поступления терригенного материала, который накапливался по ее периферии. Кремнистые отложения пиленгской свиты представлены более отчетливым и частым чередованием разностей с различным содержанием глинистой примеси. Такое тонкое близкое к ритмическому чередование, по-

видимому, может объясняться некоторой дифференциацией осадков либо плотностными потоками, либо слабыми придонными течениями.

Большая же часть кайнозойских отложений Сахалина, как показывает их состав, структурно-текстурные особенности и комплексы ископаемой фауны, по сравнению с отмеченными самыми глубоководными образованиями, более мелководна. Они накапливались в обстановках различных частей литорали – сублиторали и характеризуются значительной фациальной изменчивостью разного ранга.

Наиболее крупные региональные зоны фациальных переходов [Маргулис, 1974, Сальников, 1985] описаны для палеогеновых отложений Юго-Западного (Лесогорская зона) и верхнепалеогеновых – неогеновых отложений Северного Сахалина (Северо-Восточная зона). Они охватывают толщи значительного возрастного интервала, имеющие общую мощность в несколько тысяч метров. Лесогорская зона фациальных переходов выражается в сокращении мощности отложений в направлении с юга на север и в переходе относительно мелководных морских отложений в паралические угленосные и грубообломочные континентальные.

Существование Северо-Восточной зоны связывается с дельтой Палеоамура. Здесь в направлении с северо-востока на юго-запад относительно глубоководные глинисто-кремнистые отложения открытого моря замещаются относительно мелководными песчано-глинистыми, прибрежно-морскими песчанистыми и паралическими угленосными отложениями.

В целом эти два региона Сахалина, Северный и Юго-Западный, заметно отличаются друг от друга ходом геологического развития, включая процессы седиментации (Центральный и Юго-Восточный Сахалин имеют в некотором роде промежуточные особенности). В этом разделе на многие отличия уже обращалось внимание. Еще раз остановимся на некоторых характеристиках, по которым эти отличия наиболее существенны.

1. Время начала осадконакопления. На севере осадконакопление начинается несколько позже, чем на юго-западе.

2. Цикличность осадконакопления. На севере морские отложения образуют в общем-то единый крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, почти не прерываемый осадконакоплением в наземных условиях. На юго-западе выделяются два таких цикла, разделенных континентальными образованиями.

3. Стабильность осадконакопления. На севере локальные и региональные размывы, перерывы и несогласия внутри осадочного комплекса проявлены менее отчетливо и их меньше, чем на юго-западе.

4. Источники обломочного материала. На севере постоянно преобладало влияние на седиментацию континентального стока, а роль местных источников была незначительной. На юго-западе кроме континентального стока в отдельные моменты значительна роль размыва внутрибассейновых поднятий – местных (Сахалинских) источников обломочного материала.

5. Развитие континентальных и угленосных фаций. На севере распространенность континентальных отложений и масштабы проявления угленосности значительно меньше, чем на юго-западе.

6. Проявление синхронной осадконакоплению вулканической деятельности. На севере роль вулканизма и его влияние на седиментацию незначительны, а на юго-западе влияние вулканических процессов начиная с олигоцена весьма существенно.

7. Распространение относительно глубоководных кремнистых отложений. На севере морские кайнозойские отложения в целом относительно более глубоководны, чем на юго-западе. Стратиграфическая позиция кремнистых толщ в разных частях Сахалина несколько отлична. На севере наиболее глубоководные и высококремнистые отложения приурочены к олигоцену – нижнему миоцену, а на юго-западе к среднему - верхнему миоцену. В сумме же интервалы времени накопления (различные для разных районов) в той или иной степени кремнистых отложений на Сахалине охватывают почти весь кайнозой.

Некоторые из перечисленных отличий (разновременность начала осадконакопления, время формирования кремнистых и вулканогенных образований) достаточно хорошо видны на рисунке 74. Кроме того, здесь (при всей условности и схематичности изображения) можно видеть линзовидность в развитии кремнистых и вулканогенных образований. Такой характер в распространении литологических тел разного состава (и литолого-стратиграфических подразделений разного ранга), вероятно, вообще характерен для подобного типа бассейнов и, скорее всего, служит отражением различной тектонической активности разных блоков Сахалина, расположенного в подвижной переходной зоне от континента к океану.

# Глава 4
# НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

## 4.1. НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕНСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ САХАЛИНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ

Как указывалось выше, остров Сахалин и прилегающие акватории, как и весь Охотоморский регион, располагаются в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. Континентальные окраины, как известно, являются главными нефтегазоносными зонами Земли. В пределах рассматриваемого региона выделяется три крупных осадочных бассейна: Сахалино-Охотский, Сахалино-Хоккайдский и Южно-Охотский. Эти бассейны занимают большую часть Охотоморской нефтегазоносной провинции (рис. 75). Бассейны были заложены на континентальной и субконтинентальной коре и находятся на разных стадиях геологического развития.

Под осадочным (нефтегазоносным и/или потенциально нефтегазоносным) бассейном понимается область длительного устойчивого прогибания, в результате которого образовалось крупное тело осадочных пород, состав и строение которых обеспечивает автономность процессов генерации углеводородов, их аккумуляции и сохранности образовавшихся залежей. Процессы генерации углеводородов в недрах бассейна контролируются определенными температурными интервалами, отражающимися в уровне зрелости органического вещества и содержащих его пород. В России для обозначения уровня зрелости или катагенетической преобразованности используется катагенетическая шкала, градации которой соответствуют стадиям углефикации гумусовых углей. В табл. 16 приведены параметры катагенетической шкалы и связь их с зональностью нефтегазообразования.

**Таблица 16.** Шкала катагенеза и нефтегазообразования

| Подстадии катагенеза | Градации катагенеза | Марки гумусовых углей | ОС витринита | | Tmax пиролиза | Зоны газонефтеобразования |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $R^a$,% | $R^o$,% | | |
| прото- | $ПК_1$ | $Б_1$ | 5,5–6,0 | 0,25–0,3 | | |
| ката- | $ПК_2$ | $Б_2$ | 6,0–6,5 | 0,3–0,4 | | верхний газ |
| генез | $ПК_3$ | $Б_3$ | 6,5–7,0 | 0,4–0,5 | | |
| | | | | 0.5 | 435 | |
| | $МК_1$ | Д | 7,0–7,6 | 0,51–0,65 | | главная зона ГЗН |
| мезо- | $МК_2$ | Г | 7,7–8,2 | 0,65–0,85 | | нефтеобра- «нефтяное |
| ката- | $МК_3$ | Ж | 8,3–9,0 | 0,85–1,15 | 455 | зования окно» |
| генез | | | | | 460 | |
| | $МК_4$ | К | 9,3–9,8 | 1,16–1,55 | | главная зона ГЗГ |
| | $МК_5$ | ОС | 9,9–10,7 | 1,56–2,0 | 490 | газообразования |
| апо- | $АК_1$ | Т | 10,7–11,5 | 2,0–2,50 | | |
| ката- | $АК_2$ | ПА | 11,6–13,0 | 2,50–3,50 | | |
| генез | $АК_3$ | А | | 3,50–11,0 | | |

Выделенные бассейны представляют собой обширные тектонические депрессии, значительные части которых охватывают Сахалин и его шельф. Это Северо-Сахалинский, Южно-Сахалинский и Западно-Сахалинский суббассейны, являющиеся крупными элементами соответственно Сахалино-Охотского, Южно-Охотского и Сахалино-Хоккайдского бассейнов. Эти бассейны и суббассейны в следующих разделах будут объектами специального рассмотрения на предмет их нефтегазоносности.

Ниже дается краткая общая характеристика выделенных бассейнов.




**Рис. 75.** Нефтегазоносные бассейны Охотоморской провинции

I – Сахалино-Охотский бассейн, Ia – Северо-Сахалинский суббассейн, II – Сахалино-Хоккайдский бассейн, IIa – Западно-Сахалинский суббассейн, III – Южно-Охотский бассейн, IIIa – Южно-Сахалинский суббассейн, IV – Охотско-Камчатский бассейн. Заштрихованы суббассейны в пределах Сахалинской складчатой области.

### 4.1.1. Сахалино-Охотский бассейн

Это – единственный пока в регионе промышленно нефтегазоносный бассейн; площадь его – 250 тыс. км$^2$. Он подразделяется на два суббассейна: Северо-Сахалинский, охватывающий Северный Сахалин и прилегающий шельф, и Дерюгинский, полностью расположенный в Охотском море и в основном – за пределами шельфа. На востоке бассейн отделен от Южно-Охотского бассейна возвышенностями Академии Наук и Института Океанологии, западная его граница совпадает примерно с восточным побережьем Амурского лимана и восточной границей выходов верхнего мела, затем переходит на Восточный Сахалин, огибая с севера выходы докайнозойских образований Восточно-Сахалинских гор. Бассейн представляет собой серию впадин и прогибов, разделенных относительно приподнятыми участками, толщина осадочного выполнения изменяется от 1 до 10 км.

Бассейн сложен кайнозойскими, преимущественно олигоцен-неогеновыми отложениями; в отдельных впадинах присутствуют образования эоцена. Фундамент бассейна – гетерогенный; в основном это мезозойские вулканогенные и терригенные образования. В некоторых районах породы верхнего мела по уровню преобразований не вышли из зоны среднего мезокатагенеза, и включаются в тело осадочного бассейна; они могут в таких случаях представлять интерес с точки зрения как нефтегазообразования, так и нефтегазонакопления.

Кайнозойские осадочные образования бассейна подразделяются на шесть структурно-стратиграфических комплексов.

Нижний – мачигарский (в основном олигоцен), распространенный локально, видимо, в грабенах; он представляет собой базальную песчано-глинистую толщу со значительной долей грубого материала, максимальной мощностью до 600 м. В юго-западной части бассейна (Пограничный, Лунский и Катангли-Дагинский районы) нижний комплекс (более 1000 м) включает также эоценовые образования люкаминской свиты, также представленной переслаивающимися глинисто-песчаными породами в основании с конгломератами и прослоями углей, мощностью до 800 м.

Даехуреинский комплекс (верхняя часть олигоцена) представлен относительно глубоководными кремнисто-глинистыми образованиями, регионально распространенными в бассейне, мощностью до 600 м. В Пограничном районе он сложен преимущественно силицитами и глинисто-кремнистыми породами – пиленгская свита, максимальная мощность которой до 1150 м.

Уйнинско-дагинский (нижний–средний миоцен) комплекс, максимальной мощностью до 3500 м, представлен песчано-глинистыми в основном регрессивными и дельтовыми сериями, в

средней части отмечены маломощные прослои углей. Большую роль в распределении фаций и мощностей играла дельта Палео-Амура, в западной части бассейна влияние ее проявилось наиболее заметно.

Окобыкайско-нижненутовский (средний–верхний миоцен) песчано-глинистый комплекс имеет максимальную мощность (до 5,5 км), с ним связана основная нефтегазоносность Северного Сахалина. Доля песчаного материала увеличивается в западном направлении, где также четко прослеживаются дельтовые серии Палео-Амура. В восточном направлении происходит смена мелководно-морских отложений на нормально-морские, увеличение глинистости и смещение максимума прогибания.

Верхненутовский и помырский комплексы (плиоцен-четвертичного возраста) имеют существенно песчаный состав. Максимальная мощность развития комплекса на северо-западном шельфе – до 4,5 км. Область развития максимальной мощности каждого из них с омоложением смещается в восточном направлении.

*Нефтегазоносность*. Промышленно нефтегазоносным является пока только Северо-Сахалинский суббассейн, включающий Северный Сахалин и прилегающий шельф. В пределах этого суббассейна открыто 66 месторождений нефти и газа. Первое (Охинское) месторождение нефти на Сахалине начало разрабатываться в 1923 г. За это время к 1996 г. на острове добыто 100 млн. т нефти. Сейчас на острове ежегодно добывается около 1,7 млн. т нефти и около 1,6 млрд. $м^3$ газа. Продукция поступает по нефтегазопроводам в г. Комсомольск-на-Амуре (Хабаровский край). Интенсивные сейсморазведочные работы на шельфе Северного Сахалина начаты в 1975 г., глубокое бурение – в 1977 г. Тогда же первой скважиной было открыто морское месторождение Одопту-море. Большая часть месторождений, в том числе все крупные и средние по величине запасов, расположены в северо-восточной части острова и прилегающего шельфа: крупные Аркутун-Дагинское, Лунское, Пильтун-Астохское, Одопту-море и Чайво, средние – Восточное-Эхаби, Эхаби, им. Р.С.Мирзоева, Монги, Киринское, Сабо и Оха (рис. 76).

Все крупные месторождения, вместе с большой частью мелких, концентрируются вокруг двух основных очагов нефтегазообразования: Пильтун-Чайвинского и Байкало-Поморского. Последний отличается более высокой долей гумусового ОВ в нутовско-окобыкайских и дагинских отложениях.

Подавляющее большинство месторождений – многопластовые. Число продуктивных пластов на некоторых месторождениях достигает 20 и более. Залежи – пластовые сводовые, тектонически, литологически и стратиграфически экранированные.

Все месторождения и перспективные структуры группируются в нефтегазоносные зоны (НГЗ) и возможно нефтегазоносные зоны (ВНГЗ), представляющие собой единые системы по условиям генерации и аккумуляции углеводородов. Промышленные месторождения нефти и газа установлены в 13 зонах: Эспенбергской, Лангрыйской, Астрахановской, Волчинско-Сабинской, Охинско-Эхабинской, Одоптинской, Гыргыланьинской, Паромайско-Чайвинской, Западно-Дагинской, Ныйской, Нышско-Тымовской и Пограничной [Геология и разработка…, 1997].

На Северном Сахалине и шельфе открыты месторождения различных классов по фазовому состоянию УВ: нефтяные, газонефтяные, нефтегазовые, газовые, газоконденсатнонефтяные, нефтегазоконденсатные и газоконденсатные. Наиболее многочисленным является класс газонефтяных месторождений, затем классы однородных по составу месторождений нефтяных и газовых, и класс месторождений смешанных по составу УВ: газоконденсатнонефтяных, нефтегазоконденсатных и газоконденсатных. Фазовый состав УВ подчеркивает различие северного (Охино-Эхабинского) и южного (Даги-Катанглийского) районов. Содержание газа в углеводородных ресурсах северного района меняется от 20 до 50%, в южном оно составляет около 70%. Автономность дагинского комплекса способствует значительному содержанию на юге области конденсата (до 10%), тогда как на севере его содержание не превышает 2% от общих запасов УВ.

В разрезе кайнозойских отложений выделяется три промышленно-нефтегазовых комплекса (НГК): нутовско-окобыкайский (средний миоцен, $N_2^1 - N_1^{2-3}$), дагинско-уйнинский (средний-нижний миоцен, $N_1^{1-2}$) и даехуреинский (верхний олигоцен, $P_3$). В отложениях нутовско-окобыкайского НГК сосредоточено 61 % нефти и 54 % газа, дагинско-уйнинского 35 % нефти 46 % газа. По глубинам залегания ресурсы сосредоточены неравномерно: на глубины до 1 км приходится 39,0% нефти и 13 % газа, от 1 до 2 км – 44 и 50 %, 2–3 км – 12 и 21 %, 3–4 км – 5 и 14 %, 4–5 км – 2 % газа. Глубины залегания продуктивных пластов меняются от выхода на поверхность до 4,8 км (газоконденсатные залежи в дагинской свите Усть-Эвайского месторождения), однако

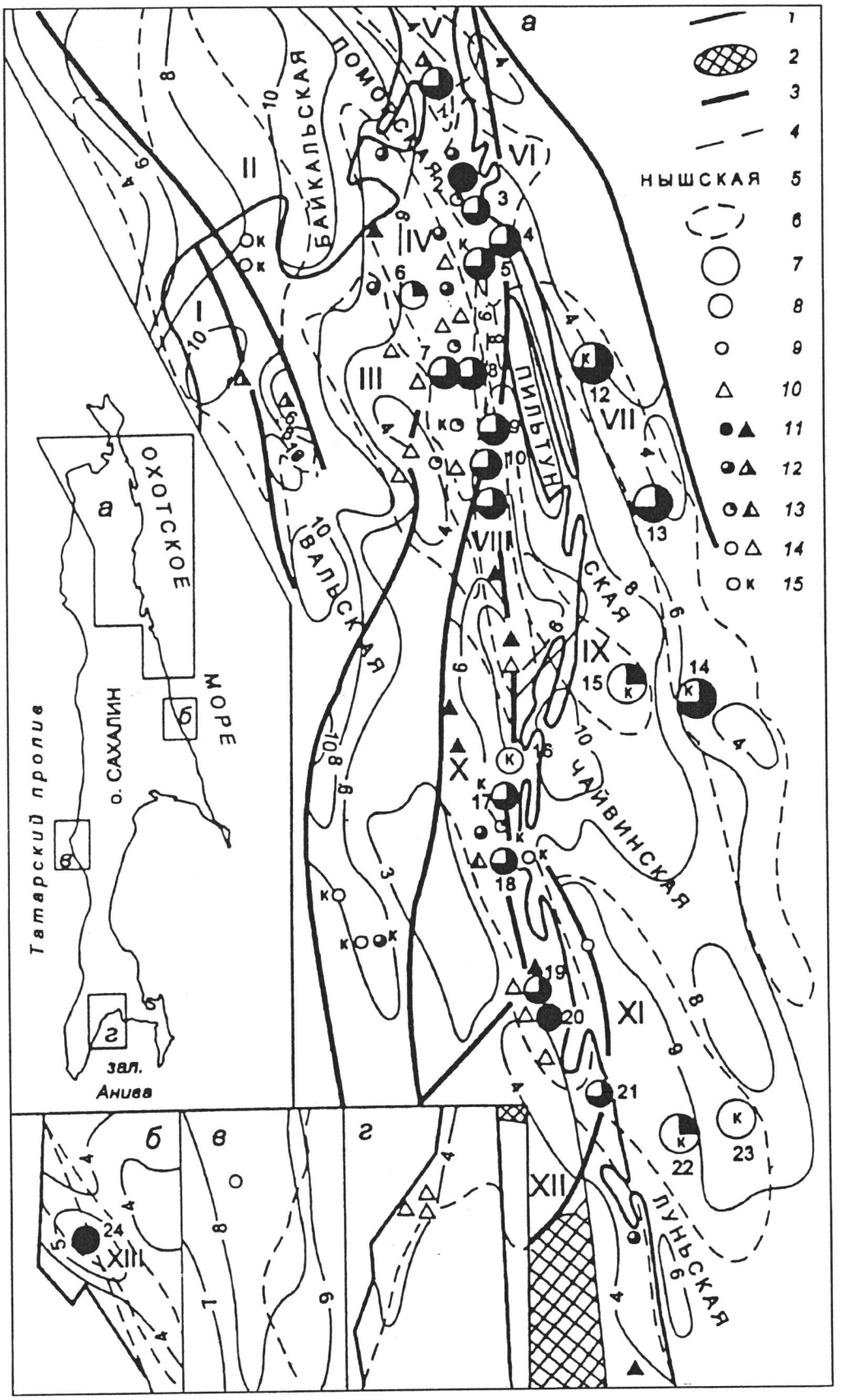



**Рис. 76.** Схема размещения месторождений нефти и газа [Коблов, 1997]

1 – береговая линия; 2 – выходы фундамента на поверхность; 3 – региональные разрывы; 4 – глубина залегания фундамента, км; 5 – синклинальные зоны – основные очаги нефтегазообразования; 6 – зоны или группы зон нефтегазонакопления с доказанной нефтегазоносностью; I – Лангрыйская, II – Астрахановская, III – Гыргыланьи-Глухарская, IV – Волчинско-Сабинская, V – Эспенбергская, VI – Охино-Эхабинская, VII – Одоптинская, VIII – Паромайская, IX – Чайвинская, X – Восточно-Дагинская, XI – Ныйская, XII – Конгинская, XIII – Пограничная. 7–10 – месторождения нефти и газа по величине геологических запасов (млн т.у.т.): *7 – крупные* (более 100): 12 – Одопту–море, 13 – Пильтун-Астохское, 14 – Аркутун-Дагинское, 15 – Чайво, 22 – Лунское, 2 3 – Киринское, *8 – относительно крупные* (10–100): 1 – Колендо, 2 – Оха, 3 – Эхаби, 4 – Восточное Эхаби, 5 – Тунгор, 6 – Волчинка, 7 – Западное Сабо, 8 – Сабо, 9 – Кыдыланьи, 10 – Мухто, 11 – Паромай, 16 – Усть-Эвай, 17 – им. Р.С. Мирзоева, 18 – Монги, 19 – Уйглекуты, 20 – Катангли, 21 – Набиль, 24 – Окружное: *9 – мелкие* (1–10); *10 – очень мелкие* (менее 1); 11–15 – типы месторождений по фазовому составу: 11 – нефтяные, 12 – газонефтяные, 13 – нефтегазовые, 14 – газовые, 15 – газоконденсатные.

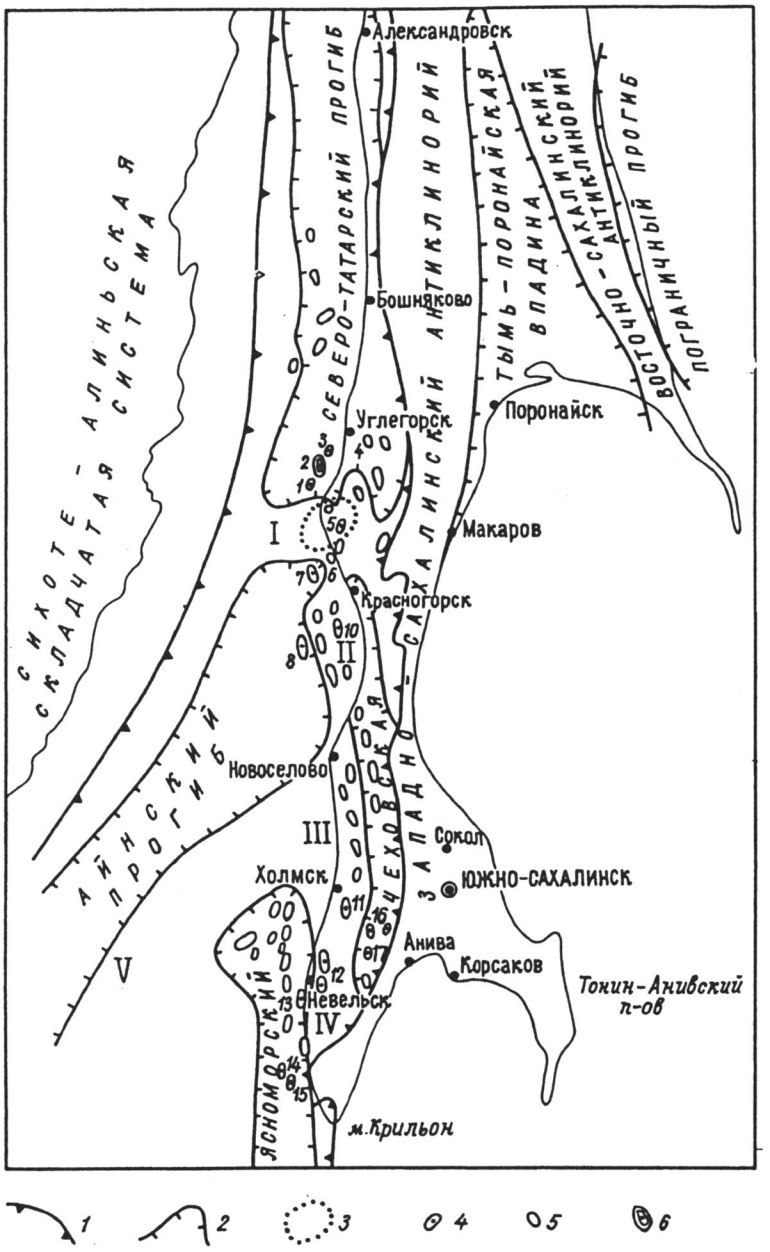



**Рис. 77.** Схематическая карта основных структурных элементов Западно-Сахалинского суббассейна прилегающих территорий

1 – границы бассейна; 2 – границы прогибов и впадин внутри бассейна; поднятия: I – Ломанонское, II – Красногорское, III – Холмское, IV – Крильонское, V – Центрально-Татарское; 3 – границы Ломанонской наложенной впадины; 4 – антиклинальные структуры, на которых проводилось глубокое бурение: 1 – Надеждинская, 2 – Изельметьевская, 3 – Гавриловская, 4 – Углегорская, 5 – Красногорская, 6 – Угловское море, 7 – Красногорск-море, 8 – Старомаяченская, 9 – Лопатинская, 10 – Ильинская, 11 – Большехолмская, 12 – Южно-Невельская, 13 – Шебунинская, 14 – Кузнецовская, 15 – Виндисская, 16 – Ковранская, 17 – Тарасовская, 18 – Приточная; 5 – антиклинальные структуры, подготовленные к бурению; 6 – Изельметьевское газовое месторождение

большинство выявленных залежей располагается на глубинах до 2,5 км. Подавляющая часть запасов нефти (95%) и газа (80%) на суше и все запасы на шельфе приурочены к глубинам до 3 км [Коблов, 1997].

Глубины залегания залежей для северного (Охино-Эхабинского) и южного (Даги-Катанглийского) районов разнятся. В северном районе более 70% всех запасов, несмотря на разную стратиграфическую приуроченность, сосредоточено на глубинах до 2 км. Концентрация ресурсов по глубине определена в основном благоприятными физическими свойствами пород. Отсутствие региональных покрышек приводит к проницаемости всего кайнозойского разреза и к «сквозной» миграции УВ. Подругому выглядит распределение запасов УВ по глубине в южном районе. Здесь все месторождения сосредоточены под субрегиональной окобыкайской покрышкой и залежи меняют свою глубину согласно погружению подстилающих ее дагинских песчаников. В целом концентрация запасов сдвигается на глубины более 2 км.

Начальные извлекаемые ресурсы в шельфовой зоне на глубинах залегания до 3 км составляют в отложениях нутовско-окобыкайского НГК 99,5% нефти и 48 % газа, а дагинско-уйнинского – 0,4 % нефти и 52 % газа. Для шельфовой зоны характерно неравномерное распределение начальных и прогнозных запасов по глубинам залегания характерно для шельфовой зоны. Так, на глубины до 2 км приходится 83,5 % нефти и 34,5 % газа, 2–2,5 км – 14% и 29 %, 2,5–3 км – 0,5% и 14,8 % [Коблов, 1997].

### 4.1.2. Сахалино-Хоккайдский бассейн

Бассейн охватывает территорию Западного Сахалина, Татарский пролив и северную часть глубоководной котловины Японского моря, а также северо-западную часть о. Хоккайдо. На западе бассейн ограничен Сихотэ-Алиньской складчатой системой и вулканическим поясом, на востоке – Западно-Сахалинским антиклинорием. Протяженность бассейна – 1200 км, ширина изменяется в пределах 450–1200 км. Основу структуры бассейна составляют крупный Исика-

ри-Западно-Сахалинский прогиб, объединяющий два одноименных прогиба (синклинория), выделяющихся в качестве самостоятельных суббассейнов: Исикари и Западно-Сахалинского. Последний и является объектом рассмотрения. Большая часть прогиба располагается в акватории, только самая восточная его часть выходит на сушу. Восточная (островная) часть прогиба представляет собой моноклиналь, осложненную поднятиями, впадинами и прогибами меньшего ранга. С севера на юг выделяются Красногорское, Холмское и Крильонское поднятия, Чеховский и Ясноморский прогибы. В пределах акватории Татарского пролива одноранговыми структурами являются Северо-Татарский, Центрально-Татарский (Айнский) и Южно-Татарский прогибы, разделенные поднятиями: Ламанонским, Центрально-Татарским (рис. 77).

Исикари-Западно-Сахалинский прогиб имеет асимметричное строение: крутой восточный борт и пологий западный (рис. 78). Фундамент бассейна мезозойский, сложен триас-юрскими и нижнемеловыми метаморфическими кремнисто-вулканогенно-терригенными породами. Для пород фундамента характерна интенсивная дислоцированность.

Осадочный чехол сложен мощной (до 8–12 км) вулканогенно-осадочной толщей, подразделяемой на четыре крупных структурно-стратиграфических комплекса: верхнемеловой, палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоцен-четвертичный.

Верхнемеловой структурно-стратиграфический комплекс образован мощной толщей глинисто-терригенных и осадочно-вулканогенных пород. Комплекс выведен на дневную поверхность в Западно-Сахалинских горах и вскрывается в некоторых глубоких скважинах (Больше-Холмская, Кавранская и Лопатинская площади). В отдельных участках бассейна верхнемеловые отложения достаточно высоко преобразованы (выше уровня мезокатагенеза) и не входят в тело бассейна.

Палеоцен-эоценовый структурно-стратиграфический комплекс залегает на нижележащих отложениях на большей части площади бассейна с размывом. Он сложен терригенными породами (снежинкинская, краснопольевская и такарадайская свиты), максимальная мощность составляет 3,9 км, комплекс имеет молассоидное строение. На присахалинском шельфе он распространен, видимо, неповсеместно, в Северо-Татарском прогибе он выполняет грабенообразные впадины (рис. 78).

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс, ограниченный сверху и снизу в ряде мест поверхностями размывов, включает в себя мощную (до 3 км) толщу вулканогенно-осадочных пород (аракайская, холмская, невельская и верхнедуйская свиты). Максимальная мощность (до 4 км) отмечена в юго-западной части острова (Чеховский прогиб). В акваториальной части бассейна комплекс распространен повсеместно, он слагает основной объем нижней части осадочного чехла.

Среднемиоцен-четвертичный структурно-стратиграфический комплекс, в некоторых районах отделенный от нижележащих отложений поверхностью размыва, представлен мощной (до 4,5 км) песчано-кремнисто-глинистой толщей (курасийская и маруямская свиты). В отличие от предыдущего комплекса, максимальные мощности отмечаются в более северных районах (Ломанонская впадина).

Мощность осадочного чехла в разных частях бассейна резко меняется. Во впадинах в отдельных случаях она достигает 10–12 км, в среднем 6–7 км. Четкое разделение фундамента и чехла (выполнения) бассейна провести сложно. Верхнемеловые терригенные образования почти всюду несогласно перекрываются кайнозойскими толщами, хотя установлены разрезы с залеганием меловых и кайнозойских отложений без видимого перерыва в осадконакоплении (район г.Углегорска). Схематический обобщенный разрез бассейна приведен на рис. 79.

*Характеристика нефтегазопроявлений.* В Сахалино-Хоккайдском бассейне отмечены многочисленные нефте- и газопроявления, а также полупромышленные притоки УВ флюидов.

Верхний мел. Из отложений красноярковской свиты на Большехолмской структуре (1670–1678 м) был получен фонтанный приток сухого газа до 5 тыс. $м^3$ в сутки, а также притоки высокоминерализованных вод с пленками нефти с более глубоких интервалов разреза.

Палеоген. На Южно-Невельской структуре из отложений нижнедуйской свиты получены притоки высокоминерализованной воды с парафинистой нефтью до 60 л в сутки. Нефть легкая, малосернистая. На Шебунинской структуре из тех же отложений была получена также высокопарафинистая нефть, но тяжелая. Очевидно, эти высокопарафинистые нефти генетически связаны с ОВ угленосной нижнедуйской свиты.

Неоген. На Кавранской площади из холмско-невельских отложений был получен приток тяжелой нефти (0,95 г/$см^3$). На Угловской площади из отложений маруямской свиты были получены небольшие притоки нефти из разных интервалов.

На Изельметьевской структуре на шельфе Татарского прогиба получены промышленные при-

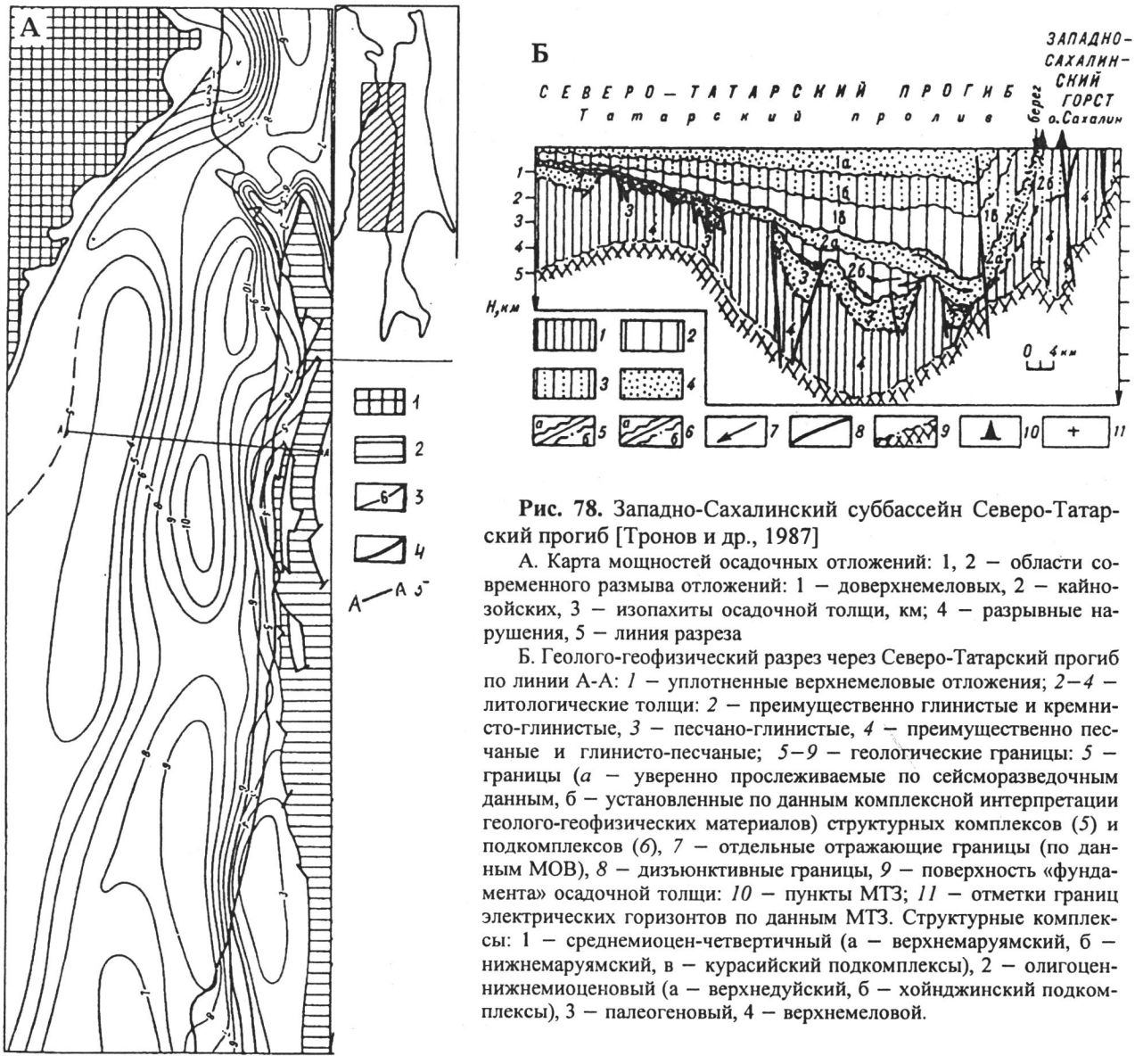



**Рис. 78.** Западно-Сахалинский суббассейн Северо-Татарский прогиб [Тронов и др., 1987]

А. Карта мощностей осадочных отложений: 1, 2 – области современного размыва отложений: 1 – доверхнемеловых, 2 – кайнозойских, 3 – изопахиты осадочной толщи, км; 4 – разрывные нарушения, 5 – линия разреза

Б. Геолого-геофизический разрез через Северо-Татарский прогиб по линии А-А: *1* – уплотненные верхнемеловые отложения; *2–4* – литологические толщи: *2* – преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые, *3* – песчано-глинистые, *4* – преимущественно песчаные и глинисто-песчаные; *5–9* – геологические границы: *5* – границы (*а* – уверенно прослеживаемые по сейсморазведочным данным, б – установленные по данным комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов) структурных комплексов (*5*) и подкомплексов (*6*), *7* – отдельные отражающие границы (по данным МОВ), *8* – дизъюнктивные границы, *9* – поверхность «фундамента» осадочной толщи: *10* – пункты МТЗ; *11* – отметки границ электрических горизонтов по данным МТЗ. Структурные комплексы: 1 – среднемиоцен-четвертичный (а – верхнемаруямский, б – нижнемаруямский, в – курасийский подкомплексы), 2 – олигоцен-нижнемиоценовый (а – верхнедуйский, б – хойнджинский подкомплексы), 3 – палеогеновый, 4 – верхнемеловой.

токи газа из пяти интервалов маруямской свиты и незначительные притоки нефти (2,6 м$^3$ в сутки с гл. 1972–2013 м) (рис. 76). Газ метановый ($CH_4$ – 95,5 %). Нефть имеет среднюю плотность – 0,874 г/см$^3$, малосмолистая и малосернистая, с невысоким содержанием парафина (до 1,5 %).

Несколько мелких месторождений нефти известно на юге бассейна в прогибе Иссикари на о. Хоккайдо.

Таким образом, присутствие на Западном Сахалине флюидов разного фазового состояния и состава, генетически связанных с разновозрастными комплексами, подчеркивает перспективность на нефть всех трех комплексов: верхнемелового, палеогенового и, главным образом, верхненеогенового.

### 4.1.3. Южно-Охотский бассейн

Бассейн занимает площадь 270 тыс. км$^2$ и охватывает южную и юго-восточную часть Охотского моря, центральная его часть приурочена к Курильской глубоководной котловине. В состав бассейна входят так же акватории сахалинских заливов Терпения и Анива и связанные с ними депрессионные зоны на острове: Тымь – Поронайская (Терпения) и Анивская (Айская), объединяемые в Южно-Сахалинский суббассейн. Замыкание бассейна на востоке в пределах южной Камчатки выражено Голыгинской впадиной.

Границами бассейна на юге являются Большекурильская островная дуга, на севере – сводовое поднятие Охотоморской складчатой систе-

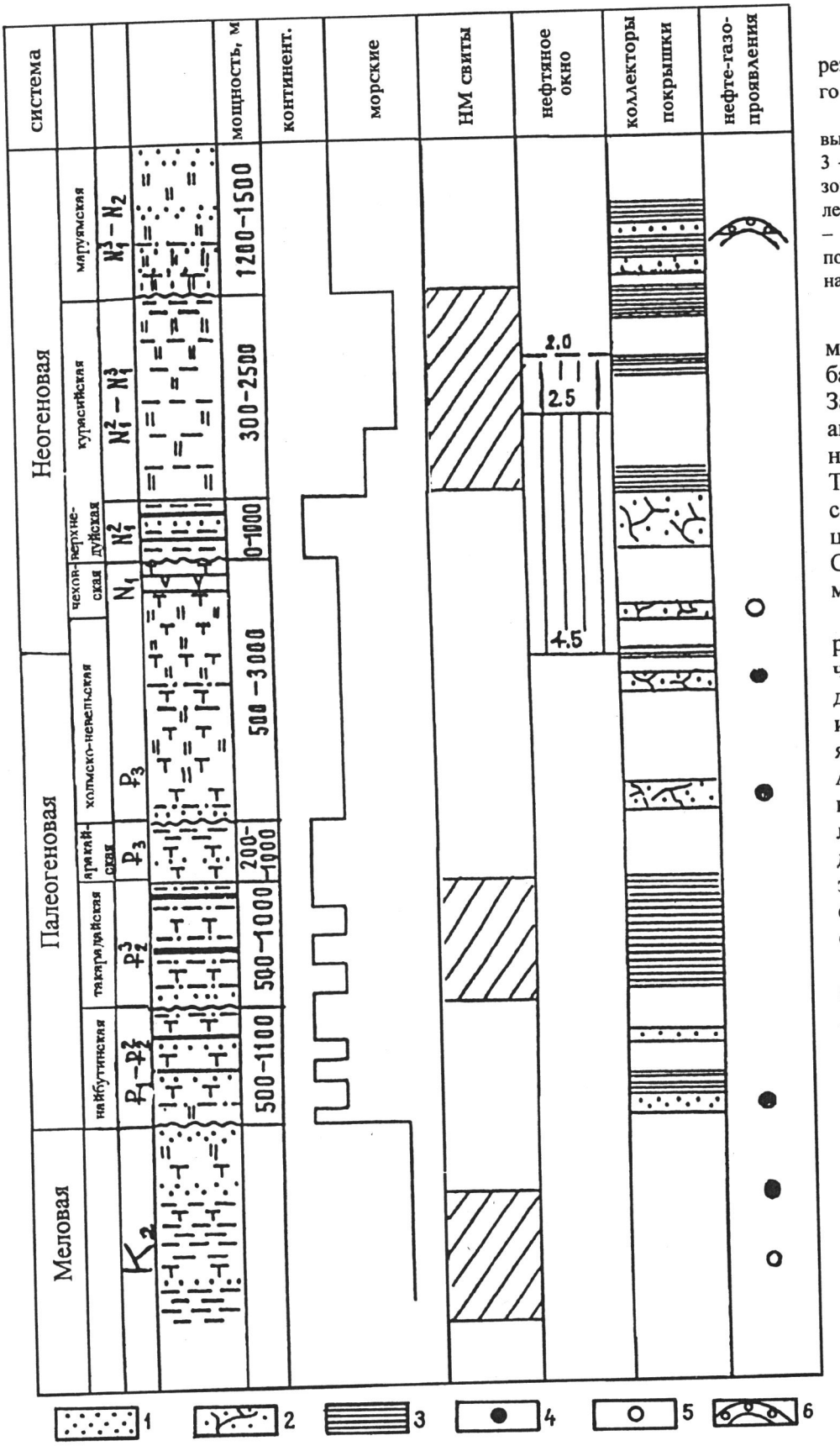



**Рис. 79.** Сводный разрез Западно-Сахалинского суббассейна

Коллекторы: 1 – поровые, 2 – трещинно-поровые. 3 – флюидоупоры. Нефтегазоносность: 4 – нефтепроявления, 5 – газопроявления, 6 – газовые залежи; 2,0–4,5 – положение «нефтяного окна» в км.

мы. На западе граница бассейна проходит вдоль Западно-Сахалинского антиклинория, частично надвинутого на прогиб Терпения (рис. 80). На северо-западе – границей служит Восточно-Сахалинский массив метаморфитов.

Нефтепоисковые работы в сахалинской части бассейна проводились в Поронайской и Анивской депрессиях, объединяемых в Анивско-Поронайскую нефтегазоносную область. Обе указанные депрессии характеризуются значительным сходством стратиграфического разреза.

Складчатое основание области представлено палеозойскими метаморфитами и вулканогенными породами юры и мела. В отдельных участках меловые осадочные образования включены в разрез бассейна. Осадочный чехол сложен кайнозойскими образованиями, подразделенными на два структурно-стратиграфических комплекса: нижний – в основном олигоцен-нижнемио-ценовый и верхний – нижнемиоцен-плиоценовый. Наи-

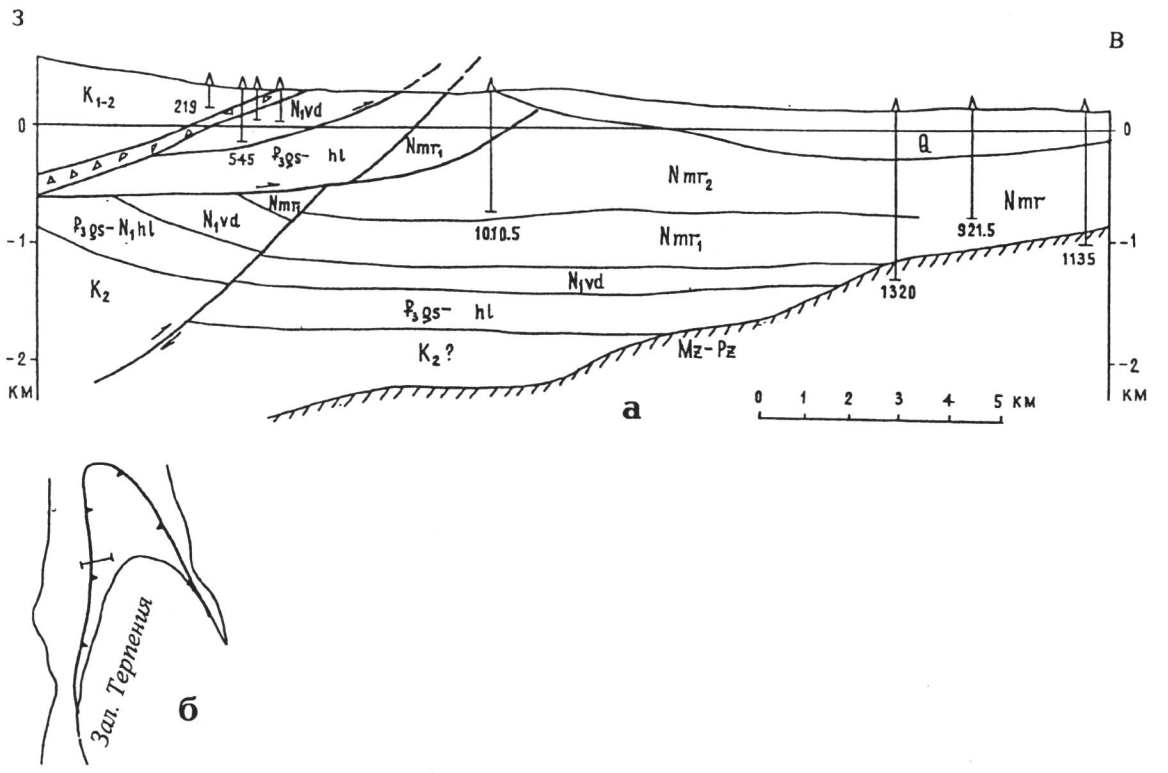



**Рис. 80.** Характер строения западного борта прогиба Терпения (а – Южно-Сахалинский суббассейн; б – положение профиля)

большая их мощность (до 5 км) приурочена к Курильской котловине (рис. 81).

Нижний комплекс сложен главным образом морскими вулканогенно-осадочными образованиями (гастелловская, холмская, чеховская свиты), но в отдельных впадинах присутствуют более древние, преимущественно континентальные породы эоцена. Наибольшая мощность (до 2-2,5 км) комплексов отмечается в западных краевых частях Анивского и Поронайского прогибов. Верхний структурно-стратиграфический комплекс имеет раннемиоценовый-плиоценовый возраст. Он часто в основании имеет следы размыва. В низах разреза распространена угленосная континентальная толща–верхнедуйская свита (мощностью до 800 м). Выше с размывом залегает алевролито-кремнисто-глинистая курасийская свита с диатомитами (до 1100 м). В Анивской зоне в этой толще распространены туфы. Венчает разрез толща песчаников, гравелитов, глин с прослоями диатомитов и туфодиатомитов – маруямская свита. Мощность комплекса до 2,8 км.

*Нефтегазопроявления.* В пределах области известны многочисленные нефте- и газопроявления в скважинах. В Анивском прогибе открыто три мелких газовых месторождения: Южно-Луговское, Золоторыбинское и Восточно-Луговское; продуктивны отложения маруямской свиты. Непромышленные притоки газа также были получены при испытании на Луговской, Зеленодольской и Лозинской структурах (рис. 82). Газ преимущественно метановый ($CH_4$ – около 92%), с незначительным содержанием углекислого газа и тяжелых УВ.

Две параметрические скважины в акватории Анивского залива – Петровская и Новиковская – вскрыли разрез кайнозойских и меловых отложений без признаков нефти и /или газа.

В пределах Поронайского прогиба поверхностные нефте- и газопроявления отмечены во всех стратиграфических подразделениях. В Макаровском районе известны грязевые вулканы, периодически выбрасывающие глинистую массу, насыщенную углеводородными газами. В процессе бурения и испытания скважин отмечались пленки нефти, повышенная газонасыщенность пластовых вод, газопроявления. Все перечисленные выше характеристики бассейна – значительная мощность осадочного чехла, многочисленные нефте- и газопроявления, наличие мелких месторождений газа свидетельствуют в целом о его перспективности в отношении углеводородного сырья.

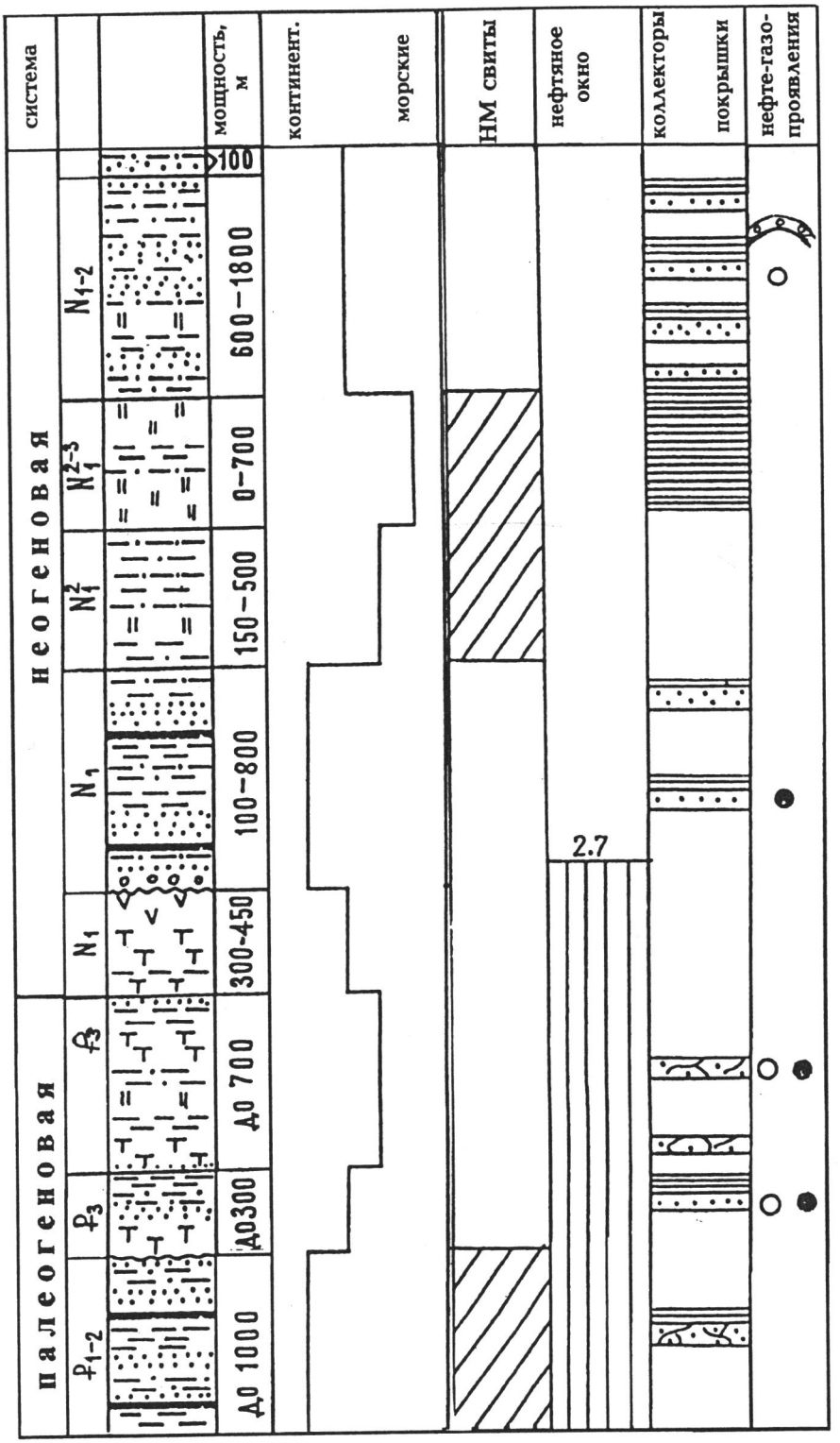



**Рис. 81.** Сводный разрез Южно-Сахалинского суббассейна. Условные обозначения на рис. 79.

## 4.2. УСЛОВИЯ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Нефтегазообразование – сложная совокупность длительно протекающих процессов. Их результаты запечатлены в некоторых толщах, выделяемых как нефтегазоматеринские свиты. Они отличаются характером распределения органического вещества, его качественными и количественными характеристиками, уровнем его катагенетической преобразованности. Поскольку выделенные бассейны и суббассейны отличаются по составу и строению осадочного выполнения, а аналитический материал распределен неравномерно, то геохимическая характеристика осадочных толщ будет приведена последовательно для каждого бассейна отдельно, оценка же нефтематеринского потенциала дается по возрасту свит для Сахалина в целом.

Отложения меловой системы не являются объектами нашего рассмотрения, но они непосредственно подстилают кайнозойские образования, являясь фундаментом бассейнов или частично входят в состав бассейновых комплексов. Поэтому рассмотрение условий нефтегазообразования в кайнозойских бассейнах Сахалина представляется невозможным без упоминания о верхнемеловых образованиях. Они сложены

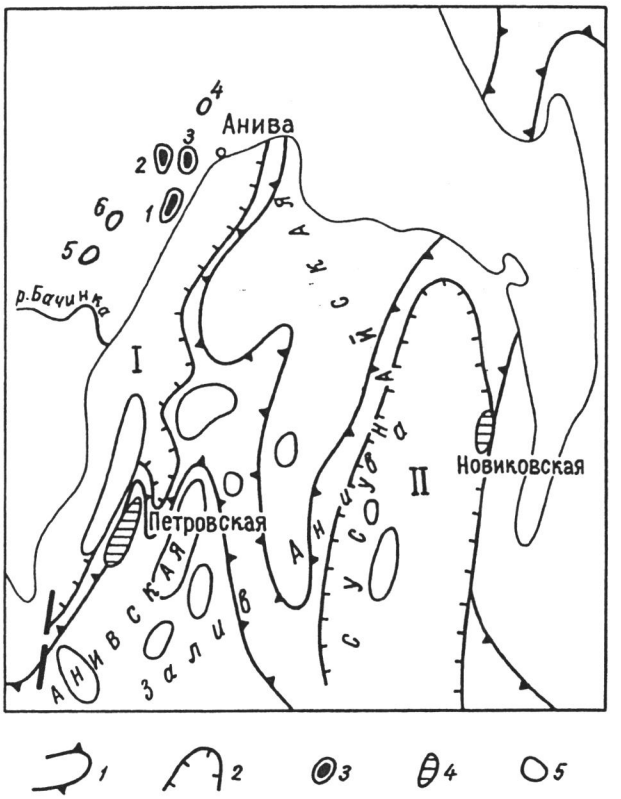



**Рис. 82.** Структурная схема южной части Южно-Сахалинского суббасссейна

1 – антиклинальные зоны; 2 – синклинальные зоны: I – Анивская, II – Восточно-Анивская; 3 – газовые месторождения: *1* – Восточно-Луговское, *2* – Южно-Луговское, *3* – Золоторыбное, 4 – площади, на которых проводилось бурение в акватории Анивского залива; 5 – антиклинальные структуры, установленные сейсморазведкой: *4* – Луговская, *5* – Зеленодольская, *6* – Лозинская.

терригенными песчано-глинистыми породами, иногда с примесью вулканогенного материала. Степень их катагенетической преобразованности редко превышает уровень мезокатагенеза, так что они также представляют интерес с точки зрения нефтегазообразования. Они обнажаются в обрамлении бассейнов, реже вскрыты глубокими скважинами.

### 4.2.1. Геохимическая характеристика осадочных образований Северо-Сахалинский суббассейн

*Меловые отложения.* Отложения мела обнажаются в юго-западном обрамлении бассейна и на полуострове Шмидта. Терригенно-глинистые породы тойской свиты полуострова Шмидта характеризуются повышенными концентрациями $C_{орг}$ (>1%), степень преобразованности их достаточно велика (>$МК_3$). Залегающие значительно выше по разрезу песчаники с прослоями углей славянской свиты, содержат гумусовое ОВ; степень преобразования которого отвечает газовожирным углям ($R^o$=0,8–1%). В пределах западной части Северного Сахалина верхнемеловые отложения содержат 18 угольных пластов рабочей мощности, марок Г-Ж ($R^o$=0,8–1%).

В скважинах в районе г. Оха вскрыты верхнемеловые образования как эффузивные, так и терригенные. Толща сероцветных алевролитов содержит $C_{орг}$ – 0,8–0,9 %. Меловые отложения изучены явно недостаточно. На основе имеющихся данных они могут рассматриваться как газоматеринские, с различной степенью реализованности газоматеринского потенциала.

*Кайнозойские отложения.* К палеогеновым (эоцен-олигоценовым) отложениям относятся мачигарская и даехуреинская свиты Северного Сахалина, люкаминская, мутновская и пиленгская свиты Пограничного прогиба.

В центральных районах Северного Сахалина мачигарская свита представлена неравномерно переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками, с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов и маломощными пропластками углей. Степень катагенетической преобразованности изменяется от $МК_1$-$МК_3$ на западе ($R^0$ – 0,61–0,92%) до $МК_4$-$МК_5$ на п-ове Шмидта. Содержание $C_{орг}$ в алевролито-глинистых разностях колеблется в пределах 0,4–1,75, мода 0,8 %; количество ХБ(А) – от 0,006 до 0,08 %, степень битуминизации ОВ невысока – $\beta^{ХБ}$ редко превышает 5 %; даже в пределах ГЗН преобладают значения 2,5–4 %. По составу ОВ – гумусовое на западе и смешанное с явным преобладанием гумусовой составляющей на востоке.

Люкаминская свита распространенная в юго-восточной части области, имеет гумусовый состав РОВ (кероген типа III). В ней содержатся невыдержанные прослои углей и углистый детрит.

Даехуреинская свита в стратотипическом разрезе (по р.Даги) и в ряде скважин представлена толщей темно-серых кремнистых аргиллитов и алевролитов с содержанием $C_{орг}$ от 0,4 до 1,5 %, мода 0,8 %. Степень катагенеза РОВ толщи в пределах Северного Сахалина изменяется очень широко – от $МК_1$ до $МК_4$. В содержании ХБ(А) отмечен большой разброс значений: от десятых до десятитысячных долей процента.

В таблице 17 приведены характеристики углеводородного состава битумоидов разновозрастных нефтематеринских толщ Северо-Саха-

линского суббассейна. Для ОВ свиты характерно одномодальное распределение н-алканов с максимум в относительно низкомолекулярной области. Накопление глинистых и кремнисто-глинистых осадков происходило в относительно глубоководных условиях, преобладает морское планктоногенное ОВ, но континентальная примесь также видимо имела место, что проявилось в несколько повышенных отношениях пристан/фитан (Pr/Ph= 1,5–2,5).

Миоценовые отложения слагают большую часть разреза бассейна. Самая нижняя свита миоцена – уйнинская характеризуется алевритоглинистым составом с прослоями песчаников. Содержание $C_{орг}$ и битумоидов в ней в целом ниже, чем в породах даехуреинской свиты, мода 0,5% и 0,01% соответственно. Изучена она значительно хуже других свит, так как она вскрыта относительно небольшим количеством скважин, а полные разрезы в естественных обнажения отсутствуют.

Регионально распространенная дагинская свита представлена толщей переслаивания аргиллитов, песчаников и глин с прослоями углей. Условия накопления толщи сменялись от континентальных на западе Северного Сахалина до прибрежно-морских и морских в восточной части Северного Сахалина, соответственно меняется и состав РОВ от преимущественно гумусового в западной части до преимущественно сапропелевого в восточной. Модальные значения $C_{орг}$ в алевро-пелитовых разностях несколько выше кларковых – 0,95 %; более высокие концентрации связаны с обогащенностью детритом и приурочены в основном к песчаным прослоям. Степень катагенеза изменяется от $ПК_3$ на западе бассейна до $МК_2$ на востоке островной части бассейна. Содержание ХБ(А) на градации $МК_1$-$МК_2$ достигает 0,07 %; причем количество спирто-бензольного битумоида почти всегда превышает ХБ(А). В элементном составе ХБ(А) содержания С и Н от $ПК_3$ до $МК_2$ возрастают соответственно. С – 77,5–81,4 %, Н – 10,2–11,6 % [Ярошевич и др., 1979]. С ростом степени преобразованности увеличивается и битумоидный коэффициент, достигая в отдельных случаях на максимуме ГЗН-8 %). В целом же в центральных и восточных районах Северного Сахалина на уровне ГЗН средние значения $\beta^{ХБ}$ не выше 4–6%, т.е. ОВ характеризуется невысокой степенью битуминизации, что свидетельствует о его смешанном составе (преобладает кероген типа III и кероген типа (II+III) и среднем НМ потенциале. Данные об углеводородном составе битумоидов, приведенные в табл. 17, подтверждают это. В масляной фракции ХБ(А) значительно преобладают высокококипящие УВ (низкокипящая фракция УВ (до n – $C_{20}$) всегда меньше половины), отношение пристан/фитан – более 3, в отдельных образцах достигает 6.

Таблица 17. Средние значения УВ параметров битумоидов различных генетических типов РОВ нефтематеринских пород Северного Сахалина (по [Кравченко, Попович, 1997], с дополнениями)

| Группа | горизонт | число данных | (нк-н$C_{20}$) / (н$C_{21}$-кк) | $CPI_{15+}$ | $CPI_{29}$ | i$C_{19}$/ i$C_{20}$ | i$C_{19}$/ н$C_{17}$ | i$C_{20}$/ н$C_{18}$ | генет. тип РОВ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | ok-nt | 10 | 2,51 | 1,02 | 1,66 | 1,60 | 1,33 | 1,07 | II |
| | dh | 12 | 2,29 | 0,96 | 1,13 | 2,00 | 1,48 | 0,88 | |
| 2 | ok-nt | 10 | 1,07 | 1,14 | 2,04 | 1,91 | 1,74 | 1,17 | |
| | dh | 2 | 2,03 | 1,01 | 1,01 | 1,54 | 1,33 | 1,04 | |
| 3 | ok-nt | 19 | 0,63 | 1,28 | 2,23 | 2,13 | 2,29 | 1,33 | II + III |
| | un-dg | 8 | 0,53 | 1,18 | 2,55 | 3,45 | 2,29 | 0,87 | |
| 4 | ok-nt | 14 | 0,30 | 1,42 | 2,46 | 2,43 | 3,02 | 1,55 | II+III , III |
| | un-dg | 9 | 0,35 | 1,53 | 2,05 | 3,53 | 3,02 | 1,37 | |
| 5 | ok-nt | 7 | 0,14 | 1,59 | 3,07 | 2,64 | 2,61 | 1,22 | |
| | dg-un | 20 | 0,21 | 1,53 | 2,45 | 3,97 | 3,24 | 1,22 | |
| 6 | ok-nt | 23 | 0,61 | 1,15 | 1,72 | 1,64 | 1,82 | 1,13 | |
| | un-dg-dh | 21 | 0,51 | 1,14 | 1,77 | 3,37 | 3,08 | 0,81 | |
| | | 9 | 0,79 | 0,99 | 1,23 | 2,57 | 1,59 | 0,72 | |
| 7 | dg | 6 | 0,21 | 2,58 | 2,74 | 5,15 | 6,08 | 1,52 | |
| 8 | ok-nt | 10 | 0,82 | 1,46 | 2,82 | 2,05 | 1,38 | 1,01 | |

ok-nt – окобыкайско-нутовский, dh – даехуреинский, un-dg – уйнинско-дагинский, dg – дагинский

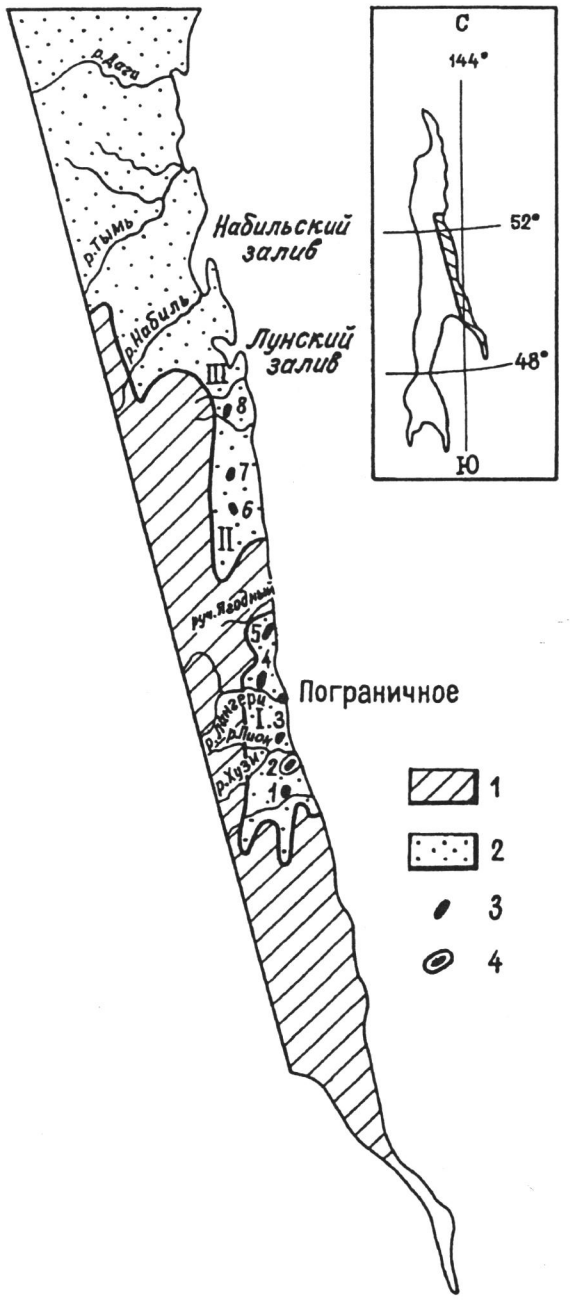



**Рис. 83.** Схематическая карта распределения изученных разрезов южной части Северо-Сахалинского суббассейна

1 – выходы мезозойских пород, 2 – кайнозойские отложения; прогибы и впадины: I – Пограничный прогиб, II – Нампинская впадина, III – Лунская впадина, IV – Набельская впадина; 3 – площади глубокого бурения: 1 – Хойская, 2 – Окружная, 3 – Хузинская, 4 – Лангерийская, 5 – Борская, 6 – Нампинская, 7 – Полярнинская, 8 – Междуреченская, 9 – Уфская; 4 – Окружное месторождение.

Окобыкайская свита (средний–верхний миоцен) – один из основных промышленных объектов Северного Сахалина – представлена толщей глинисто-алевритовых пород с прослоями песчаников. Толща типично морская, сформированная при значительном влиянии Палео-Амура. Соответственно в западном направлении увеличивается доля гумусового материала в исходном ОВ. Содержание $C_{орг}$ в глинистых породах островной части колеблется от 0,3 до 1,2%, медиана 0,8%, мода 0,65% [Ярошевич и др., 1976]. Количество ХБ(А) изменяется в широких пределах: от 0,005 до 0,09%, медиана 0,017 %. Степень катагенетической преобразованности окобыкайской свиты изменяется от $ПК_2$ ($R^a$ – 6%) на западе Северного Сахалина до уровня границы $МК_1$-$МК_2$ ($R^a$ – 7,7%) на большей части бассейна. Максимальная сингенетическая битуминозность (8,7%) отмечена на границе $МК_1$-$МК_2$. Для ХБ(А) окобыкайской свиты характерен достаточно «благородный» состав ХБ(А): доля водорода в элементном составе достигает 12,8% [Ярошевич и др., 1979, 1976]. В окобыкайских отложениях признаки перераспределения битуминозных компонентов развиты повсеместно, в песчаниках широко распространены аллохтонные битумиды ($\beta^{ХБ}$ достигает 80%). Углеводородный состав окобыкайских отложений заметно варьирует, что помимо разного уровня зрелости, прежде всего, отражает различные соотношения гумусовой и сапропелевой составляющей. Так соотношение низко- и высококипящих фракций меняется почти в 4 раза (табл. 17), отношение пристан/фитан – 1,6–2,4; в целом в толще преобладает кероген типа II. Окобыкайская свита является нефтематеринской.

В скважинах на шельфе Восточного Сахалина исследовался в основном шлам окобыкайской свиты. Пределы колебаний $C_{орг}$ и ХБ(А) для шлама сходны с описанными выше. Наиболее повышенные концентрации отмечены для скважины 1 структуры Чайво-море. В интервале разреза 2400–3250 м значения $C_{орг}$ колеблются в пределах 0,81–1,7 %. Степень битуминизации в этой части разреза растет, преобладают параавтохтонные битумоиды. Характерно, что на структуре Чайво-море отмечается несколько растянутая катагенетическая зональность: на глубине 3000 м она отвечает еще $ПК_3$. К окобыкайской свите на месторождении Чайво-море приурочены залежи нефти и газоконденсата.

Нутовская свита верхнего миоцена-плиоцена представлена в основном песчаниками и песками, а в акваториальной части алеврито-глинистыми породами с прослоями диатомовых глин. Степень катагенеза пород отвечает $ПК_1$-$ПК_2$. Геохимические характеристики близки к таковым для окобыкайской свиты. Так, например, в

скважине 4 структуры Одопту-море содержание $C_{орг}$ в алевролитах и глинах изменяется в пределах 0,11–1,84%, ХБ(А) от 0,005 до 0,08%, степень его битуминизации выше, чем в отложениях окобыкайской свиты, – 2–18%. Содержание спирто-бензольного битумоида СББ(А), как правило, ниже, чем ХБА.

Таким образом, для всего разреза Северного Сахалина, особенно для пород нутовской свиты. в направлении с запада на восток улучшается качество ОВ, растет в нем доля битуминозных компонентов.

Особое внимание было уделено кремнистым толщам Северо-Сахалинского суббассейна. Они слагают тумскую, пиленгскую, частично даехуреинскую, пильскую, маямрафскую свиты.

Кремнистая пиленгская свита Пограничного прогиба мощностью от 150 м до 1100 м (рис. 83) характеризуется степенью катагенеза пород от $ПК_2$ до $МК_2$; большая часть разреза, в том числе и пределах Окружного месторождения, находится в зоне $ПК_3$ ($R^0$ около 0,4–0,55%). Нами изучался керн скважин Окружной, Хузинской, Лангерийской площадей, разрезов по рекам Малая Хузи, Пион, Керосинная, Ягодная. Содержание $C_{орг}$ по разрезам скважин изменяется от 0,3 до 2,9 %, по литотипам значения распределены следующим образом: халцедонолиты 0,3–0,9, мода 0,9 (n =26), перекристаллизованные опоки 0,8–2,5 %, мода 1,2 % (n =81), кремнистые аргиллиты – 6–2,9%, мода ~1% (n = 42), т.е. несколько повышенные значения свойственны перекристаллизованным опокам, пониженные – халцедонолитам. Содержание реакционно-способного железа изменяется от 1,5 до 7,5%, преобладают значения 2–3 %; закисное железо, как правило, превалирует над окисным. Практически во всех исследованных образцах присутствует сера сульфидная; содержание ее изменяется от следов до 0,6%. Характер распределения аутигенных форм серы и железа позволяет сделать вывод, что преобладающие диагенетические обстановки в пиленгском осадке были восстановительные с частой сменой на слабо восстановительные.

Все породы в разведочных и поисковых скважинах характеризуются повышенными содержаниями битумоидов: ХБ(А) – 0,02–1,5%, СББА – 0,04–1%, отношение ХБА/СББА близко к единице, в отдельных образцах содержание СББА выше. Степень битуминизации пород $\beta^{ХБ}$ высокая: от 12 до 51%, т.е. судя по этим значениям и характеру распределения битуминозных компонентов в люминесцентных шлифах, битумоиды в основном параавтохтонные, перераспределенные. Для изучения состава сингенетичных битумоидов исследовались образцы «пустых» скважин, в которых не было получено притоков (Лангерийской-51 и Хузинской (скв. 18). Для определения генетической природы проводилось раздельное извлечение и исследование состава битумоидов открытых и закрытых пор. Так, в образце 18/1 (глубина 1450 м) по результатам люминесцентной микроскопии битумоид сингенетичный, равномерно распределенный в породе, имеющий яркое лимонно-желтое свечение, фиксируется заполнение пор и трещин легким флюидом, поступающим из матрицы породы. Содержание $C_{орг}$ в этом образце не высокое – 0,66 %, $\beta^{ХБ}$ – 34%. Битумоиды открытых пор – $ХБ_{нд}$ (недробленная порода) и закрытых $ХБ_д$ (дробленная) имеют сходный состав УВ. Отмечается резкое преобладание метаново-нафтеновых фракций (рис. 84), бимодальное распределение циклических УВ, преобладание пристана и фитана над n-$C_{17}$ и n-$C_{18}$. В битумоиде резко преобладают масла. Элементный состав ХБ (А): С – 77,10 %, Н – 9,72 %, Σ(O+N+S) – 13,18%. В этом образце содержание СББ (А) ниже, чем ХБ(А), отношение ХБ(А) /СББ(А) – 1,8; в других образцах близкого интервала спиртобензольный битумоид преобладает т.е. видимо, имеет место перераспределение кислых и восстановительных компонентов [Баженова, 1990].

Разрез р. Керосинной представлен в основном светлыми перекристаллизованными опоками и халцедонолитами, степень их катагенеза не превышает $ПК_3$ ,т.е. породы не достигла уровня ГЗН, содержание $C_{орг}$ 0,6–0,96, не более 1 %, породы отличаются повышенной битуминозностью (18–40%). Разрез на р. Пион мощностью около 1000 м отличается в целом высокой кремнистостью, ритмичностью, доля терригенных пород ничтожна. Содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,4 до 1,45%, степень битуминизации значительно ниже, чем в более восточных разрезах прогиба, $\beta^{ХБ}$ изменяется от 2,5 до 15%, мода – 8%. Элементный состав ХБА характеризуется в целом невысокими незначительными вариациями, величина гетероэлементов – 8–10%, вариации в содержании масел в ХБ(А) составляют – 45–62%.

В целом для островной части Пограничного прогиба намечается тенденция снижения содержаний $C_{орг}$ в западном направлении, в том же направлении увеличивается мощность кремнистых образований.

Кероген (НОВ), находящийся на градации $МК_1$, имеет следующий элементный состав: С составляет 72,2%, Н – 7,9%, О – 17,3%, N – 0,9%, S – 0,9% $(Н/С)_{ат}$=1,32, т.е. кероген характеризуется высоким содержанием водорода, и

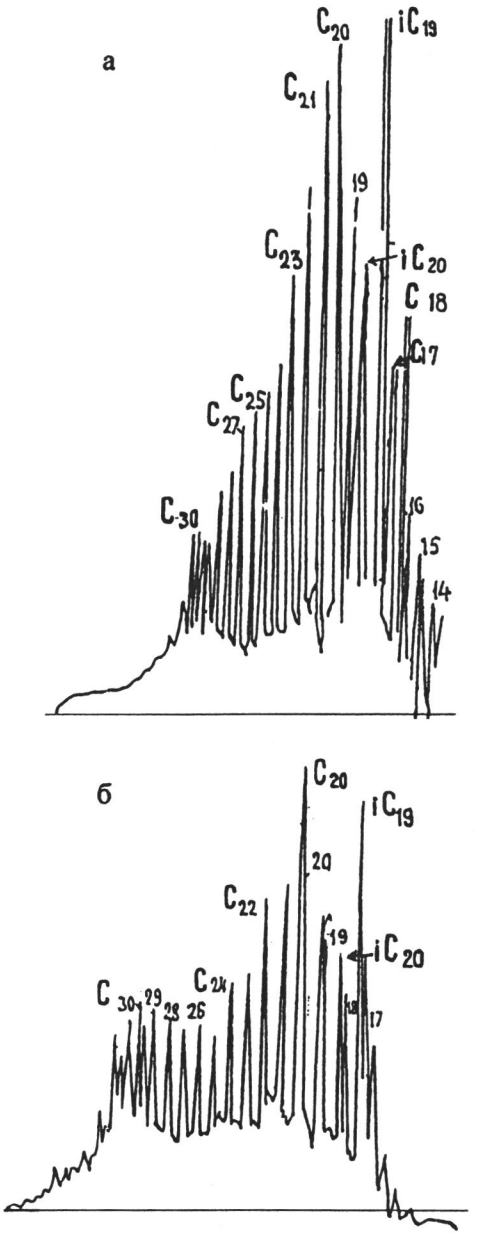



**Рис. 84.** Хроматограммы углеводородов хлороформенного экстракта (Хузинская площадь)
а – открытые поры, б – закрытые поры.

при этом явно повышенным – кислорода и относительно невысокими содержаниями азота и серы. Судя по приведенным данным, ОВ пиленгской свиты можно отнести к сапропелеву типу (кероген типа II), что подтверждается и данными пиролиза: значения водородного индекса (HI) изменяется от 300 до 670 кг УВ/ т ОВ; на диаграмме Ван-Кревелена значения попадают в основном поле керогена типа II (рис. 85).

Изотопный состав $C_{орг}$ кремнистых пород изменяется от $\delta^{13}C$ – 26,7‰ до 25,09‰ (мода

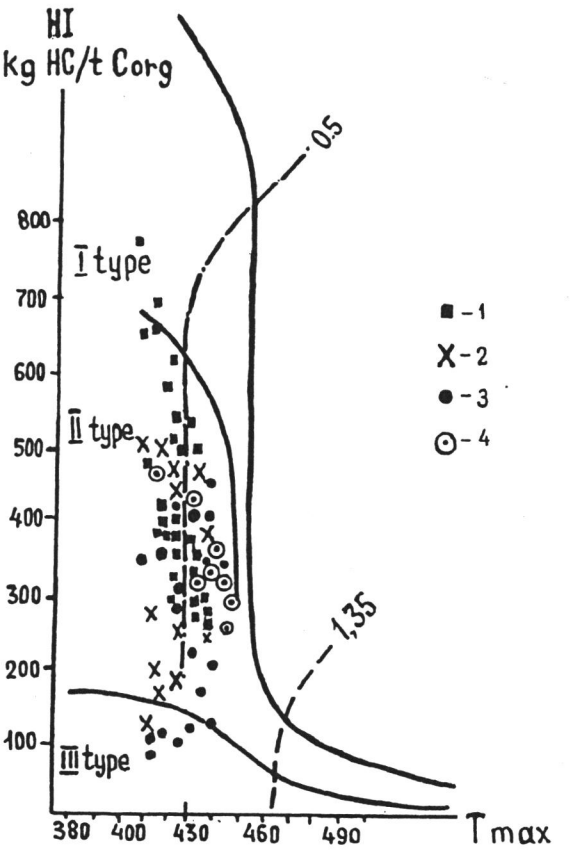



**Рис. 85.** Типы керогена кремнистых нефтематеринских пород на графике зависимости водородного индекса – HI от Tmax пиролиза
Районы: 1 – Пограничный, 2 – Новоселовский, 3 – Красногорский, 4 – Анивский.

25,8‰), $\delta^{13}C$ битумоида несколько легче $\delta^{13}C$ – 29,44–26,26‰ (мода 27,7‰).

В Лунско-Нампинском районе кремнистые образования слагают верхнюю пачку даехуреинского горизонта, сложенной ритмично, переслаивающимися кремнистыми аргиллитами, халцедонолитами, перекристаллизованными опоками. Мощность пачки меняется от 310 до 930 м. Содержание $C_{орг}$ в кремнистых породах варьирует от 0,3 до 1,45%, мода 0,75%, что несколько ниже, чем в Пограничном прогибе. При анализе распределения содержания $C_{орг}$ по типам пород не отмечено существенных расхождений, лишь халцедонолиты отличаются пониженными, по сравнению с остальными типами пород, значениями $C_{орг}$ (0,3–0,5%). Сходство содержания $C_{орг}$ в различных типах кремнистых пород, видимо, свидетельствует о значительной нивелирующей роли терригенного материала и нарушениях тех закономерностей, которые отмечены для относительно чистых силицитов Пограничного проги-

ба. Содержание ХБ(А) изменяется от 0,025 до 0,17%, $\beta^{ХБ}$ – от 2 до 9%. В элементном составе ХБ(А) углерод варьирует от 76 до 81%, водород изменяется от 9,5 до 11,2%. В компонентном составе ХБ(А) содержание масел составляет 45–82 %, смол 23–43 %, асфальтенов 0,5–41 %. Такие вариации в компонентном составе свидетельствуют, по-видимому, о присутствии битумоидов разных генетических типов и о перераспределении УВ в кремнистой толще, в процессе которого происходит относительное накопление асфальтенов в остаточных битумоидах и масляных фракций в аллохтонных битумоидах. Высокие значения асфальтенов (до 32 %) в синбитумоидах, близких к исходным, обусловлены некоторой спецификой состава исходного ОВ [Баженова, Фаттахова, 1989]. ИК-спектроскопия ХБ (А) 4 образцов, отобранных из разных интервалов разреза изучаемой толщи, показала, что битуминозное вещество содержит ароматические УВ, которые фиксируется полосами поглощения 1600–1610 $см^{-1}$ и 740, 810, 900 $см^{-1}$. Интенсивные полосы поглощения 1560–1750 $см^{-1}$ свидетельствует о заметной доле ароматических структур, сопряженных с кислородсодержащими структурами.

Максимум содержания н-алканов в области $C_{20}$ – $C_{24}$, присутствие Т-образного изопреноида $C_{25}$ (HBI), отмеченные в образцах, трактуются многими исследователями, как вклад бактериальной биомассы в исходное ОВ. На возможность примеси высшей растительности в исходном ОВ указывают заметные содержания н-алканов $C_{27}$, $C_{29}$ в высокомолекулярной области, источником которых, видимо, является воска высших растений. Отношение пристана к фитану меняется в узких пределах – 0,75–0,90. Коэффициент нечетности в интервале н-$C_{15}$ – н-$C_{30}$ изменяется в пределах 0,7–0,9. При петрографическом изучении шлифов керогена отмечено, что основная масса представлена коллоальгинитом. В образцах содержится до 5% включений витринита и псевдовитринита, источником которых возможно были бентосные водоросли. Элементный состав НОВ образца перекристаллизованной опоки следующий: С – 66,5; Н – 6,96; Σ(O+N+S) – 19,3 %, $Н/С_{ат}$ = 1,27, т.е. по сравнению с НОВ того же уровня катагенеза Пограничного прогиба в нем резко снизилось содержание С и Н, при этом значения $Н/С_{ат}$, сократилось незначительно. Это свидетельствует как о менее «сапропелевом» составе исходного ОВ так, главным образом, о различной структуре керогенов этих образцов.

В Набильском районе скважинами Междуреченская 1 и 2 в разрезе даехуреинской свиты была вскрыта пачка высококремнистых аргиллитов, перекристаллизованных опок, мощностью около 500 м, аналогичная породам пиленгской свиты Пограничного прогиба. Уровень катагенеза толщи соответствует верхней половине ГЗН (значения $R^a$ изменяется от 7,0 до 7,8 %). Содержание $С_{орг}$ в кремнистых разностях – 0,8–0,58 %, в толще в целом разброс более значительный (0,5–1,2 %). Содержание битумоидов в кремнистых разностях – ХБ(А) – 0,054–0,10 %, $\beta^{ХБ}$ – 9,3–12,7 %, в толще в целом разброс больше ХБ(А) от 0,04 до 0,2 %, $\beta^{ХБ}$ – 3,9–26,8 %. Кремнистые породы характеризуются постоянством состава ХБ(А) – незначительным колебанием элементного состава, С – 83,2–84,5; Н – 10,3–10,5; (O+N +S) – 4,8–6,4 %.

На рис. 86 приведены хроматограммы ХБ(А) кремнистых пород даехуреинской свиты, а в табл. 18 параметры индивидуального УВ состава.

Во всех изученных образцах в УВ-составе фиксируются нафтеновый «горб», который вниз по разрезу уменьшается и в обр. № 6 не фиксируется. Отношение пристан/фитан ($iC_{19}$ / $iC_{20}$) выше 1, максимальные значения этого показателя свойственны обр. № 6, не содержащему кремнистого материала. Величина Ki, указывающая на преобладание изо-алканов по отношению к н-алканам, больше единицы. Наиболее высокие значения этого коэффициента отмечены для обр. № 4 – 4,5. Для него же характерно самое высокое отношение $iC_{19}$ к $нC_{17}$, равное 6,5. Оба эти коэффициента – показатели недостаточной зрелости битумоида. Максимум распределения н-аканов падает на $C_{22}$ и $C_{23}$, в то время как в породах даехуреинской свиты, в вышележащих алевролитах уйнинской свиты он смещен в более высокомолекулярную область. Характерной особенностью ОВ кремнистых пород этого разреза является присутствие Т-образного изопреноида $C_{25}$ (HBI), отсутствующего в породах вышезалегающей уйнинской свиты и в некремнистых разностях аргиллитов нижней части даехуреинской свиты, что, очевидно, связано с составом исходного ОВ кремнистых толщ. Приведенные показатели углеводородного состава синбитумоидов указывают на некоторую специфику исходного РОВ кремнистых пород. По данным хромато-масс-спектрометрии в УВ фракции битумоидов присутствуют стераны и гопаны, в том числе и с биологической конфигурацией, что указывает на недостаточную зрелость его, возможно, более низкую, чем она определена по ОС витринита. Кероген, полученный путем кислотной обработки, имеет следующий элементный состав: С – 60,2–63,4%; Н – 5,7–6,0%. Пиролитические характеристики ОВ, НОВ рассматриваются в следующем разделе этой главы.

Таблица 18. Параметры индивидуального состава битумоидов даехуреинской свиты

| № п/п | литотипы | глубина отбора, м | $C_{max}$ | нч/ ч | i-$C_{19}$/ i-$C_{20}$ | $K_i = \frac{iC_{19}+iC_{20}}{нC_{17}+нC_{18}}$ | $\frac{iC_{19}/нC_{17}}{iC_{20}/нC_{18}}$ | Примечания |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | алевролит | 1966 | $C_{26}$ | 0,9 | 1,0 | 1,4 | 1,5 / 1,3 | |
| 2 | опоковидный силицит | 2120 | $C_{22}$ | 1,06 | 1,9 | 3,8 | 3,5 / 1,4 | HBI |
| 3 | кремнистый аргиллит | 2350 | $C_{22}$ | 1,0 | 1,5 | 2,4 | 3,6 / 2,1 | |
| 4 | -«- | 2450 | $C_{22}$ | 1,04 | 1,54 | 4,5 | 6,5 / 4,9 | HBI |
| 5 | -«- | 2550 | $C_{23}$ | 1,1 | 2,0 | 1,9 | 2,5 / 1,4 | HBI |
| 6 | -«- | 2670 | $C_{23}$ | 1,4 | 3,2 | 1,9 | 2,7 / 1,2 | |

На северо-западе Сахалина изучен разрез кремнистых отложений на западном берегу полуострова Шмидта. Кремнистые толщи известны в трех свитах: тумская, пильская и маямрафская.

Тумская и пильская свиты – пачка переслаивания кремнистых аргиллитов, темных глинистых силицитов, песчаников и алевролитов. Степень преобразованности толщи по ОС витринита – $МК_1$-$МК_2$, кремнезем представлен кварцем. Содержание $C_{орг}$ в тумско-пильском комплексе повышено 0,6–3,6%, мода 1,2%, содержание ХБ(А) изменяется от 0,02 до 0,15 %, $\beta^{ХБ}$ = 2,2–13,6 %, $\beta^{СБ}$ изменяется от 1,2 до 26 %, отношение ХБ(А) к СББ(А) обычно ниже 1. В кремнистых разностях содержание $C_{орг}$ и битуминозных компонентов ниже, чем в терригенных, в среднем 0,8–0,9, $\beta^{ХБ}$ 4–5 %, Элементный состав ХБ(А) относительно одинаков: С – 74,2–77,3%; Н – 10,2–10,6%, (O+N+S) – 12,1–15,7%, т.е. несколько повышено содержание гетероэлементов. В породах фиксируются следы перемещения битуминозных компонентов.

В маямрафской свите, сложенной диатомитами и опоками с прослоями песчаников, уровень преобразованности пород, определенный по ОС витринита соответствует $ПК_2$ ($R^a$ =6,2–6,4). Вместе с тем катагенез пород по составу кремнистых минералов несколько выше ($ПК_3$). В содержании $C_{орг}$ , битумоидов и значениях $\beta^{ХБ}$ отмечается очень большой разброс: $C_{орг}$ от 0,01 до 2,49 % (при n – 12) в силицитовых разностях, ХБ(А) от «следов» – до 0,11 %, $\beta^{ХБ}$ – 1 до 9 %; содержание спиртобензольного битума резко повышено $\beta^{СБ}$ от 8 до 25 %, отношение ХБ(А)/СББ всегда меньше 1, иногда 0,1–0,2, т.е. кислые компоненты битумоидов преобладают. Доля пород относительно обогащенных ОВ и битумоидами невелика (20 %), преобладают светлые «пустые» разности, с содержанием $C_{орг}$ до 0,25 % и ХБ(А) до 0,005 %.

В Охинском районе на крыле Восточно-Кайганской структуры вскрыта кремнистая толща, отнесенная к пильской свите. Глубина её залегания – 2680–4260 м. Из двух объектов кремнистой толщи получены фонтанные притоки нефти. Толща сложена перекристаллизованными опоками и кремнистыми аргиллитами. Степень катагенеза отвечает $МК_1$. Породы характеризуются повышенными содержаниями РОВ-медиана – 1,5%, степень его битуминизации максимально достигает 8,9%, содержание масел в ХБ(А) варьирует в пределах 30–60%. Генетический тип РОВ, видимо, преимущественно сапропелевый; средние значения водородного индекса HI – более 300 кгУВ/ т ОВ [Куликов и др., 1997].

Таким образом, в Северо-Сахалинском суббассейне по геохимическим показателям выделяется две группы нефтематеринских толщ, охватывающие весь стратиграфический интервал разреза: терригенно-глинистые, к которым относятся даехуреинская, дагинская и окобыкайская свиты и кремнистые – пиленгская, пильская и отчасти даехуреинская и тумская.

### Западно-Сахалинский суббассейн

*Меловые отложения.* Для этого суббассейна отмечается наиболее тесная связь мелового и кайнозойского разрезов, и в этом суббассейне меловые образования лучше всего изучены. Верхнемеловые отложения (быковская и красноярковская свиты) – терригенные морские образования, зачастую имеющие флишоидное строение. Содержание $C_{орг}$ в глинистых разностях колеблется в широких пределах от 0,42 до 2,22%; модальные значения 0,99% – минимальные в Углегорском районе, максимальные (2,22%) в Холмско-Невельском. Судя по сероцветному облику пород, по присутствию пирита и преобладанию лептохлорита в составе железистых минералов и характеру фауны – эти отложения образовались в морском бассейне в восстановительных и слабовосстановительных диагенетических условиях. Рассеянное органическое вещество (РОВ) по генетическому типу – смешанное, с различным соотношением гумусовой и сапропелевой состав-

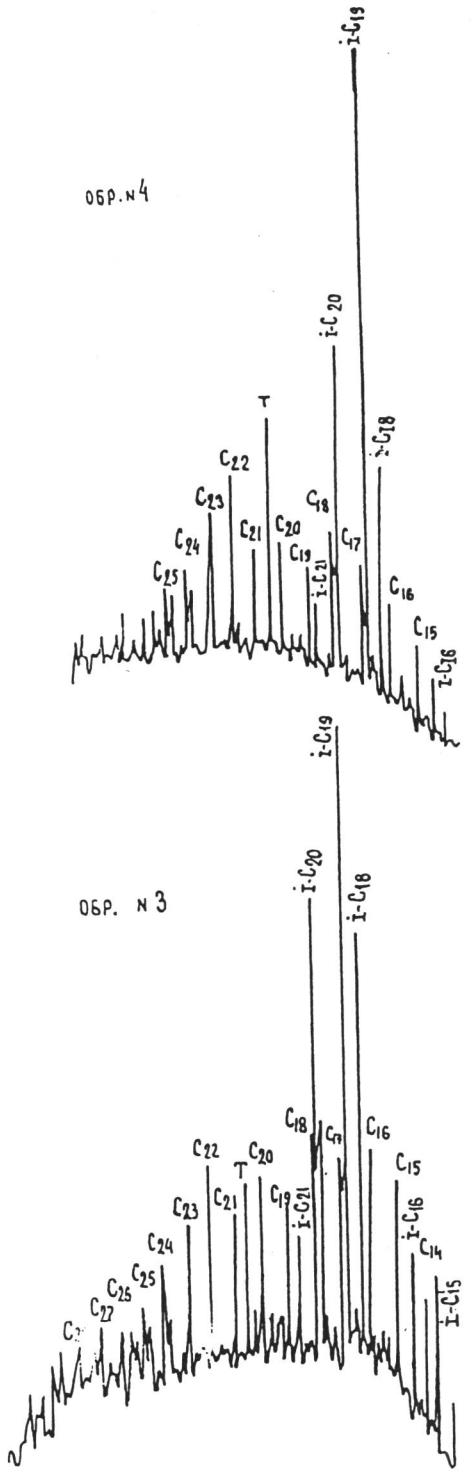



**Рис. 86.** Хроматограммы углеводородов кремнистых аргиллитов (скв. Междуреченская-2, интервал 2450 (обр. №4) и 2350 (обр. №3), даехуреинская свита).

ляющей (кероген типа II +III). Присутствие практически по всему разрезу растительного детрита свидетельствует о заметном влиянии континентального ОВ высших растений. О смешанном составе ОВ говорят и невысокие битуминологические показатели синбитумоидов. Уровень катагенетической преобразованности ОВ, определенный по ОС витринита, отвечает $МК_2$ – $МК_3$ ($R^o$=0,8–1%). В глинистых разностях юго-западного Сахалина содержание хлороформенного битумоида (ХБА) меняется незначительно – 0,02–0,04%, степень же битуминизации ($\beta^{хб}$) колеблется весьма заметно – 1–20%, модальные значения $\beta^{хб}$ ~ 6%, т.е. невысокие. Присутствие же образцов со значениями коэффициента $\beta^{хб}$ более 10% свидетельствует о новообразовании битуминозных компонентов. По генетическому типу битумоиды сингенетичные, в значительной степени остаточные, т.е. ОВ уже реализовало часть своего потенциала. Содержание масел в синбитумоидах, составляющее 60–45 %, – свидетельство их новообразования. Таким образом, верхнемеловые породы на юго-западном Сахалине находятся на уровне преобразования, соответствующему нижней части ГЗН (нефтяного окна) и относятся к категории нефтепроизводящих.

В более северных районах в Углегорском и Александровском районах степень преобразованности ОВ верхнемеловых пород выше – $МК_3$ – $МК_4$ ($R^o$=0,85–1,12 %), остаточные битумоиды преобладают и степень битуминизации ОВ ($\beta^{хб}$) заметно снижается. Генетический потенциал по данным пиролиза невысокий – ($S_1$ +$S_2$) = 0,2–0,8 кг УВ на т породы, т.е. весьма скромные показатели пиролиза также свидетельствуют о его значительной реализации.

В пределах акватории Татарского пролива наиболее древними изученными отложениями являются верхнемеловые породы красноярковской свиты, вскрытые на площади Виндисская, представленные алевролитами, аргиллитами с прослоями песчаников туфогенными песчаниками и туфами.

Породы характеризуются повышенными концентрациями $С_{орг}$ смешанного состава, в среднем 2%, уровень их катагенетической преобразованности – $МК_2$-$МК_3$($R^o$-0,79–1%), концентрация битуминозных компонентов (ХБ+СББ) – 0,06–0,12%, причем, видимо, значительная доля падает на кислые компоненты. Величина $\beta^{хб}$ изменяется в пределах 1–4%, что для уровня преобразованности РОВ, соответствующему «нефтяному окну», является весьма низкой и служит индикатором невысокого качества исходного ОВ (III тип керогена).

Приведенные геохимические параметры позволяют отнести верхнемеловые отложения к

нефтематеринским свитам со средним материнским потенциалом, но в значительной степени реализованным. Различные части разреза верхнего мела достигли уровня ГЗН в эоцене-начале миоцена и эмигрировавшие из них жидкие и газообразные УВ при благоприятных условиях могли образовывать скопления парафинистой нефти, газоконденсата и газа.

*Кайнозойские отложения.* Наиболее полный разрез палеогеновых отложений представлен в Западно-Сахалинском суббассейне. Палеогеновые отложения подразделяются на четыре литолого-стратиграфических комплекса. В Углегорско-Красногорском районе, где палеогеновые отложения наиболее полно представлены, им соответствуют следующие свиты (снизу вверх): угленосная снежинкинская свита, алевролито-песчаная краснопольевская свита, песчано-алевритовая такарадайская свита, вулканогенно-осадочная аракайская свита и алевролито-кремнистая холмская свита.

В Углегорском районе в снежинкинской свите концентрации $C_{орг}$ в аргиллитах имеют модальные значения 0,6–0,8%. ОВ всех вышеперечисленных свит имеет преимущественно гумусовый состав, преобладает кероген III типа, степень катагенеза – $МК_3$. Степень битуминизации ОВ не высока, мода (4–5 %), хотя толща находится на уровне преобразования отвечающем ГЗН, процессы генерации жидких УВ в ней в основном подавлены.

Угленосная толща Холмско-Невельского района, получившая название найбутинской свиты (мощностью до 1500 м), соответствует снежинкинской и краснопольевской свитам Углегорско-Красногорского района. В найбутинской свите, сформированной в пределах приморской заболоченной низменности, преобладают алевролиты, также присутствуют косослоистые, неяснослоистые песчаники, коричневые аргиллиты, углистые аргиллиты и угли. Степень катагенеза толщи отвечает $МК_1$ – $МК_2$ ($R^o$ – 0,54–0,82 %), содержание $C_{орг}$ в аргиллитах 0,36–2,86 % (Больше-Холмская площадь), в алевролитах разброс от десятых долей % до 6,4%. Повышенные концентрации $C_{орг}$ обусловлены примесью растительного детрита. Степень битуминизации ОВ, как правило невысокая – $\beta^{хб}$ 1–4%, в отдельных образцах алевролитов (Больше-Холмская площадь) степень битуминизации достигает 8–10%.

Краснопольевская свита представлена толщей переслаивания песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов, накопление которых происходило в прибрежно-морских восстановительных условиях. Степень катагенетической преобразованности отвечает $МК_1$ – $МК_2$ ($R^o$=0,54–0,80%). Концентрация $C_{орг}$ в алевролитах – 0,34–1,78%, в песчаниках – 0,34–0,80%; среднее значение ХБ (А) в аргиллитах – 0,08%, в алевролитах 0,04%. ОВ имеет смешанный состав, со значительной долей сапропелевых компонентов, что также подтверждается относительно высокой его битуминизацией. $\beta^{хб}$ изменяется от 3,4 до 28% в среднем составляет 10%. Толща по уровню катагенетической преобразованности находится в ГЗН, в ней фиксируется присутствие параавтохтонных битумоидов, отмечаются следы перераспределения битуминозных компонентов.

Такарадайская свита – преимущественно алевролитовая (глинистые алевролиты) толща. Степень катагенетической преобразованности ОВ свиты – $МК_1$ ($R^o$ – 0,56–0,64%); состав ОВ смешанный, с преобладанием сапропелевой составляющей; модальные значения $C_{орг}$ – 0,7%, средние – 0,65%, разброс значение – 0,43–0,85%. Степень битуминизации средняя ~ 3–7%.

Аракайская свита в значительной степени обогащена вулканогенным материалом; он присутствует как в качестве примеси в терригенных литотипах, так и в виде прослоев туфов и туффитов. Содержание $C_{орг}$ изменяется 0,1–2,01; в Углегорско-Красногорском районе мода ~ 0,9 %,в направлении на юг в Холмско-Невельском районе модальные значения несколько ниже – 0,7%, в том же направлении, согласно росту мористости отложений улучшается качество ОВ и в Холмско-Невельском районе ОВ имеет преимущественно сапропелевый состав. Степень катагенетической преобразованности РОВ отвечает $МК_1$ – $МК_2$ ($R^o$ – 0,54–0,79 %) в Красногорско-Углегорском районе, и $МК_1$ ($R^o$ – 0,57 %) в Холмско-Невельском. Содержание ХБ(А) несколько повышено: мода 0,04 и 0,03% для указанных районов соответственно. В разрезе Холмско-Невельского района по геохимическим показателям и результатам люминесцентной микроскопии выделена группа параавтохтонных битумоидов ($\beta^{хб}$ – 15–26%); содержание масел в них достигает 70%, асфальтенов максимум 7%.

Сравнивая геохимические параметры пород, можно сделать следующий вывод: в Углегорском – максимум битуминизации ОВ характерен для краснопольевских отложений, в Холмско-Невельском – для пород такарадайской и аракайской свит.

В холмской свите, представляющей собой ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и кремнистых туффитов, содержание РОВ в глинисто-алевритовых разностях 0,5–0,6 % (медиана), градации катагенеза $МК_1$-$МК_2$, в песча-

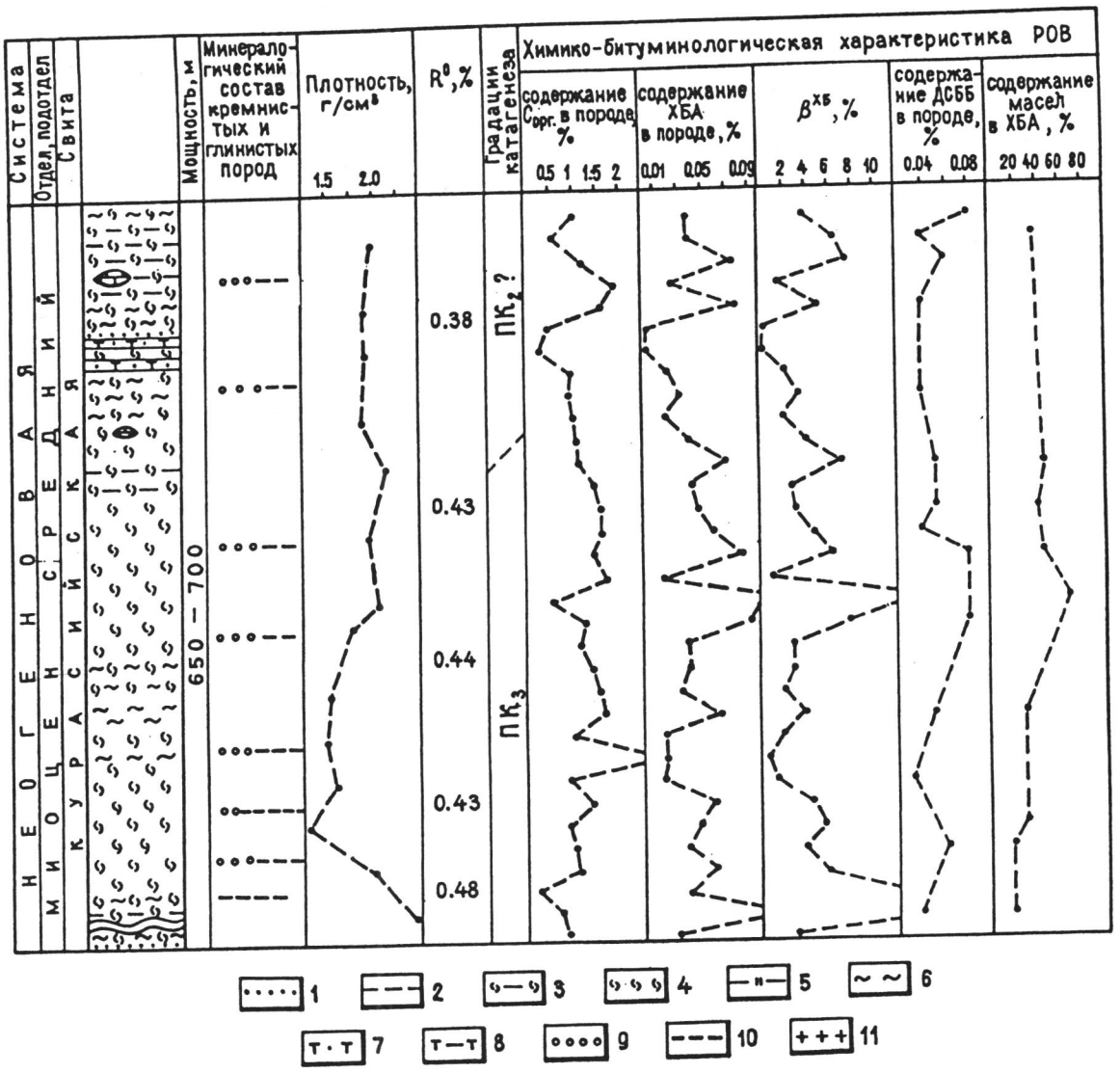



**Рис. 87.** Литолого-геохимический разрез курасийской свиты у пос. Новоселово

Литологические типы пород: 1 – пески, песчаники; 2 – глины; 3 – перекристаллизованные опоки; 4 – опоки; 5 – кремнистые аргиллиты; 6 – алевролиты; 8 – пепловые туфы. Формы кремнезема: 9 – опал-А; 10 – опал-СТ; 11 – кварц.

никах 0,3–0,15 %, в силицитах и в кремнистых туффитах низкое – 0,005–0,3 %, ХБ(А) в алевролитах изменяется в пределах 0,002–0,04 %, медиана – 0,03 %, в кремнистых туффитах – 0,0001 –0,001 %.

Неогеновые отложения Западного Сахалина подразделяются на верхнедуйскую, курасийскую и маруямскую свиты. Наиболее полно изучены средне-верхнемиоценовые толщи, начиная с промышленно угленосной верхнедуйской свиты. Она содержит гумусовое ОВ и представляет интерес только как источник УВ газов. Две другие свиты образуют терригенно-глинисто-кремнистую формацию. В верхней, маруямской свите растет примесь вулканогенного материала, отмечены также прослои туфов и туфопесчаников.

Среди неогеновых отложений Западного Сахалина повышенными содержаниями ОВ характеризуются курасийская свита, она представляет особый интерес с точки зрения нефтеобразования. В пределах островной части Западно-Сахалинского суббассейна детально изучено два разреза курасийской свиты: Новоселово и разрез Красногорской скважины. Разрез Новоселово сложен опоками, диатомовыми алевролитами, туфодиатомитами, мощностью 670 м (рис. 87). Степень катагенетической преобразованности по данным ОС витринита (значения ($R^a$ = 6,4–6,8 %) изменяется от $ПК_2$ до низов $ПК_3$. Кремнезем представлен опалом-А и опалом-СТ, кварц появляется только в одной пробе в низах разреза, т.е. по формам кремнезема степень катагенеза соот-

ветствует среднему протокатагенезу. Содержания $C_{орг}$ в глинисто-кремнистых разностях, как правило >1,5 %, максимум – 5,4 % и ХБ(А) максимум – 0,1 %, мода – 0,04 %. Прослои кремнистых туффитов содержат $C_{орг}$ 0,41–0,26 %, ХБ(А) в ничтожно малых количествах в виде следов. Степень битуминизации варьирует в широких пределах – 2–20 %, в среднем составляет 6–7 %. Количество ХБ(А), как правило, превышает СББ(А). Хлороформенный битумоид характеризуется относительно кислым составом, количество гетероэлементов изменяется от 9,5 до 17 %, доля смолисто-асфальтеновых компонентов также высока – 58–80 %. Таков же состав битумоида, извлеченного из непроницаемой кремнисто-карбонатной конкреции, содержащей заведомо сингенетичный битумоид [$C_{орг}$ – 0,73 %; ХБ(А) – 0,1 %; $\beta^{ХБ}$ – 13,8%; элементный состав ХБ(А): С – 80,2%; Н – 9,4%; Σ(O+N+S) – 10,4%]; углеводородная фракция составляет 19,5 %, смолисто-асфальтеновый компоненты – 80,5 %, т.е. сингенетичный битумоид на ранних градациях преобразования характеризуется относительно «кислым» составом. Отмечается некоторый рост смолисто-асфальтеновых компонентов от 55 % до 80 % вниз по разрезу. Это увеличение кислых компонентов происходит, видимо, как за счет их остаточного накопления (остаточные битумоиды $\beta^{ХБ}$ –3 %), так и за счет новообразования в сингенетичных битумоидах ($\beta^{ХБ}$–13 %). В таблицах 19 и 20 приведены результаты исследования состава битумоидной фракции, из анализа которых следует, что в кислых компонентах главную роль играет спирто-бензольные смолы, в УВ фракции резко преобладают нафтеновые УВ.

В составе метаново-нафтеновой фракции нафтены и изоалканы резко преобладают – 62–70 %, н-алканы – 19–22,6 %, изопреноидные УВ – 9–14 %. На хроматограммах четко видно два нафтеновых «горба» в области $C_{17}$-$C_{18}$ и $C_{30}$–$C_{33}$.. Повышенные значения коэффициента нечетности – $K_{нч}$ = 1,49–1,60 отмечены для УВ $C_{21}$–$C_{33}$ и меньше 1 – (0,94–0,99) для $C_{15}$-$C_{20}$. Отношение пристан/ фитан имеет низкие значения – $iC_{19}$ / $iC_{20}$ – 0,47–0,66, не свойственны УВ из подобных типов пород. Значения коэффициентов $K_i$ [$(iC_{19} + iC_{20})/(нC_{17} + нC_{18})$], $iC_{19}/C_{20}$ , $iC_{20}/нC_{18}$ , приведенные в таблице, указывают на незрелость битумоидов этих пород (рис. 88).

Концентраты НОВ (керогена) были получены из двух образцов: диатомового алевролита из верхней части разреза (градация $ПК_2$), состав его керогена: С=66,2%; Н=7,5%; Σ(O+N+S) – 26,3%; и опоки (градация $ПК_3$) из самой нижней части разреза, имеющей следующий состав НОВ: С =

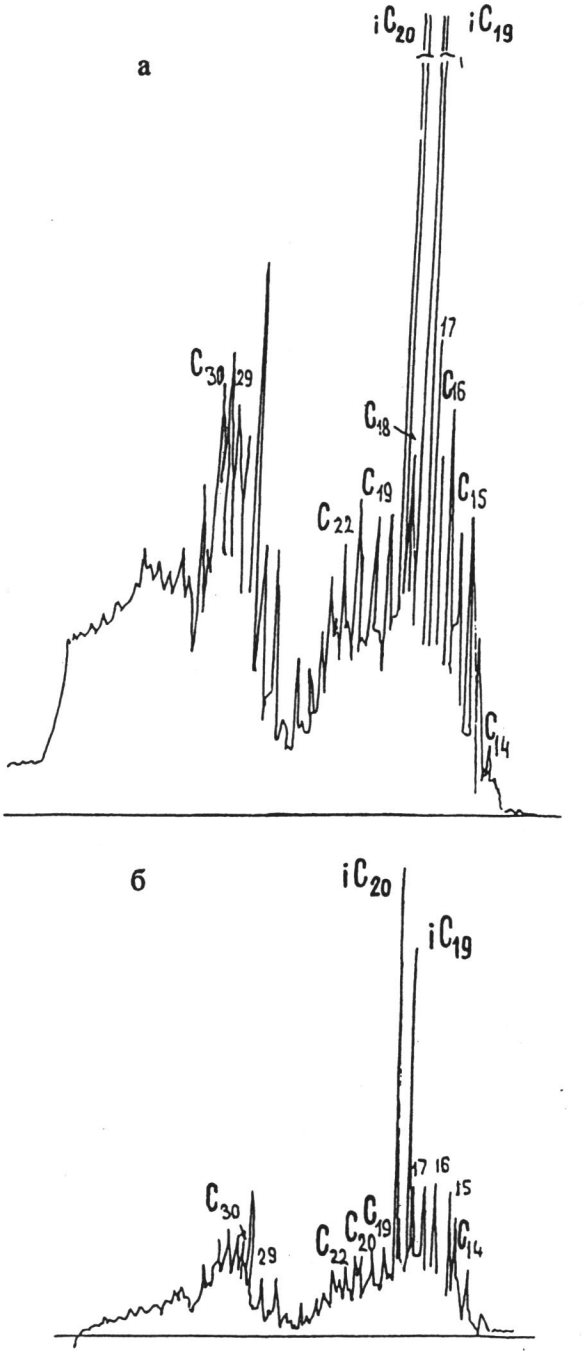



**Рис. 88.** Хроматограмма углеводородов хлороформенного экстракта (Новоселовский разрез)
а – открытые поры, б – закрытые поры.

69,7%; Н=7,9%; О=18,7%; N=2,5%; S=1,2%; т.е. породы характеризуются высоким содержанием водорода и гетероэлементов, во втором образце – кислорода.

Разрез Красногорского района – (глубокая скважина № 1) вскрывает курасийскую свиту со степенью катагенеза пород значительно выше

Таблица 19. Состав битумоидов Новоселовского разреза

| № п/п | № образца | литология | Сорг, % | НОП | ХБ(А) | $\beta^{ХБ}$, % | ДСББ(А) | $\beta^{СББ}$, % | элементный состав ХБ(А) | | | | Групповой состав ХБ(А) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | C | H | N | O+S | Me+Na | Ar | бенз. смолы | спирто-бенз. смолы | асф. |
| 1 | 111/4 | диатомовый алевролит | 1,27 | 94,4 | 0,089 | 7 | 0,046 | 3,62 | 77,47 | 10,6 | 0,46 | 11,47 | 16,7 | 9,8 | 10,8 | 51,3 | 11,5 |
| 2 | 112/1 | " | 1,49 | 96 | 0,041 | 2,75 | 0,042 | 2,82 | 74,34 | 10 | 0,3 | 15,36 | | 19,4 | 4,9 | 57,9 | 17,8 |
| 3 | 901 | " | 0,7 | 93,3 | 0,037 | 5,28 | 0,019 | 2,71 | 79,14 | 10,7 | 0,3 | 9,86 | 26,6 | 7,6 | 12,69 | 40,62 | 12,4 |
| 4 | 113/5 | " | 1,75 | 92,2 | 0,068 | 3,88 | 0,068 | 2,28 | 72,2 | 9,84 | 0,3 | 17,66 | 19,54 | 3,7 | 14,59 | 44,65 | 17 |

Таблица 20. Индивидуальный состав углеводородов Новоселовского разреза

| № п/п | Состав | | | $К_{НЧ}$ | | | состав н-алканов | | | | | | | | | Σ изопр. н-алканов | Σ н-алкан изоал.+ нафт. | максим. в распред. | Примеч. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Н-алк. | Изопр. УВ | изоалканы+ Нафтены | ср. | $C_{15}$-$C_{20}$ | $C_{21}$-$C_{30}$ | до $C_{15}$ | $C_{16}$-$C_{25}$ | $C_{21}$-$C_{25}$ | $C_{26}$-$C_{30}$ | $C_{30}$+ | $iC_{19}$/$iC_{20}$ | $iC_{19}$/$нC_{17}$ | $iC_{20}$/$нC_{18}$ | $К_i$ | | | | |
| 1 | 22,63 | 14,48 | 62,89 | 1,17 | 0,99 | 1,49 | 4,67 | 47,66 | 15,47 | 16,46 | 15,73 | 0,66 | 1,62 | 2,63 | 2,1 | 0,64 | 0,29 | $C_{16}$-$C_{19}$ | два нафтен. |
| 2 | 19,83 | 9,72 | 70,44 | 1,28 | 0,95 | 1,45 | 1,35 | 35,96 | 19,32 | 29,96 | 16,4 | 0,54 | 170 | 2,27 | 2,27 | 0,45 | 0,25 | " | горба в обл. |
| 3 | 20,96 | 9,22 | 69,82 | 1,26 | 0,94 | 1,6 | 2,56 | 48,42 | 17,57 | 22,93 | 8,54 | 0,47 | 104 | 1,88 | 1,5 | 0,44 | 0,27 | " | $C_{17}$ -$C_{18}$ и $C_{30}$ - $C_{33}$ |

*Примечание.* $К_i$= ($iC_{19}$ + $iC_{20}$)/($нC_{17}$+ $нC_{18}$) $К_{НЧ}$ = 2НЧ/ Σ2Ч ( $\sum 2^x$ четных между нечетными)

($МК_2$-$МК_1$), т.е. породы находятся на уровне зрелости «нефтяного окна». Основные породы толщи – кремнистые аргиллиты и глинистые силициты, черные и темно-серые с большим количеством пирита [Баженова, 1986].

Содержание $С_{орг}$ изменяется в широких пределах – 0,5–3,5 % (в ранее отобранных образцах этой скважины отмечались максимальные величины $С_{орг}$ – до 16 %) [Павлов, 1974]. Количество ХБ(А) повышено, в среднем составляет 0,12 %, пределы колебаний – 0,01–0,42 % на породу. Доля ХБ(А) в РОВ изменяется от 2 до 38 %, медиана – 12 %, мода 10–12 %. Состав битумоидов в основном достаточно восстановленный: Н – 9–11,9%, Σ(O+N+S) – 6–10%. На основании данных люминесцентной микроскопии, а также по величине коэффициентов $\beta^{ХБ}$ и количеству масел в ХБ(А), в толще идентифицируются сингенетичные и парааутохтонные битумоиды (масла 60–78 %, $\beta^{ХБ}$ = 20%), в незначительном количестве также, видимо, присутствуют сингенетичные остаточные ($\beta^{ХБ}$ – 2–5 %, масла 12 %). Таким образом, курасийская свита относится к категории нефтематеринских пород, в рассматриваемом разрезе она является нефтепроизводящей.

*Акватория Татарского пролива.* Палеогеновые отложения представлены преимущественно континентальными слаболитифицированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, мощностью до 1,5 км. Наиболее высокие содержания $С_{орг}$ (до 5,3%) отмечены на Виндисской площади, меньшие значения, но также повышенные (до 4%) на Кузнецовской структуре в породах терригенно-угленосной пачки; концентрация битуминозных компонентов в отдельных образцах достигает 0,1%. Высокие концентрации $С_{орг}$ обусловлены присутствием детритных форм. В компонентном составе ХБ(А) явно преобладают смолы. Степень битуминизации ОВ в целом – низкая, только в отдельных образцах на Виндисской площади значения битумоидного коэффициента $\beta^{ХБ}$ достигают 18%, на Кузнецовской величины его, как правило, не превышают 2–3 %, что свидетельствует как об отсутствии признаков новообразования жидких компонентов, так и их перераспределения. В этой толще, судя по условиям накопления и низкой степени битуминизации, преобладает РОВ преимущественно гумусового(III тип керогена) или окисленного смешанного (II +III) типов, что позволяет отнести этот комплекс отложений, в основном, к газогенерирующим.

Вышележащие терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения олигоцена сформировались, по-видимому, в относительно глубоководном морском бассейне. Породы этой толщи в южной части рассматриваемой акватории (Виндисская, Кузнецовская площади) характеризуются невысокими концентрациями РОВ, среднее значение $С_{орг}$ – 0,6%. В северном направлении содержание $С_{орг}$ возрастает: на Ильинской площади, в среднем, до 1%, на Красногорской – до 2,2 %, в том же направлении растет и содержание битумоида – от 0,1% (Виндисская площадь) до 0,3 % (Красногорская и Ильинская площадь). Значительный разброс величин битумоидного коэффициента ($\beta^{ХБ}$ =5–36%) и различия в компонентном составе свидетельствует о присутствии битумоидов различных генетических типов, преобладают парааутохтонные битумоиды, что подтверждается также и компонентным составом битумоидов: асфальтены – 6–9 %, доля масел достигает 80 %, при этом в явно сингенетичных битумоидах доля смолисто-асфальтеновых компонентов составляет 50–55 %. Несмотря на то, что толща претерпела погружения до 4 км, однако не вышла из зоны раннего мезокатагенеза-$МК_1$ ($R^o$ –0,51–0,60%) (В.Ш.Брутман, устное сообщение).

Генетический тип РОВ в олигоценовых породах смешанный, с разным соотношением сапропелевых и гумусовых компонентов на разных участках шельфа. В толще преобладает кероген типа II, но влияние терригенного ОВ, проявившееся в виде углефицированного детрита, было также весьма заметно. В целом, эта терригенно-кремнисто-вулканогенная толща по величине геохимических параметров может быть отнесена к категории нефтепроизводящих.

Миоценовые образования начинаются с терригенных мелководных отложений, по положению в разрезе соответствующих верхнедуйской угленосной свите. В отличие от своего возрастного аналога эта толща углистый материал содержит только в виде мелкого рассеянного детрита. Концентрации РОВ в породах толщи в целом повышены, причем не отмечены заметные вариации в зависимости от литологического состава. Установлена тенденция увеличения $С_{орг}$ в северном направлении (от 1,2 % на Старомаячинской до 3 % на Красногорской площади). Видимо, увеличение $С_{орг}$ происходит за счет примесей детритных форм. Исходный тип ОВ изменяется от III+II типа до существенно III типа, степень катагенетической преобразованности по результатам определения ОС витринита ($R^0$ – 0,51–0,71 %) отвечает уровню «нефтяного окна». Степень битуминизации ОВ – $\beta^{ХБ}$ – варьирует в пределах 3-10%. Повышение уровня сингенетичной битуминизации ОВ (до 10 %) – показатель про-

цессов новообразования УВ-компонентов. Это особенно заметно в разрезе толщи на Ильинской площади, что проявляется как и в росте общего количества битумиозных компонентов ($\beta^{ХБ}$ – 10,5%), так и в составе битумоида – повышение доли масел, а их составе рост средне- и низкомолекулярных алканов.

Рассматриваемую терригенную толщу можно отнести к нефтепроизводящим, которая в условиях верхней зоны «нефтяного окна» продуцирует как жидкие, так и газообразные УВ, с преобладанием последних.

Кремнистые и кремнисто-глинистые отложения курасийской и маруямской свит, вскрытые скважинами на ряде морских площадей, представлены опоками, опоковидными алевролитами и глинами, диатомитами. Породы характеризуются несколько повышенными содержаниями РОВ и битуминозных компонентов. Средние значения $C_{орг}$ (1,1–1,2 %) установлены в кремнистых породах курасийской свиты на Виндисской, Старомаячинской и Ильинской площадях; концентрация $C_{орг}$ в отложениях маруямской свиты в среднем составляет на Виндисской площади 1,1% и уменьшается на Красногорской и Изельметьевской площадях до 0,6 % (В.Ш.Брутман, устное сообщение). Для пород курасийской свиты характерны повышенные концентрации битуминозных компонентов (до 0,2 %), ХБА) явно преобладает над кислым битумоидом; значения $\beta^{ХБ}$ варьирует в широких пределах (2–39%), что свидетельствует о присутствии разных генетических типов битумоидов. Повышенные (до 60%) содержания масел в некоторых образцах, также являются показателем новообразования и перераспределения битуминозных компонентов, которые имеют место в курасийской свите, хотя уровень ее зрелости не достиг уровня ГЗН (Тмах пиролиза 411–419°С). В ОВ курасийской свиты преобладают сапропелевые компоненты (кероген типа II), и оно характеризуется повышенными значения потенциала ОВ(HI = 380 –560 кг УВ/ т ОВ. Генетический потенциал пород, определенный по методу пиролиза, изменяется от 0,6 до 13,5 кг (единичное определение) УВ в тонне породы, в среднем 1,5–2 кгУВ/т породы, что соответствует нефтематеринским породам с как с повышенным и так и, главным образом, средним нефтематеринским потенциалом.

В породах маруямской свиты содержание битуминозных компонентов несколько ниже (0,02–0,09%), в составе битумоидов часто преобладают кислые фракции. Значения битумоидного коэффициента – увеличивается в северном направлении, $\beta^{ХБ}$ составляет в среднем 1% на Виндисской площади и 5,5 % на Красногорской.

На рис. 89 приведен литолого-геохимически разрез отложений маруямской свиты, вскрытый скв.2 на Изыльметьевской структуре. Начиная с глубины 1,3 км отмечается некоторый рост концентраций ХБА и степени его битуминизации ($\beta^{ХБ}$ =8%) без практического изменения содержания $C_{орг}$ , что, видимо, отражает начавшееся новообразование УВ, хотя уровень зрелости пород в этой части разреза не достиг кровли ГЗН. С этого уровня меняется и характер распределения н-алканов – растет количество среднемолекулярных УВ, растет уровень зрелости УВ (Ki=0,7 –0,8). Значения коэффициента Pr/Ph (1,1–1,3) по всему разрезу меняется незначительно, что указывает на сходный состав ОВ по разрезу свиты.

Таким образом, полученные геохимические данные показывают, что на Красногорском участке шельфа и в южной части Татарского пролива отложения маруямской и, главным образом, курасийской свит можно отнести к нефтегазопроизводящим, несмотря на невысокий уровень преобразованности.

В целом в разрезе Западно-Сахалинского суббассейна выделяются следующие категории нефтематеринских свит:

1. Верхнемеловые глинисто-терригенные. На большей части территории они уже реализовали свой НМ потенциал, но обладают еще значительным газоматеринским потенциалом. Роль этих толщ, вероятно, велика как источника флюида-растворителя для реализации НМ потенциала вышележащих толщ.

2. Палеогеновые и нижнемиоценовые терригенные и вулканогенно-глинистые толщи, находящиеся в ГЗН, характеризуются достаточным НМ потенциалом для формирования собственных залежей нефти.

3. Среднемиоценовые кремнистые НМ толщи, характеризующиеся повышенным НМ потенциалом, они частично находятся в ГЗН (Красногорский район); на значительной части территории они не вошли в ГЗН, но уже относятся к категории нефтепроизводящих и являются источником незрелых нефтей.

### Южно-Сахалинский суббассейн

*Меловые отложения.* В южной части бассейна в акватории Анивского залива меловые отложения вскрыты двумя скважинами – Петровской и Новиковской, так же они обнажаются в обрамлении бассейна. Петровская скважина в западной части залива вскрыла терригенную сероцветную толщу, мощностью более 600 м [Куликов, Деревскова, 1992]. Преобладающий тип пород – алевролиты. Породы характеризу-

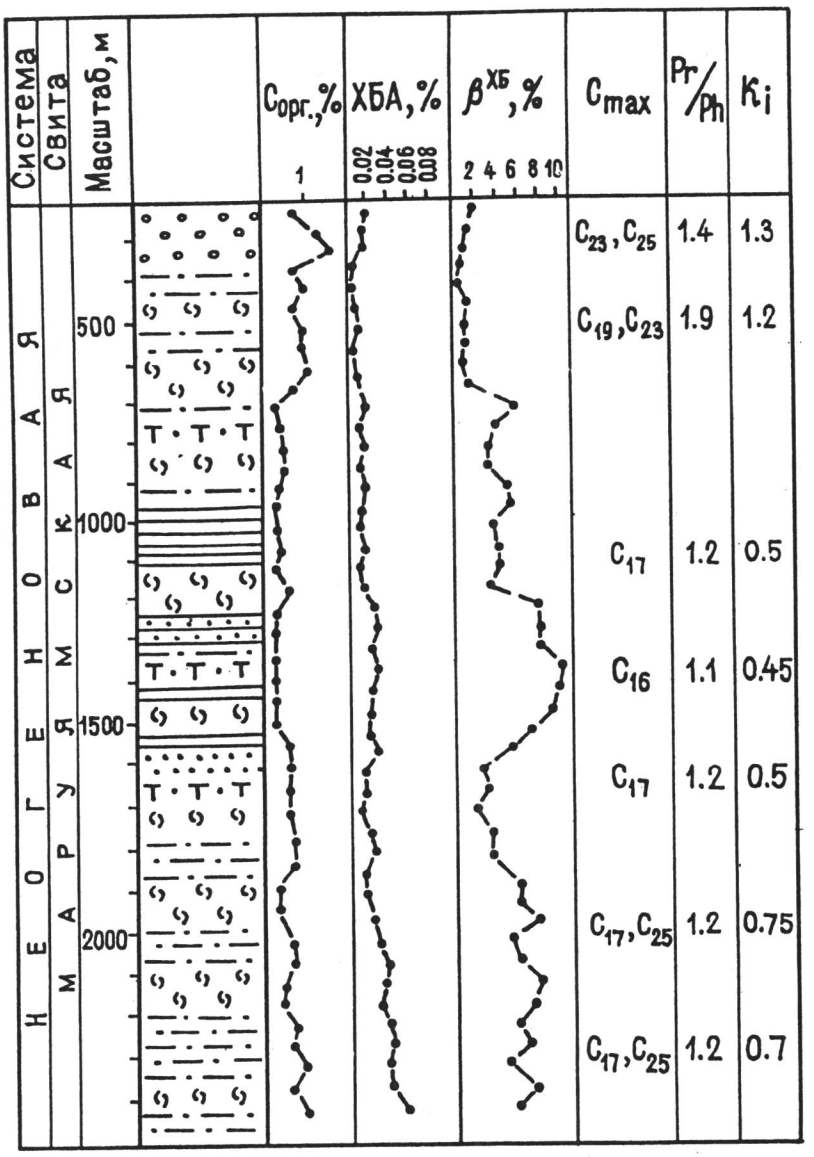



**Рис. 89.** Литолого-геохимический разрез Изельметьевской морской структуры, скважина-2

Условные обозначения на рис. 87.

ются повышенным содержанием РОВ ($C_{орг}$ до 1,2 %) и сравнительно высокой битуминозностью – величина битумоидного коэффициента $\beta^{ХБ}$ варьирует от 2 до 20%, причем преобладают повышенные значения (рис. 90). Величина генетического потенциала по данным пиролиза Rock-Eval – ($S_1$+$S_2$) варьирует от 0,31 до 0,89 кг УВ на т породы.

Характер распределения н-алканов в масляной фракции ОВ в верхней части вскрытого разреза одномодальный с максимумом на $C_{19}$, в нижней части разреза распределение н-алканов двумодальное, с максимумами на $C_{17}$ и $C_{19}$ и $C_{26}$, отношение Pr/ Ph выше 1, отмечается его снижение вниз по разрезу от 2,2 до 1,4. Значения коэффициента Ki довольно высокие – 0,8–1,1. Приведенные геохимические параметры служат косвенными показателями сравнительно невысокой степени зрелости ОВ и интенсивных процессов новообразования битуминозных компонентов; значения Тмах пиролиза изменяется от 431 до 445°С т.е. степень преобразованности пород соответствует уровню ГЗН.

В восточной части Анивского залива скважиной Новиковской был вскрыт несколько другой разрез меловых (возможно и более древних) отложений (рис. 91). Новиковская свита – существенно глинистая, в верхней части – кремнисто-глинистая толща. Содержание $C_{орг}$ в ней растет вниз по разрезу от 0,6% до 1–1,2%, содержание битумоидов также увеличивается в том же направлении, достигая 0,11%, величина битумоидного коэффициента колеблется в пределах 2–6%. Углеводородная фракция ХБ(А) имеет как одно-

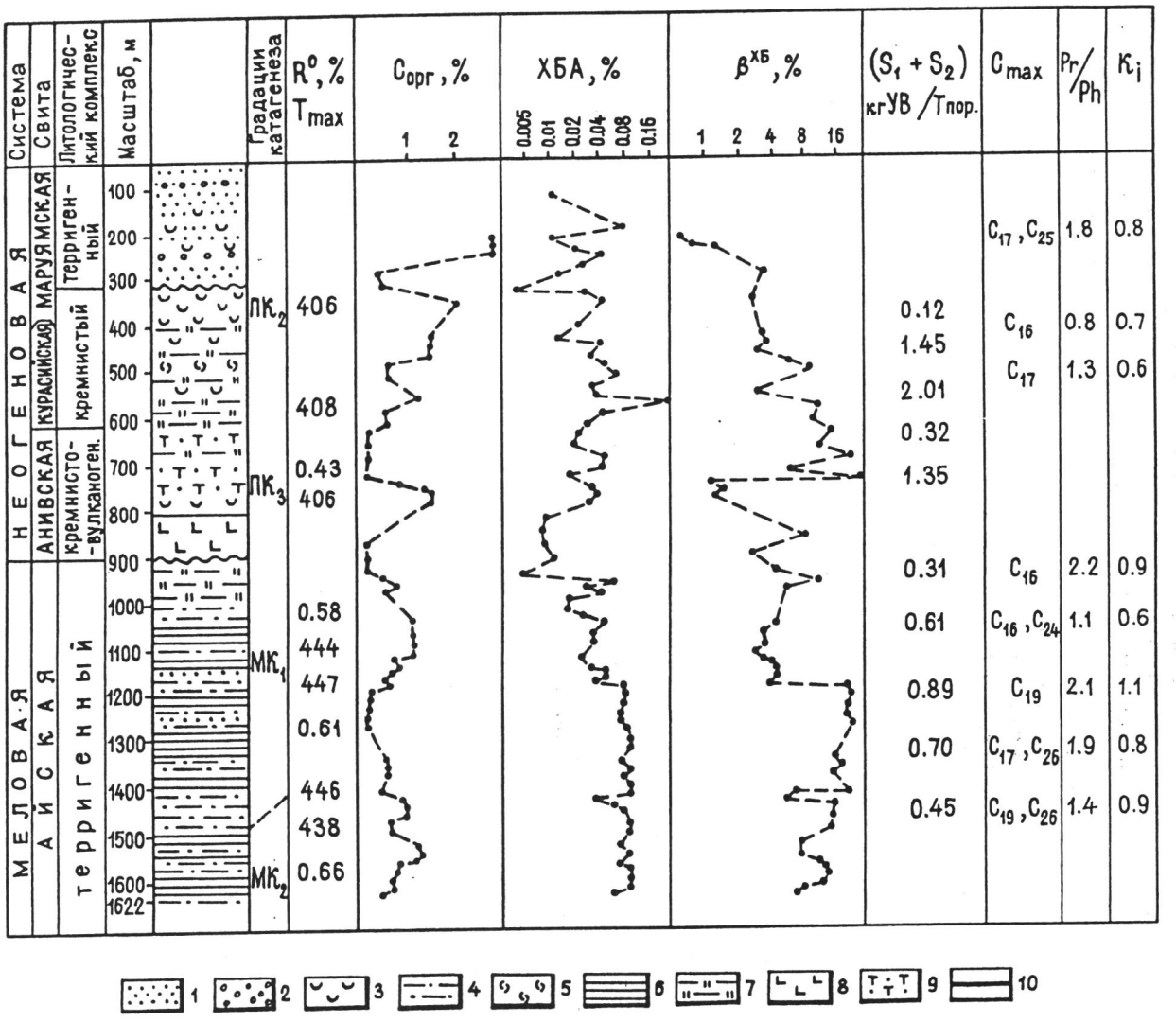



**Рис. 90.** Литолого-геохимический разрез Петровской структуры

1 – песок (песчаник), 2 – гравелит, 3 – диатомит, 4 – алевролит, 5 – опоки, 6 – аргиллит, 7 – кремнистый аргиллит, 8 – лавы, 9 – туфы, 10 – уголь.

модальное распределение н-алканов с максимумом на $C_{18}$, так и двумодальное с максимумами $C_{18}$ и $C_{26}$, в отдельных образцах фиксируется также максимум на $C_{31}$, хотя в целом «нечетность» меловым битумоидам не свойственна. Значения отношения варьируют Pr/Ph – 0,3–1, Ki – 0,4–0,9; значения последнего коэффициента позволяет предположить, что степень же зрелости ОВ несколько повышена, по сравнению с ОВ меловых отложений Петровской скважины, но, видимо, не вышла за пределы «нефтяного окна».

Приведенные геохимические параметры подтверждают представление о несколько повышенном нефтематеринском потенциале меловых отложений в южной части Южно-Охотского бассейна, еще не полностью реализованном: видимо, условия для его реализации были недостаточно благоприятными.

*Кайнозойские отложения.* Палеогеновые образования в пределах суббассейна имеют локальное распространение, исключение составляет Макаровский район, где мощность их превышает 1500 м. Они представлены в основном вулканогенно-терригенными породами (гастелловская, холмская свиты). Геохимическая характеристика гастелловской и холмской свит близка к одновозрастным образованиям Западного Сахалина.

Наиболее широко распространены и лучше изучены породы среднего миоцена-плиоцена. На Южном Сахалине они лучше всего обнажены на западном побережье Анивского залива. Это кремнистые алевролиты, аргиллиты, опоки, кремнистые туфы и туффиты курасийской и низов маруямской свит (рис. 92).

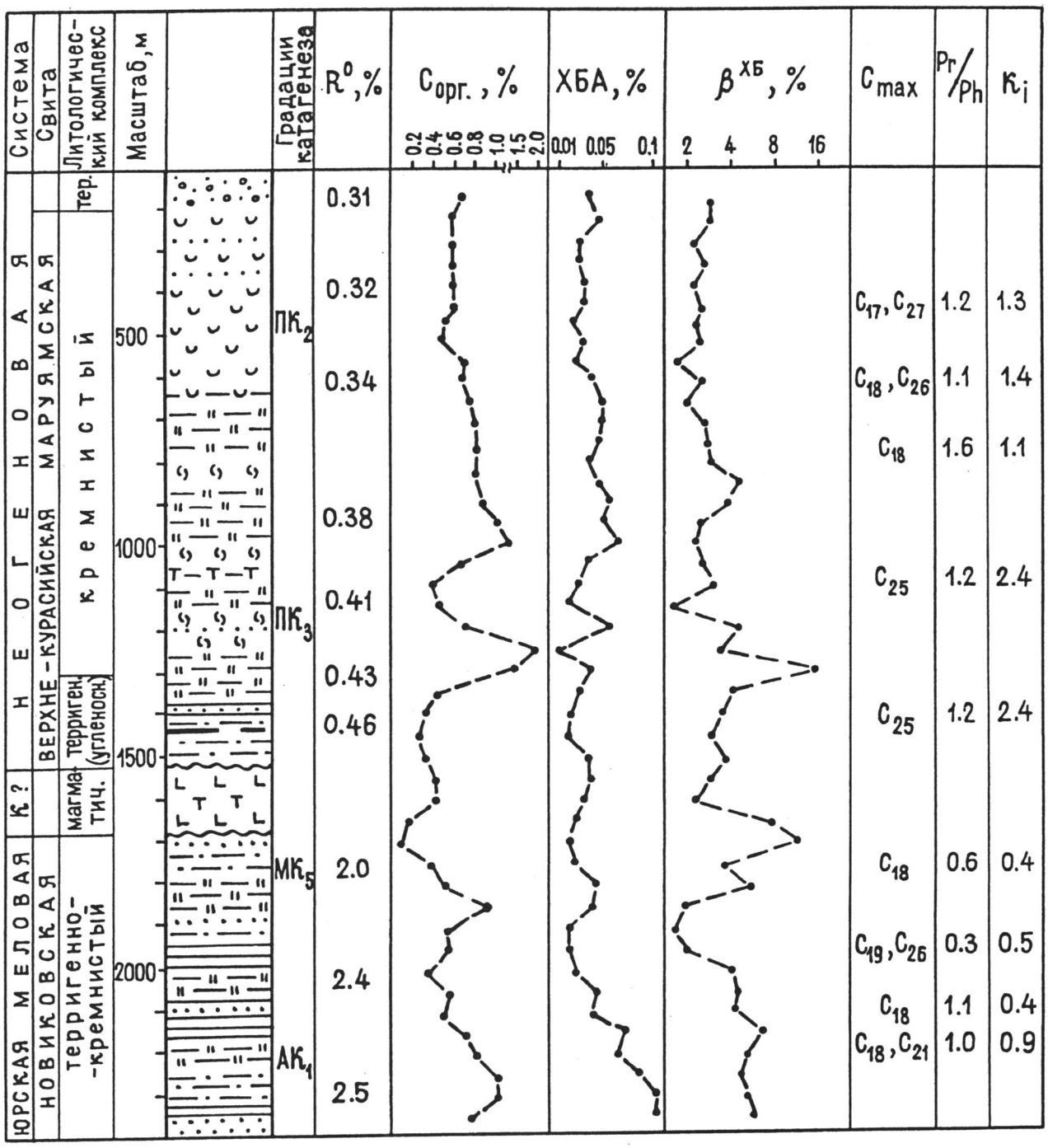



**Рис. 91.** Литолого-геохимический разрез Новиковской структуры
Условные обозначения на рис. 90.

Степень катагенеза $ПК_2$-$ПК_3$, установленная по данным ОС витринита, находится в полном соответствии с результатами определения минералогических форм кремнезема составом глинистых минералов и физическими свойствами пород.

Нижняя часть курасийской свиты представлена преимущественно кремнистыми аргиллитами и туффитами. Содержание $C_{орг.}$ в терригенно-кремнистых разностях изменяется от 0,45 до 2,46 %; мода 0,8–1 %; ХБ(А) – от 0,01 до 0,092 %, мода, отмечается некоторое увеличение ХБ(А) и степени битуминизации 0,03 ($\beta^{ХБ}$) $C_{орг}$ сверху вниз; при средних одинаковых значениях РОВ, $\beta^{ХБ}$ в верхней части курасийской свиты составляет в

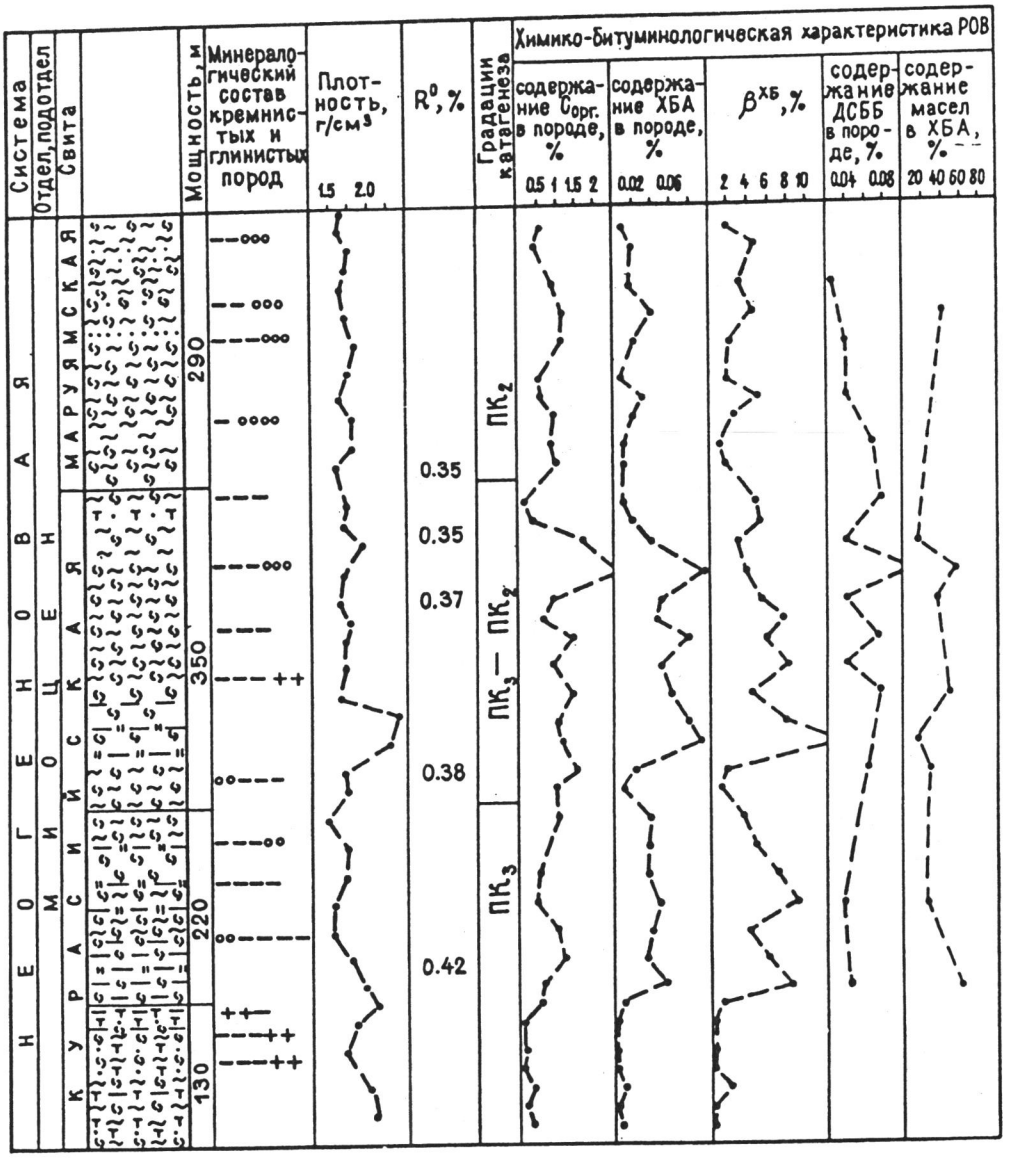



**Рис. 92.** Литолого-геохимический разрез верхненеогеновых? отложений побережья Анивского залива

Условные обозначения на рис. 87.

среднем 6–7 %, единичные определения 10 %, в маруямской свите – 3–4 %. Содержание СББА изменяется также в широких пределах 0,01–0,18 %, причем в средней части разреза отмечаются как самые высокие, так и самые низкие значения. Элементный состав ХБ(А) характеризуется в целом повышенными содержаниями гетероэлементов и значительным разбросом значений от 9,1 до 20,5 % в средней части толщи. Содержание масел колеблется от 18 до 47 %, преобладают значения 20–25 %, т.е. смолисто-асфальтеновые компоненты в средней части толщи возрастают в отдельных образцах до 82 %, в этой части наблюдается значительный разброс их содержаний.

В УВ составе ХБ(А) метаново-нафтеновые УВ составляют 85–55 %. Хроматограммы масляной фракции имеют двумодальное распределение – максимумы на $C_{25}$ и $C_{15}$, характерны высокие концентрации изо-алканов $C_{21}$, $C_{20}$, $C_{19}$; отношение пристан/фитан – 1,1. Отмечается присутствие Т-образного изопреноида (HBI) $C_{25}$, стеранов и гопанов с биологической конфигурацией, а также повышенное содержание длинноцепочечных алканов $C_{24}$-$C_{35}$, со значительным максимумом в области $C_{29}$-$C_{33}$, источником которых являются смолы высших растений. Такое повышенное содержание высокомолекулярных н-алканов в общем не свойственно рассматриваемым силицитам других районов. Характерно, что породы этого разреза, как и разреза района Новоселово, имеют светлую окраску, в них отсутствует пиритная сера, количество окисных форм железа сопоставимо или несколько больше закисного; количество реакционно-способного же-

леза невелико – 1,5–3,4%. Видимо, эти отложения накапливались в аэрируемом бассейне при нейтральной или частой смене слабоокислительной и слабовосстановительной обстановок.

В разрезе по р.Бачинке (западное побережье Анивского залива) маруямская свита представлена диатомитами, диатомовыми песчаниками, кремнистыми туффитами, степень катагенетической преобразованности, видимо, не превышает среднего протокатагенеза. При невысоком содержании $C_{орг}$ (0,3–0,5%) отмечен значительный разброс значений $\beta^{ХБ}$ (от 3 до 50 %), т.е. логично предположить, что происходят процессы перераспределения миграционноспособных компонентов.

Разрез кремнисто-терригенных и кремнисто-вулканогенных пород, отнесенных к маруямской свите изучен на р. Такой (севернее г. Южно-Сахалинска в районе пос. Сокол). В основании разреза залегают темные кремнистые алевролиты курасийской свиты, мощностью несколько метров. Вышезалегающая маруямская свита представлена более светлыми кремнистыми алевролитами, содержащими прослои кремнистых туфов и диатомитов, со средними и пониженными концентрациями $C_{орг}$ (0,2–0,7 %), в кремнистых алевролитах содержание $C_{орг}$ 0,2–1,6 %, мода 0,9 %, ХБ(А) изменяется от 0,01 до 0,13 %, мода 0,02 –0,03 %; $\beta^{ХБ}$ варьирует от 2 до 18 %. Хлороформенный битумоид обогащен кислыми компонентами: С – 76,3–78,1; Н – 8,0–10,4; Σ(O+N+S) – 9,2–14,1%. Определения ОС витринита для этой толщи отсутствуют, но судя по невысоким значениям плотности кремнистых алевролитов (1,76 –2,03 г/см$^3$) и преобладанию кремнезема в форме опала-А и опала-СТ, степень катагенеза отвечает $ПК_2$-$ПК_3$. Явных следов перемещения битуминозных компонентов не обнаружено, повышенные значения $\beta^{ХБ}$, видимо, показатели новообразования битуминозных компонентов.

Севернее г. Макарова кремнисто-глинистые породы изучались в опорном Макаровском разрезе. Толща кремнистых алевролитов и аргиллитов относится к курасийской свите ($N_1^3kr$). Содержания $C_{орг}$ в породах близки к кларковым, максимальные концентрации – 1,24 %, ХБ(А) изменяется от 0,05 до 0,078; $\beta^{ХБ}$ – 2–14 %. Геохимические параметры этой толщи близка к кремнистым алевролитам разреза р. Такой, т.е. значения содержания ОВ и битумоидов невысокие, но отличаются выдержанностью и малым разбросом значений. Степень преобразования ОВ пород по данным ОС витринита несколько выше ($МК_1$, $ПК_3$-$МК_1$). Углеводородная фракция ХБ(А) характеризуется двумодальным распределением н-алканов с максимумами на $C_{29}$ и $C_{17}$, отношение пристан/фитан 1,5–1,9; эти значения позволяют предполагать заметное влияние континентальной примеси на состав исходного ОВ. Таким образом, несмотря на морские условия осадконакопления ОВ курасийской свиты этого разреза характеризуется смешанным составом (кероген II+ III типов, с преобладанием III типа). Разрез отличается отсутствием высококремнистых литотипов, бо́льшей терригенной примесью, более низкими концентрациями ОВ, по сравнению с одноименной свитой Западно-Сахалинского суббассейна Она относится к нефтематеринским свитам, но потенциал ее в лучшем случае средний.

В *акватории Анивского залива* кайнозойские отложения, вскрытые Петровской скважиной на глубинах 600–900 м (рис. 90), представлены неогеновыми кремнисто-вулканогенными породами, бедными ОВ. В этой толще присутствуют прослои алевролитов, с содержаниями $C_{орг.}$ до 1% и величиной генетического потенциала до 1,35 кг УВ на т породы. В кремнистой толще курасийской свиты концентрация $C_{орг}$ варьирует от 0,5 до 1,83 % ,содержания хлороформенного битумоида в целом повышены – от 0,035 до 0,2 %. В терригенной пачке низов маруямской свиты содержание $C_{орг.}$ еще более повышено – до 3,25 %, очевидно за счет примеси детритных форм гумусового ОВ, концентрация же битумоида в этой пачке относительно мала – 0,015–0,018%; Н-алканы имеют двумодальное распределение с максимумами на $C_{17}$ и $C_{22}$, Pr/Ph – 1,8, в то время как битумоиды курасийской свиты имеют одномодальное распределение с максимумами на $C_{16}$ и $C_{17}$ и меньшими значениями Pr/Ph =0,8–1,3. Судя по значениям Тмах пиролиза (404–408°С) породы неогена не вышли из зоны протокатагенеза. Одновозрастные глинисто-вулканогенно-кремнистые образования Новиковской скважины характеризуются в целом несколько меньшими концентрациями $C_{орг}$: 0,4–2 % преобладают значения 0,7–0,8 %; количество битумоида заметно ниже – 0,01–0,04 %. В распределении н-алканов увеличивается роль высокомолекулярных алканов. Битумоиды характеризуются невысокой зрелостью (Ki = 2–1,6), что вполне отвечает низкому уровню катагенеза ОВ толщи.

Таким образом, неогеновая кремнистая толща Южно-Сахалинского суббассейна, обогащенная ОВ преимущественно морского генезиса с заметной примесью терригенного ОВ (II+III типы керогена) по геохимическим параметрам относится к потенциально нефтематеринским толщам, но уровень ее зрелости не достиг уровня ГЗН.

В целом, в Южно-Сахалинском суббассейне нефтегазоматеринские свиты разных категорий выделяются во всех стратиграфических подразделениях.

1. верхнемеловые терригенные и терригенно-кремнистые – нефтепроизводящие, еще не полностью реализовавшие НМ потенциал на жидкие УВ, но главным образом газопроизводящие.

2. палеогеновые терригенные отложения, в том числе и угленосные, являются преимущественно газоматеринскими.

3. неогеновые терригенно-кремнистые образования – курасийская и маруямская свиты с повышенным и умеренным потенциалом, потенциально-нефтематеринские, в наиболее погруженных участках залива Терпения, очевидно, достигли уровня ГЗН. Они газопроизводящие в южной части суббассейна.

### 4.2.2. Нефтегазоматеринские толщи и оценка их потенциала

В разрезах сахалинских бассейнов выделяется ряд нефтегазоматеринских толщ или горизонтов, характеризующихся различным нефтегазоматеринским потенциалом (Пнм) и разной степенью его выработанности. Если за нижний предел отнесения отложений к разряду нефтематеринских (НМ) среди терригенных пород принять концентрацию в них $C_{орг}$ – 0,4% (это значение, видимо, завышено, многими исследователями принимаются и более низкие значения – 0,2 %), то к разряду НМ можно отнести алеврито-глинистые пачки во всех выделенных свитах кайнозоя и в отдельных случаях в образованиях верхнего мела.

В каждом из трех суббассейнов выделяется 2 группы НМ-толщ: I -терригенно-глинистые, подразделяющиеся на две подгруппы: терригенно-глинистые нормально-морские и угленосные, II – глинисто-кремнистые.

Нефтематеринский потенциал породы – ($П_{нм}^{пор}$) определяется потенциалом ОВ ($П_{нм}^{ов}$), который зависит от качества исходного ОВ, и, содержания его в породе. Нефтематеринский потенциал свиты или толщи определяется строением НМ толщи – соотношением пород с разным НМ потенциалом. Оценка НМ потенциала ОВ проводится на основе элементного состава нерастворимого ОВ (керогена); показателем качества ОВ или критерием способности ОВ генерировать УВ является обогащенность керогена водородом; для этого используется Н/С ат, это отношение в органической геохимии обозначается как коэффициент $F_o$. Поскольку для характеристики $П_{нм}^{ов}$ важна оценка водорода, не связанного с кислородом, то наиболее информативен коэффициент $F_1$, учитывающий водород, который может уйти в виде $H_2O$, $NH_3$ и $H_2S$. Этот коэффициент рассчитывается по формуле

$$F_1 = \frac{H-2\sum(O+N+S)}{C} \text{ ат}$$

Элементный состав керогена силицитов пиленгской и даехуреинской свит приведен в Таблице 21.

Как видно из таблицы НОВ силицитов чрезвычайно богато гетероэлементами, поэтому по значениям коэффицитров $F_0$ оно оценивается как «богатое», а по $F_1$ т.е. с учетом гетероэлементов, только как «среднее» [Вассоевич, Лопатин, 1977].

Нефтематеринский потенциал породы $П_{нм}^{пор}$ определяется количеством нефти, которое она может генерировать в расчете на тонну или кубический метр породы. Практический интерес представляет эмиграционный потенциал породы (толщи), т.е. та часть нефти (микронефти), которую порода (толща) способна отдать.

Для подсчета масштабов эмиграции или определения количества эмигрировавших битуминозных продуктов ($Q_{эм}$) использовалась формула, предложенная С.Г. Неручевым [Неручев, 1969]

$$Q_{эм} = \frac{К_{эм} \cdot Q_{ост}}{1-К_{эм}},$$

где $Q_{ост}$ – количество остаточного автохтонного битумоида в породе; $К_{эм}$ – коэффициент эмиграции;

$$Q_{ост} = \frac{V_{мн} \cdot \rho_{мн} \cdot a_{ср}}{100},$$

где $V_{мн}$ – объем материнской породы, $\rho_{мн}$ – средняя плотность материнской породы, $a_{ср}$ – среднее содержание автохтонного битумоида; $К_{эм}$ – коэффициент эмиграции или нефтеотдачи, определенный из данных элементного состава исходного остаточного и эмиграционного продукта, по уравнениям материального баланса:

$$К_{эм} = \frac{C_{исх} - C_{ост}}{C_{эм} - C_{ост}} \text{ и т.д.}$$

Для определения $К_{эм}$ нами использовалась формула $К_{эм} = 1 - (\beta_{ост}/\beta_{исх})$. Поскольку в исследуемых разрезах кремнистых толщ невысоких градаций катагенеза определить достоверно величины $\beta_{ост}$ и $\beta_{исх}$ зачастую не представлялось возможным, то нами использовались значения $К_{эм}$ для глинисто-терригенных толщ того же района сходного уровня преобразованности. Для невысоких градаций вычисленные $К_{эм}$ вполне со-

Таблица 21. Состав НОВ силицитов

| № | литотип | район (площадь) | индекс | градация катагенеза | C | H | Σ (O+N+S) | $F_0$ | $F_1$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | кремнистый аргиллит | Набильский | $P_3dh$ | $МК_1$-$МК_2$ | 62,3 | 6,1 | 12,5 | 1,11 | 0,78 |
| 2 | перекристаллизованная опока | Хузенская площадь | $P_3pn$ | $ПК_3$-$МК_1$ | 73,2 | 6,8 | 17,6 | 1,11 | 0,79 |
| 3 | перекристаллизованная опока | Хузенская площадь | $P_3pn$ | $ПК_3$-$МК_1$ | 72,4 | 7,9 | 19,7 | 1,32 | 0,96 |
| 4 | перекристаллизов. опока | Лангерийская площадь | $P_3pn$ | $ПК_3$ | 71,9 | 7,0 | 20,1 | 1,16 | 0,76 |
| 5 | опока | Новоселово | $N_1kr$ | $ПК_2$ | 66,2 | 7,5 | 20,1 | 1,4 | 0,78 |
| 6 | опока | Пензенская | $N_1kr$ | $ПК_3$ | 69,7 | 7,9 | 22,4 | 1,36 | 0,89 |
| 7 | глинистый силицит | Лунско-Нампинский прогиб | $P_3pn$ | $ПК_3$-$МК_1$ | 56,5 | 5,96 | 19,3 | 1,27 | 0,75 |

Условные обозначения к таблицам 21–23: $P_3dh$ – даехуреинская свита; $P_3pn$ – пиленгская свита; $N_1$ kr – курасийская свита; $N_1$ ok – окобыкайская свита; $N_2mf$ – маямрафская свита

поставимы с таковыми, установленными для других районов [Неручев, 1969; Органическая геохимия..., 1981]. В целом для расчетов принимались следующие значения $К_{эм}$: на $ПК_3$ – 0,1; $ПК_3$ – $МК_1$ – 0,2–0,35; $МК_1$ – 0,4–0,55; $МК_2$ – 0,6 –0,65; $МК_3$ – 0,7–0,78; $МК_4$ - 0,9–0,98. Значения $К_{эм}$ на сходных градациях катагенеза варьируют в зависимости от интенсивности генерации, определяемой типом ОВ и условиями отдачи микронефти.

Расчеты проводились по формуле:

$Q_{эм} = 1,2\ C_{орг} * \rho * h * 10^2 * \beta * [K/(1-K)]$ т/км$^2$,

где $\beta$ – фактический битумоидный коэффициент в %; К – коэффициент эмиграции в долях единицы; 1,2 – коэффициент за счет потери летучих при экстракции; h – мощность НМ свит в м; $\rho$ – плотность пород [Органическая геохимия..., 1981]. Таким путем определялось количество эмигрировавших продуктов из объема НМ свиты, равного произведению мощности свиты и площади в кв. км.

Поскольку наша задача, прежде всего, охарактеризовать $П_{нм}$ толщи, с учетом эмигрировавших из нее продуктов, было проведено определение так называемой *удельной плотности эмиграции,* обозначаемой через величину q, равной количеству миграционно-способных жидких продуктов, эмигрировавших из нефтепроизводившей породы объемом в 1 м • 1 кв. км. Для ее определения в приведенной формуле не учитывается значение мощности свиты.

Значения удельной плотности эмиграции – q и плотности эмиграционного потенциала, равной количеству эмигрировавших жидких продуктов из НМ толщи с одного км кв. ($Q_{эм}$), для некоторых НМ толщ, в основном, кремнистых, приведены в таблице 22.

Значения q максимальны в толщах с повышенными значениями $С_{орг}$ и $\beta$ и, естественно, чем выше градация катагенеза (и соответственно) значения коэффициента эмиграции $К_{эм}$, тем более значимы величины q, причем, коэффициент эмиграции влияет более резко. Максимальные значения величины q и $Q_{эм}$ отмечаются для меловых образований Углегорско-Александровского района и юго-западного Сахалина, также высокими значениями этих показателей характеризуются кремнистые образования курасийской свиты Красногорского района Западного Сахалина.

Для Сахалино-Охотского бассейна плотность эмиграционного потенциала, по данным Э.Г.Коблова, имеет наиболее высокие значения в Пильтун-Чайвинском и Лунском очагах нефтеобразования (рис. 76). Так для даехуреинской НМ толщи значения $Q_{эм}$ для первого очага составляют 4,5–5 млн. т/ км кв., для второго 8–8,5 млн. т/ км кв.; для дагинской НМ толщи – 9–9,5 млн. т/ км$^2$. Оба максимума обусловлены сочетанием высокой степени зрелости и большой мощности НМ пород (более 3000 м). Суммарный же эмиграционный потенциал кайнозойских НМ толщ для Пильтун-Чайвинского очага достигает 20–25 млн. т/км$^2$ [Коблов, Харахинов, 1997].

Необходимо отметить, что практически все основные НМ-толщи сахалинских суббассейнов: верхний мел и палеоген, курасийская свита юго-западного Сахалина, – окобыкайская, дагинская и пиленгская (даехуреинская) северо-восточного Сахалина имеют строение, благоприятное для отдачи микронефти, для них характерно чередование НМ горизонтов и коллекторов, т.е. они являются сингенетично- или аутигенно-нефтеносными. В Сахалино-Охотском бассейне НМ-толщи содержат промышленные скопления нефти.

Таблица 22. Характеристика эмиграционного потенциала НМ толщ

| № | Район | Литотип | Возраст | Градация катагенеза | Плотность г/см$^3$ | Мощность м | Сорг % | $\beta^{ХБ}$ % | Кэм | q тыс.т/км$^2$ | $Q_{эм}$ тыс.т/км$^2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Красногорский | глин.силицит | $N_1$ kr | $МК_1$-$МК_2$ | 2,3 | 1000 | 1,2 | 10 | 0,6 | 4,97 | 4970 |
| 2 | Новоселово | опока | $N_1$ kr | $ПК_2$-$ПК_3$ | 1,8 | 600 | 1,6 | 7 | 0,1 | 0,27 | 161 |
| 3 | Анивский | опока | $N_1$ kr | $ПК_2$-$ПК_3$ | 1,9 | 700 | 0,8 | 6 | 0,1 | 0,12 | 85 |
| 4 | Пограничный | перекристал-лизов.опока | ~~$P_3$~~pn | $ПК_3$-$МК_1$- | 2,1 | 1000 | 1,2 | 8 | 0,3 | 1,04 | 1040 |
| 5 | Лунско-Напинский | кремнистый аргиллит | ~~$P_3$~~pn | $ПК_3$-$МК_1$ | 2,1 | 600 | 0,75 | 6 | 0,3 | 0,48 | 292 |
| 6 | Набильский | перекристал-лиз. опока | ~~$P_3$~~dh | $МК_1$-$МК_2$ | 2,2 | 500 | 0,8 | 10 | 0,6 | 3,17 | 1584 |
| 7 | ю-з Сахалин | аргиллит | $K_2$ | $МК_2$ | 2,3 | 2000 | 1,.0 | 6 | 0,7 | 3,70 | 7398 |
| 8 | Холмско-Невельский | агриллит | ~~$P_{1-2}$~~ | $МК_1$-$МК_2$ | 2,2 | 1300 | 0,6 | 10 | 0,6 | 2,38 | 3088 |
| 9 | Углегорск-Александров | аргиллит | $K_2$ | $МК_{3-4}$ | 2,55 | 2000 | 0,8 | 4 | 0,9 | 8,8 | 17600 |
| 10 | Углегорский | аргиллит | ~~$P_{1-2}$~~ | $МК_{2-3}$ | 2,40 | 1200 | 0,5 | 8 | 0,75 | 3,460 | 4152 |

Таблица 23. Пиролитические показатели нефтематеринских толщ.

| Местонахождение | литотип | возраст | Катагенез | число образцов | | $S_1$ кг УВ в т породы | $S_2$ кг УВ в т породы | Тмакс | Сорг % | OPI | HI кг/т $C_{орг}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Пограничный район | перекрист. опока кремн. аргиллит | ~~$P_3$~~pn | $ПК_3$-$МК_1$ | 41 | мин. | 0,04 | 0,39 | 387 | 0,4 | 0,06 | 90 |
| | | | | | макс | 0,89 | 6,86 | 431 | 3,2 | 0,43 | 805 |
| | | | | | мед. | 0,38 | 2,35 | 423 | 1,2 | 0,18 | 320 |
| Луньско-Нампинский | кремнист.. аргиллит | ~~$P_3$~~pn | $МК_1$ | 31 | мин. | 0,03 | 0,34 | 409 | 0,15 | 0,05 | 80 |
| | | | | | макс | 0,54 | 3,70 | 431 | 1,14 | 0,33 | 430 |
| | | | | | мед. | 0,11 | 1,35 | 417 | 0,9 | 0,16 | 180 |
| Набильский | перекрист. опока кремн. аргиллит | ~~$P_3$~~dh | $МК_1$ - $МК_2$ | 9 | мин. | 0,06 | 0,75 | 429 | 0,55 | 0,6 | 113 |
| | | | | | макс | 0,21 | 2,05 | 441 | 1,0 | 0,21 | 253 |
| | | | | | мед. | 0,09 | 1,30 | 435 | 0,8 | 0,09 | 170 |
| полуостров Шмидта | диатомит, глинист. диатомит | $N_2$mf | $ПК_1$ - $ПК_2$ | 10 | мин. | 0,09 | 0,43 | 418 | 0,31 | 0,14 | 170 |
| | | | | | макс | 0,19 | 2,42 | 430 | 2,12 | 0,21 | 315 |
| | | | | | мед. | 0,17 | 0,95 | 423 | 0,8 | 0,17 | 270 |
| Чайво-море (шлам) | глинист. алевролит | | $ПК_3$ - $МК_1$ | 11 | мин. | 0,03 | 0,41 | 406 | 0,39 | 0,05 | 73 |
| | | | | | макс | 0,22 | 2,11 | 435 | 1,86 | 0,43 | 410 |
| | | | | | мед. | 0,14 | 1,41 | 417 | 0,87 | 0,19 | 195 |
| площадь Монги | алевролит | $N_1$ok | $МК_1$ | 6 | мин. | 0,02 | 0,23 | 423 | 0,27 | 0,02 | 73 |
| | | | | | макс | 0,35 | 1,96 | 449 | 1,66 | 0,51 | 212 |
| | | | | | мед. | 0,14 | 0,89 | 436 | 0,93 | 0,21 | 145 |
| Новоселовский разрез | опока | $N_1$ kr | $ПК_2$- | 8 | мин. | 0,04 | 0,9 | 410 | 0,85 | 0,08 | 140 |
| | | | | | макс | 1,13 | 12,4 | 438 | 3,35 | 0,24 | 520 |
| | | | | | мед. | 0,5 | 3,12 | 420 | 1,5 | 0,15 | 360 |
| Ю-З шельф Татарского пролива | перекрист. опока | $N_1$ kr | $МК_1$ | 38 | мин. | 0,02 | 0,23 | 403 | 0,27 | 0,02 | 94 |
| | | | | | макс | 1,44 | 13,1 | 441 | 6,46 | 0,35 | 690 |
| | | | | | мед. | 0,14 | 0,89 | 436 | 1,93 | 0,19 | 410 |

Определение $П_{нм}$ органического вещества и пород пиролитическим методом проводилось главным образом для кремнистых литотипов кайнозойских отложений, единичные определения сделаны для пород верхнего мела. Результаты анализа приведены в таблице 23. Судя по пиролитическим характеристикам ОВ, генерационный потенциал пород ($S_1+S_2$) невысокий и средний; только отдельные единичные значения в кремнистых аргиллитах курасийской свиты юго-западного Сахалина и шельфа (13 кг УВ на т породы) и силицитах пиленгской свиты Пограничного района (>7,5 кг УВ на т породы) позволяет отнести эти породы к категории высокопотенциальных (по классификации Б.Тиссо и Д.Вельте, 1981). По медианным же значениям только породы Пограничного района относятся к НМ с умеренным потенциалом.

Что же касается НМ потенциала ОВ, то для пород Пограничного района он колеблется от «превосходного» HI > 600 мг УВ на г $С_{орг}$, до «умеренного» HI ~ 150–75 мг УВ на г $С_{орг}$.

Для большинства образцов как кремнистых, так и терригенно-глинистых литотипов потенциал ОВ – умеренный и средний. Значения OPI, отражающие степень выработанности керогена, для всех типов пород изменяется в широких пределах, что свидетельствует о том, что, несмотря на относительно невысокую зрелость ОВ, кремнистые нефтематеринские толщи являются нефтепроизводящими, т.е. в них имеют место процессы нефтеобразования, протекающие с разной интенсивностью.

Исключение составляют образцы маямрафской свиты п-ова Шмидта, имеющие низкие значения без резких колебаний величин этого показателя, что соответствует низкой степени преобразования этой толщи.

Особый интерес представляет пиленгская свита Пограничного прогиба, характеризующаяся наиболее сапропелевым ОВ (кероген I-II), хотя наравне с таковым присутствует и кероген типа II+III (рис. 85). Помимо повышенных значений водородного индекса, синбитумоиды, а также продукты термолиза керогена этой свиты, имеют соответствующее распределение стеранов – преобладание стерана $С_{27}$ (рис. 93), что свойственно наиболее «мористому» планктоногенному ОВ. К пиленгской свите в Пограничном прогибе приурочено Окружное месторождение. Генетическая связь нефти этого месторождения с ОВ вмещающих пород установлена на основе характера распределения биомаркеров-УВ стеранового и гопанового рядов, выделенных из продуктов крекинга различных фракций ОВ [Bazhenova, Arefiev, 1991]. На некоторую специфику нефтеобразования и возможность генерации нефтей в зоне позднего протокатагенеза – генерацию незрелых нефтей указывалось и ранее [Баженова и др. 1978, 1979, 1986]. Незрелые нефти, генетически связанные с ОВ формации Монтерей, отмечены в Калифорнийских бассейнах [Curiale et al., 1985].

Способность генерировать подобные нефти – свойство ОВ, сформировавшегося за счет диатомового фитопланктона, богатого липоидными компонентами, и подвергнувшегося интенсивной бактериальной переработке в диагенезе. Такое ОВ свойственно и другим биогенно-кремнистым толщам Охотоморского региона, например, ковачинской свите Западной Камчатки.

Подводя итог краткой характеристике НМ толщ сахалинских бассейнов можно сделать следующие выводы.

Во всех сахалинских бассейнах, в различных их частях выделяются нефтегазоматеринские толщи трех типов: а) глиисто-кремнистые (курасийская, пиленгская, пильская, тумская свиты); б) терригенно-глинистые – нормально морские (краснояркoвская, краснопольевская, такарадайская, окобыкайская свиты, дагинская свита восточной части Северо-Сахалинского суббассейна); в) терригенно-угленосные (снежинкинская, мачигарская, верхнедуйская свиты, дагинская – угленосная).

Наиболее высоким НМ потенциалом ОВ и генетическим потенциалом пород обладают кремнистые толщи, приуроченные к двум стратиграфическим уровням: олигоцен и средний миоцен (пиленгская, пильская и курасийская свиты. Они представляют интерес также и потому, что могут быть источником незрелых нефтей, т.е. начать реализовывать свой потенциал до достижения ими уровня зрелости «нефтяного окна». Это увеличивает перспективы неглубоких впадин на шельфе. По типу пород и строению разреза, эти свиты близки к формации Монтерей Калифорнии, одной из наиболее выскопотенциальных НМ толщ, обеспечивающих самую высокую плотность запасов Калифорниских бассейнов. По типу же керогена, и по количественному содержанию $С_{орг}$ как пиленгская, так и курасийская свиты значительно уступают формации Монтерей. По количеству ОВ и его качеству кероген кремнистых толщ Сахалина близок к ОВ кремнистых образований о.Хонсю: порцеланитов и диатомитов формации Иваета и Фикотогава (аналоги формации Оннагава), имеющих следующие характеристики: содержание $С_{орг}$ – 0,9–2,65 %; $Т_{max}$ – 383–405°С; $S_1$ – 0,02–532 мг/г; $S_2$ – 2–9 мг/г; HI – 203–482 мгУВ/г $С_{орг}$ [Taguchi et al.,

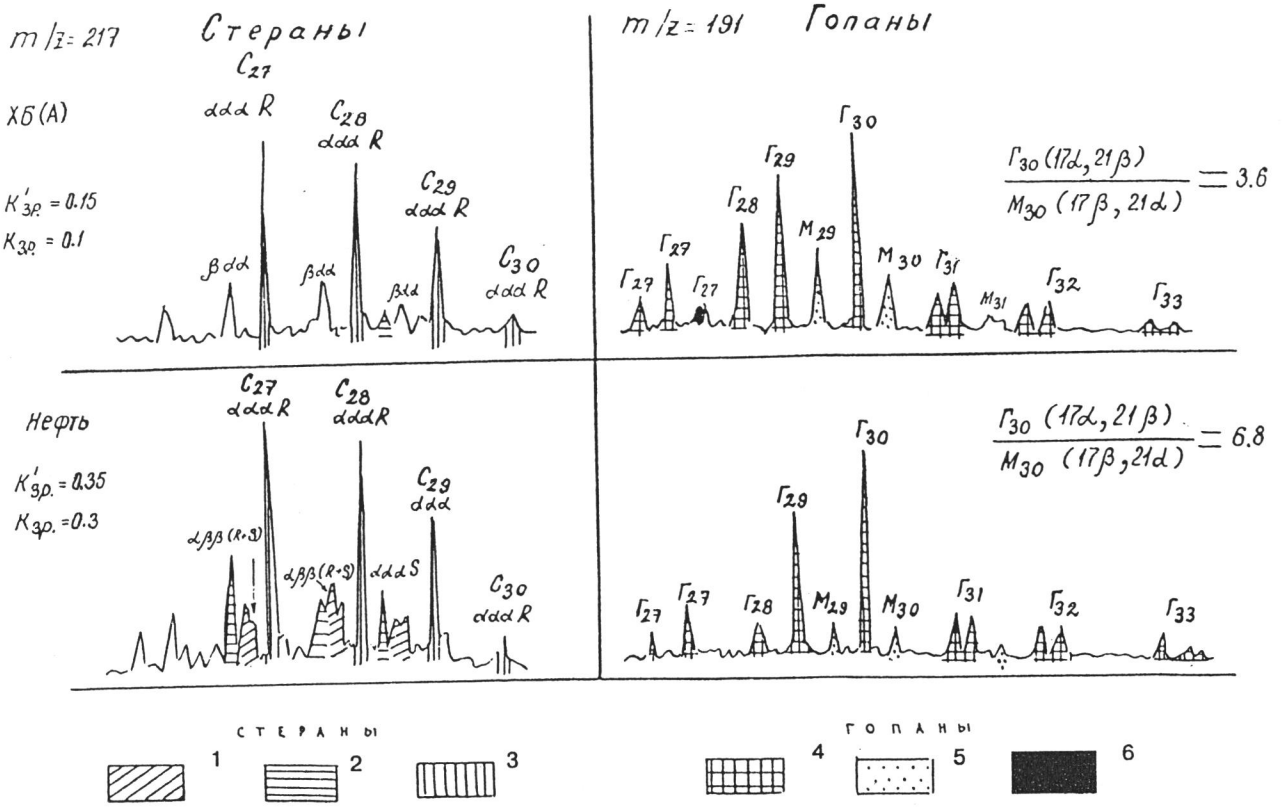



**Рис. 93.** Масс-фрагментограмма стеранов и гопанов (силициты, Восточный Сахалин)
1–3 – стераны: 1 – αββ(R+S), 2 – αααS, 3 – αααR; 4–6 – гопаны: 4 – αβ, 5 – βα, 6 – ββ

1988]. Кероген обоих названных регионов относится ко II типу, по величине водородного индекса – к «среднему» типу керогена, отдельные образцы к «богатому».

Терригенно-глинистые НМ толщи мелового возраста в значительной степени реализовали свой потенциал на жидкие УВ и являются прежде всего газоматеринскими породами. Терригенно-угленосные формации кайнозоя являются прежде всего газоматеринскими, но также они могут быть источником высокопарафинистых нефтей. Разнообразие состава ОВ в разновозрастных НМ толщах предопределило и разнообразие состава УВ флюидов.

Сравнение сахалинских суббассейнов по критерию генерации показало, что, несмотря на то, что наиболее высокопотенциальные толщи отмечены в – Западно-Сахалинском суббассейне (курасийская свита и верхнемеловые образования), суммарный генерационный потенциал очагов нефтегазообразования свойственен Северо-Сахалинскому суббассейну, характерной чертой которого является совмещенность разновозрастных очагов нефтегазообразования, отсутствие крупных перерывов в их разрезе. Западно-Сахалинский же суббассейн в этом плане менее изучен; в Северо-Татарском прогибе (рис. 78) этого суббассейна очевидно имеет место совмещение разновозрастных очагов нефтегазообразования в пространстве. Большая мощность отложений в курасийском очаге может обеспечить формирование крупных месторождений нефти. Южно-Сахалинский суббассейн также с позиций оценки генерационного потенциала изучен явно недостаточно, особенно это касается НМ толщ акватории залива Терпения. Нефтематеринский потенциал его толщ, судя по изученным разрезам, несколько ниже, но он вполне может обеспечить формирование небольших месторождений нефти и, видимо, значительных скоплений газа, главным образом, за счет очага залива Терпения.

### 4.2.3. Характеристика углеводородных флюидов

Промышленно-нефтегазоносным пока является только Сахалино-Охотский бассейн, практически все известные месторождения УВ-флюидов открыты в пределах Северо-Сахалинского суббассейна. В нем установлены флюиды разного фазового состава: нефти, газоконденсаты, газы,

но, прежде всего, этот суббассейн нефтеносный. В других бассейнах и/или суббассейнах отмечены проявления различных по составу нефтей и газов, на шельфе Западного Сахалина и в Анивском районе Южного Сахалина открыты небольшие месторождения газа (рис. 76).

Нефти и конденсаты Сахалина очень разнообразны по составу и физико-химическим свойствам. Известны как легкие, так и тяжелые и очень тяжелые нефти, высокосмолистые и малосмолистые, высокопарафинистые и малопарафинистые. Плотность нефтей изменяется от 0,795 до 0,956 г/см$^3$, конденсатов от 0,730 до 0,804 г/см$^3$. В целом же для суббассейна отмечается уменьшение плотности нефти с глубиной, хотя есть примеры полного отсутствия этой закономерности (табл. 24). Так, например, на месторождении Чайво-море на глубине 2000–2300 м (нутовская свита) плотность нефти 0,9061 г/см$^3$, нефть из естественного выхода на суше в районе Чайво имеет плотность 0,9160 г/см$^3$. В том же районе в шурфе обнаружена нефть с плотностью 0,8700 г/см$^3$. В соответствии с ростом плотности изменяется и содержание смолисто-асфальтеновых компонентов, максимальные концентрации их (до 20%) отмечены для нефти месторождений Уйглекуты и Катангли [Попович, 1998].

Таблица 24. Состав и свойства некоторых нефтей Сахалина

| площадь | Скважина | Интервал перфорации, м | Возраст | Плотность $d^{20}_4$ г/см$^3$ | пристан/фитан | пристан/$нС_{17}$ | фитан/$нС_{18}$ | $нС_{17}$/$нС_{18}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Тунгорская | 24 | 2020–2130 | $N_1$ок | 0,8483 | 5,23 | 0,65 | 0,11 | 0,88 |
| Шхунная пласт VII–VIII | 70 | 783–792<br>848–856 | $N_1$ок | 0,9354 | 1,55 | 0,47 | 0,18 | 0,53 |
| Одоптинская пласт XIX | 5 | 1530–1556 | $N_1$ок | 0,8401 | 2,50 | 3/04 | 1,51 | 1,24 |
| Одоптинская пласт $XXI_1$ | 11 | 1720–1741 | $N_1$ок | 0,8638 | 2,38 | 12,67 | 4,31 | 0,81 |
| Одоптинская пласт $XXI_2$ | 15 | 1797–1808 | $N_1$ок | 0,8764 | 2,50 | 2,12 | 1,22 | 1,43 |
| Паромайская | 2 | 420–437 | $N_1$ок | 0,8670 | 2,59 | 1,86 | 1,12 | 1,36 |
| Чайвинская плпст XVI | 5 | 2000–2300 | $N_1$nt | 0,9061 | 1,68 | 1,31 | 0,90 | 1,16 |
| Окружная | 1 | 1790–1818 | $P_3$pl | 0,8313 | 1,6 | 1,95 | 1,35 | 1,00 |
| Полярнинская | 3 | 2160–2200 | $N_1$ борская | 0,8583 | 2,08 | 1,53 | 0,70 | 0,95 |
| Полярнинская | 1 | 2356–2372 | $N_1$ борская | 0,8288 | 1,79 | 0,99 | 0,61 | 1,10 |

Особенностью сахалинских нефтей является их в целом невысокая сернистость (0,1–0,4%), хотя некоторым нефтям нутовско-окобыкайского комплекса характерно несколько повышенное содержание серы: Одопту-море – 0,5%; Тунгор, Восточное Эхаби – 0,6%; Восточно-Кайганское – 0,7%.

В содержании парафина наблюдаются значительные вариации от 0,1% до 40%. Более высокие концентрации его свойственны нефтям уйнинско-дагинского комплекса, среди которых выделяются высокопарафинистые нефти (месторождения Средний Аксакай и Крапивненское), в которых содержание парафина достигает 35–40% и парафинистые нефти (им.Мирзоева, Вост. Даги. Набиль) с содержанием парафина 8–18%.

По групповому составу нефти очень разнообразны. В большинстве нефтей окобыкайско-нутовского комплекса отмечены практически равные концентрации метановых и нафтеновых УВ, в нефтях уйнинско-дагинского комплекса, как правило, повышена доля ароматических УВ; известны нефти и с преобладанием нафтеновых УВ (месторождение Мухто).

Для нефтей северной части суббассейна (Оха, Эхаби, Тунгор, Некрасовское, Одопту) и центральной (Паромай, Нутово, Мухто, Пильтун) характерно высокое содержание бензиновой фракции.

В целом для многопластовых месторождений Северного Сахалина отмечается с глубиной уменьшение плотности, смолистости, вязкости и увеличение выхода бензиновых фракций, содержания парафина. При этом в основном в пределах одного комплекса можно проследить переток нефти, т.е. нефти верхних горизонтов имеют об-

лик фильтрованных нефтей, они характеризуются меньшей плотностью, пониженным содержанием смолисто-асфальтеновых компонентов и отсутствием высокомолекулярного «хвоста».

На Северном Сахалине так же известны нефти (месторождения Паромай, Нутово и др.), которые А.Ф.Добрянским [1948] были выделены в особую группу нефтей Тихоокеанского пояса. Подобные нефти известны в районе Богачевки (Восточная Камчатка), Индонезии. Для нефтей этого типа характерно высокое содержание ароматических УВ при их в целом нафтеновом составе и низкой смолистости. Так, нефти месторождений Паромай и Нутово имеют очень легкий фракционный состав и содержат 93,5–95,5 % фракции до 550°. Для них характерно высокое содержание легких ароматических УВ в бензиновых фракциях (30–38 % во фракции 122–150°С).

По составу и физико-химическим свойствам нефти Сахалина представлены всем рядом химических типов (по А.А.Петрову) [Петров, 1984] (рис. 94).

Нефти разной степени биодеградации установлены в пределах разновозрастных комплексов. Нефти типа $А^1$, характеризующиеся полным отсутствием биодеградации, распространены в широком интервале глубин, обычно глубже 1,5 км. Это малосмолистые нефти, в основном метановые, с высоким содержанием бензиновых фракций и невысоким содержанием смол. Нефти этого типа преобладают в уйнинско-дагинском комплексе (м-ния Монги, им. Мирзоева, Лунское и в нижней части нутовско-окобыкайского комплекса (месторождения Чайво, Пильтун-Астохское и др.) (рис. 95). В нефтях типа $А^2$ характер распределения н-алканов в целом сохраняется, но сокращается их концентрация, главным образом высокомолекулярных н-аканов; растут значения коэффициентов Ki, пристан/н$С_{17}$ , фитан/н$С_{18}$, нефти этого типа присутствуют в основном в окобыкайско-нутовском комплексе (месторождения Одопту-море. Аркутун-Дагинское. Восточное Эхаби и др.). Нефти типа $Б^2$ характеризуются очень низким содержанием н-алканов; нефти типа $Б^1$ – тяжелые, высокосмолистые (месторождения Оха, Западное Сабо, Катангли, Уйглекуты, Набиль), в них не идентифицируются и изопреноиды. Такие нефти обычно свойственны небольшим глубинам, но отмечены отклонения от этой закономерности (на месторождении Западный Сабо они располагаются на глубине 990 и 1300 м; на месторождении Чайво – на глубине 2002 и 2015 м).

Несмотря на то, что нефти ряда месторождений Сахалина несут следы перемещения и состав нефти зачастую не соответствует условиям зале-

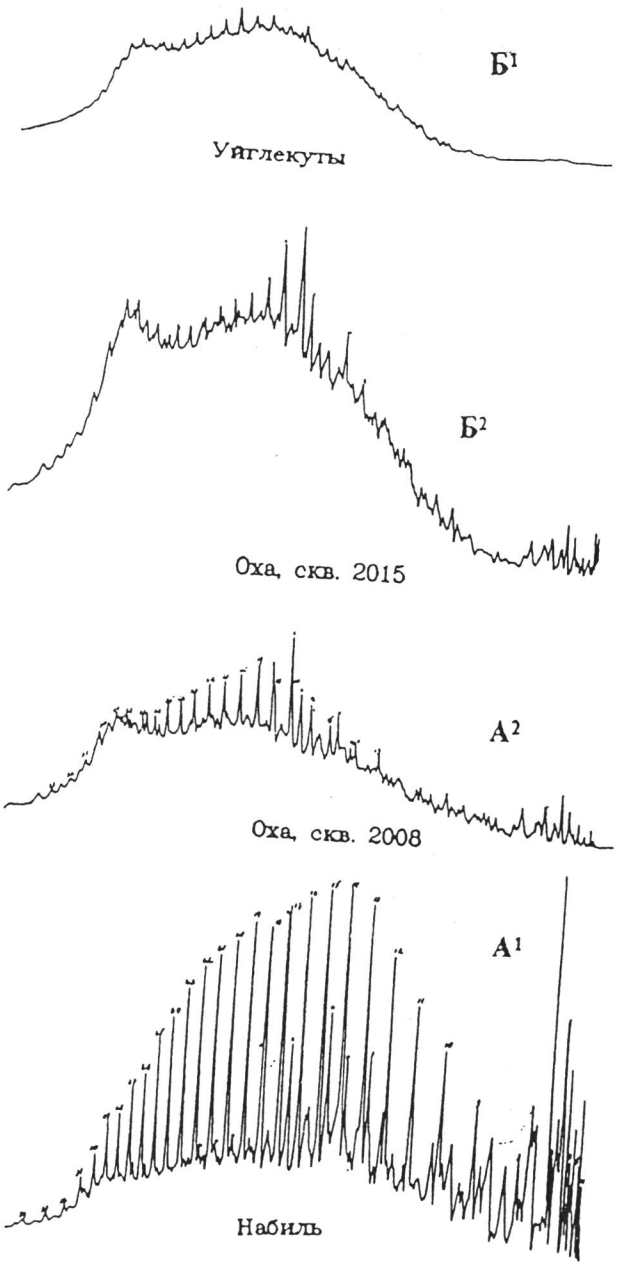



**Рис. 94.** Хроматограммы нефтей разных химических типов (Северный Сахалин) (по Попович, 1997)

гания, генетические черты и отличия нефтей в общем идентифицируются.

Выделение генетических типов нефтей проведено по характеру распределения биомаркеров. В качестве определяющего показателя было выбрано соотношение нормальных стеранов, а также использовалось соотношение циклогексан/циклопентан. Согласно распределения указанных параметров, выделяется три генетических типа нефтей.

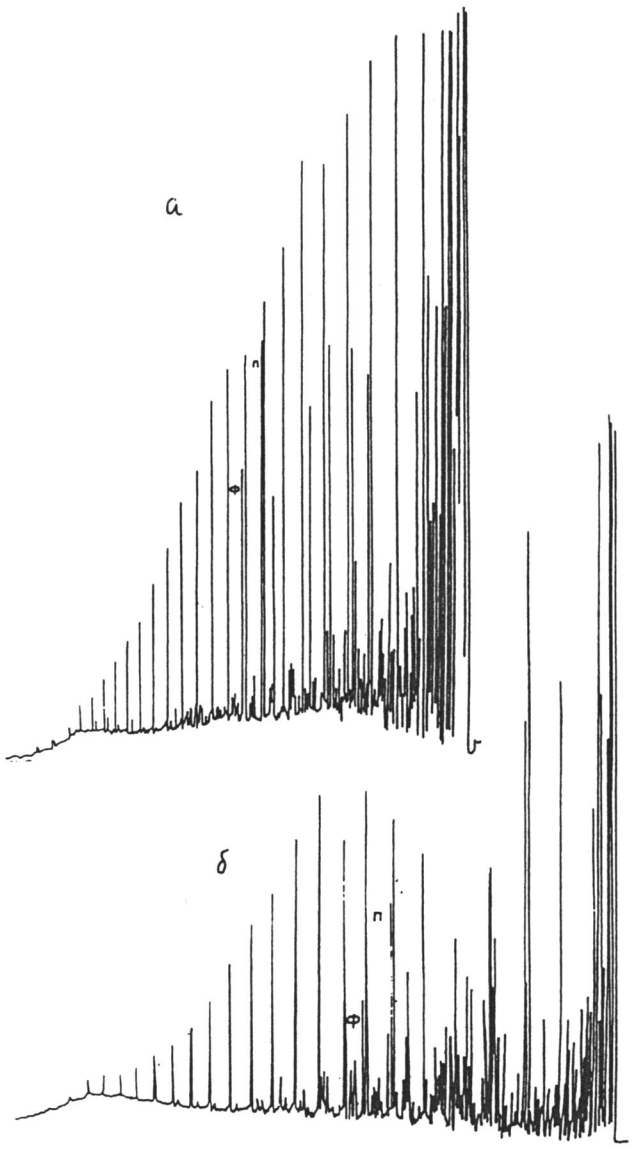



**Рис. 95.** Хроматограммы типичных нефтей месторождений Сахалина: Аркутун-Дагинского (а) и Монги (б)

Первый тип с явным преобладанием стерана $C_{27}$> $C_{28}$> $C_{29}$ и низкими значениями отношения циклогексан/циклопентан (менее 0,5). К этому типу отнесена пока немногочисленная группа нефтей. Это нефти м-ний Окружного, Восточно-Кайганского, пространственно и генетически связанные с кремнистыми толщами. Второй тип объединяет нефти с примерно равным соотношением стеранов, отношение циклогексан/циклопентан изменяется в пределах 0,5–1,5; это нефти типично морские, в которых присутствует терригенное ОВ, но явно преобладает сапропелевое планктоногенное ОВ. Третий тип нефтей характеризуется резким преобладанием стерана $C_{29}$ и повышенными значениями отношения циклогексан/циклопентан ->1,5. Эти нефти генетически связаны со смешанным ОВ, в котором доля терригенного ОВ сравнительно высока.

Генетическая типизация нефтей Т.А.Попович и Т.И.Кравченко проведена по комплексу показателей: соотношение нормальных стеранов, олеанан/гопан $C_{30}$, биснорлупан/гопан $C_{30}$, также учитывались отношения пристан/фитан и соотношению сумм циклогексанов и циклопентанов (табл. 25) [Попович, Кравченко, 1995]. Согласно приведенным показателям в этот генетический тип попадают нефти месторождений, приуроченных к нутовско-окобыкайскому нефтегазоносному комплексу и расположенных в северо-восточной части Сахалина и на прилегающем к нему шельфе. Это месторождения, входящие в состав Эспенбергской, Эхабинской, Одоптинской, Паромайской и Чайвинской зон нефтегазонакопления, а также нефти м-ния Окружного, т.е. нефти первого и второго выделенных нами типов.

На наш взгляд из комплекса генетических параметров следует выбрать определяющий, в данном случае – характер распределения стеранов, позволяющий установить генетическую связь с конкретной НМ-толщей. Нефти с соответствующим распределением стеранов ($C_{27}$> $C_{28}$> $C_{29}$) типичны для кремнистых толщ Калифорнии и бассейна Акита (Япония). На рис. 96, заимствованном из работы А.В. Чахмахчева с соавторами [Chakhmakhchev et al., 1997], четко видна полная идентичность распределения стеранов и гопанов в нефтях кремнистых толщ трех различных бассейнов: Акита, Северо-Сахалинского и Санта-Мария, за исключением концентрации гопана $C_{35}$. Эти нефти имеют сходное мономодальное распределение н-алканов с максимумом в области $C_{13}$-$C_{19}$. При этом отношение пристан/фитан в них соответственно равны 1,35; 1,76 и 0,71, т.е. заметно отличны. Пониженные значения этого отношения, так же как и высокая концентрация гопана $C_{35}$, отражают более восстановительную диагенетическую обстановку в бассейне Санта-Мария в период накопления НМ кремнистой толщи, распределение же стеранов и гопанов отражает прежде всего состав ОВ кремнистых НМ толщ, образованное, главным образом диатомовым фитопланктоном. По характеру распределения стеранов в первую генетическую группу нефтей попадают нефти м-ний Катангли (135–143 м); Эхаби (945–958 м) и Вост. Эхаби (1360–1372 м). Эти нефти пространственно не связаны с кремнистыми образованиями. Характер распределения биомаркеров позволяет установить их генетическое единство с ОВ кремнистых толщ.

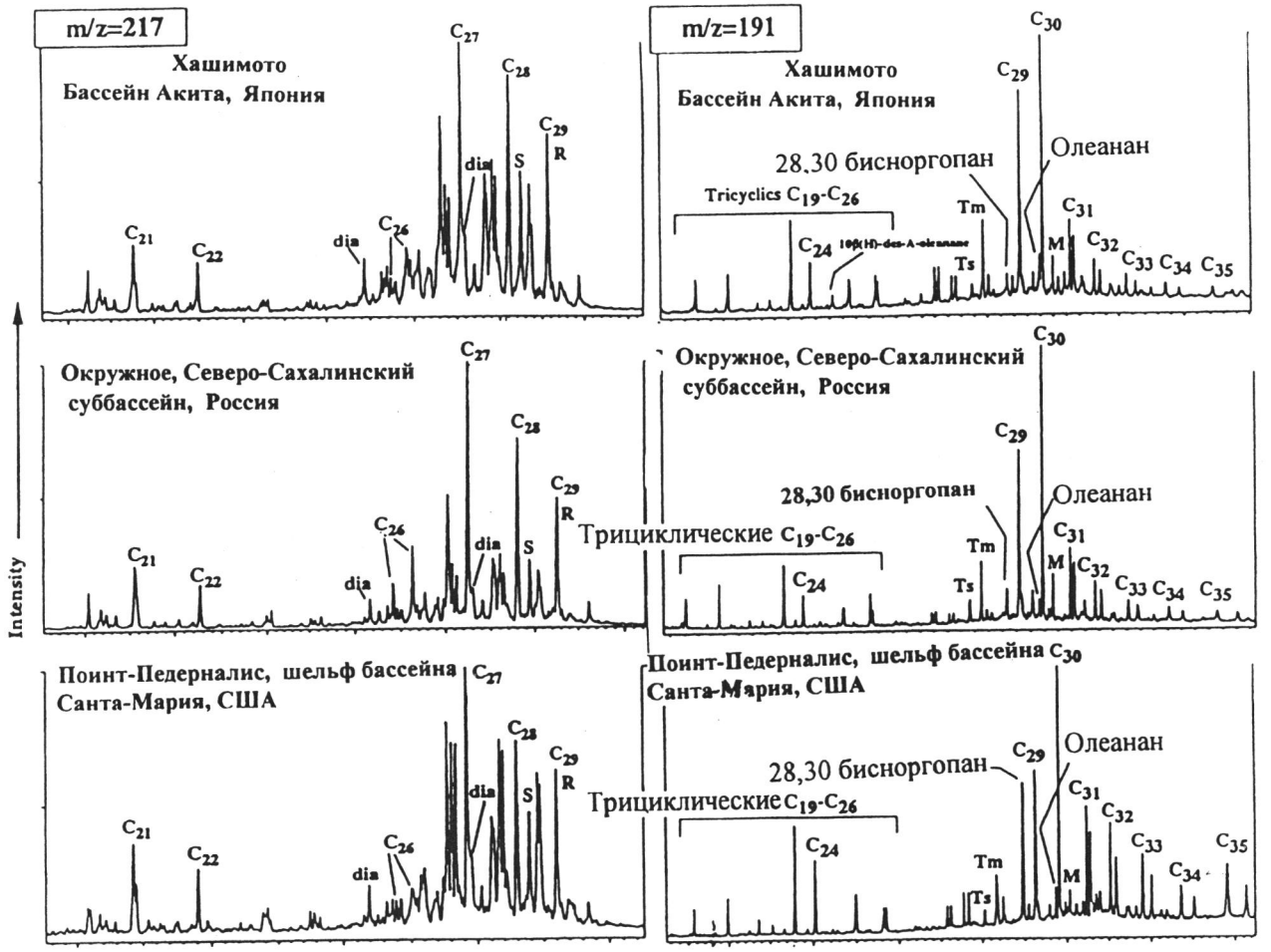



**Рис. 96.** Распределение стеранов (а) и гопанов (б) в нефтях бассейнов Акита (Япония), Северного Сахалина (Россия) и Санта-Мария (США), демонстрирующее сходство исходного органического вещества [Chakhmakhchev et al., 1997]

Таблица 25. Показатели углеводородного состава нефтей Северо-Сахалинского суббассейна [Попович, Кравченко, 1995]

| Параметры | I тип | II тип |
|---|---|---|
| Регулярные стераны, $C_{27}$:$C_{28}$:$C_{29}$ | 36:30:34 | 23:17:60 |
| $C_{27}/C_{29}$ | 0,85–1,27/1,07 | 0,30–0.42/0,38 |
| $C_{28}/C_{29}$ | 0,72–1,07/0,90 | 0,09–0,20/0,14 |
| Олеанан/гопан $C_{30}$ | 0,09–0,20/0,14 | 0,29–0,69/0,40 |
| Биснорлупан/гопан $C_{30}$ | 0,10–0,17/0,13 | 0,31–0,38/0,34 |
| Гопан $C_{30}$/стеран $C_{29}$ | 3,03–5,02/4,06 | 2,12–3,07/2,60 |
| Дибензотиофен/фенантрен | 0,18–0,91/0,31 | 0,06–0,16/0,09 |
| Циклогексаны/циклопентаны | 0,26–1,28/0,79 | 1,33–3,23/2,05 |
| Пристан/фитан | 1,11–2,57/1,62 | 1,13–2,61/1,96 |

Нефти второго типа характеризуются примерно равным соотношением н-стеранов $C_{27}$: $C_{28}$: $C_{29}$, причем доля стерана $C_{29}$ не превышает 36%, и довольно низкими значениями отношения ЦГ/ЦП (0,5–1,5). Нефти этого типа значительно обогащены гопанами (гопаны/стераны 3,0–5,0), обнаружены биснорлупан и олеанан. Отношение дибензотиофена к фенантрену изменяется от 0,18 до 0,91 [Попович, Кравченко, 1995]. Для нефтей этого типа характерно в основном мономодаль-

ное распределение с максимумом в области $C_{14}$-$C_{16}$, реже в области $C_{19}$-$C_{20}$. Отношение пристан/фитан колеблется от 1,0 до 2,1. По значениям генетических параметров исходное органическое вещество нефтей этого типа типично морское с различной долей терригенного ОВ, но всегда сапропелевые компоненты в нем преобладают (кероген II типа). Нефти этого типа широко распространены на северо-восточном Сахалине и шельфе (месторождения Одопту, Монги, Мухто, Аркуту-Дагинское, Пильтун-Астохское, Чайво, Паромай и др.)

Третий генетический тип представлен нефтями (и конденсатами) главным образом дагинскоуйнинского нефтегазоносного комплекса. Месторождения флюидов этого типа расположены в юго-восточной и западной части Северо-Сахалинского суббассейна. Для нефтей этого типа характерно резко повышенные содержания стерана $C_{29}$ (50–80%), отношения циклогексанов к циклопентанам также более высокие (более 1,5); по сравнению с нефтями двух других типов в них также отмечаются повышенные содержания олеанана и биснорлупана и более заметное преобладание фенантренов над дибензотеофенами [Попович, Кравченко, 1995]. Нефти этого типа почти не содержат прегнанов ($C_{21}$) и метилпрегнанов ($C_{22}$) [Арефьев и др., 1996].

В распределении нормальных алканов нефтей этого типа отмечается смещение максимума в среднюю ($C_{15}$-$C_{23}$) и высокомолекулярную ($C_{21}$-$C_{25}$) области и высокая концентрация нечетных УВ; отношение пристан/фитан также повышено (1.5–7). К этой группе относятся нефти и конденсаты месторождений им. Мирзоева, Набиль, Восточно-Дагинское, Средний Аскасайь В некоторых нефтях этой группы (Восточно-Дагинское) обнаружен неизвестный углеводород, предположительно стеранового строения (Х-углеводород). Этот углеводород ранее был обнаружен в третичных нефтях Италии бассейна р. По и, видимо, является биомаркером исходного ОВ [Арефьев и др., 1996]. Эти нефти и конденсаты генетически связаны с ОВ смешанного типа с существенной долей гумусовых компонентов (кероген III типа). Нефти с наиболее высокими концентрациями твердых парафинов и высокими значениями отношения пристан/фитан очевидно связаны с угленосными толщами (Крапивненское, Средний Аскасай). На треугольной диаграмме распределения н-стеранов нефти первой и второй группы отличаются между собой менее резко, чем нефти третьей группы (рис. 97).

Нефти Сахалина характеризуются резко различной степенью зрелости; среди них выделяется

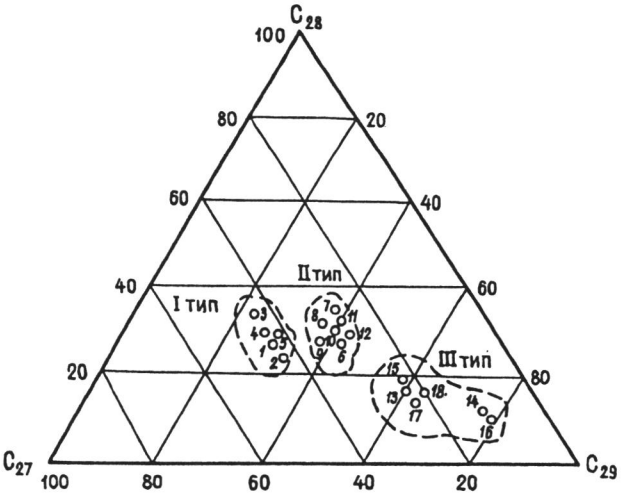



**Рис. 97.** Тригонограмма распределения регулярных стеранов в нефтях Северного Сахалина (с использованием данных О.А. Арефьева, Т.А. Попович, А.В. Чахмахчева)

Месторождения: 1 – Эхаби, 2 – Восточное Эхаби, 3 – Окружное, 4 – Катангли, 5 – Восточный Кайтан, 6 – Мухто, 7 – Оха, 8 – Пильтун-Астохское, 9 – Одопту, 10 – Аркутун-Дагинское, 11 – Монги, 12 – им. Мирзоева, 13 – Лунское, 14 – Ср. Аскасай, 15 – Астрахановское, 16 – Вост. Дагинское, 17 – Ноглики, 18 – Набиль.

группа незрелых нефтей. Наиболее низкой зрелостью отличаются нефти месторождения Окружное.

Низкая зрелость этих нефтей устанавливается на основе стерановых и гопановых показателей зрелости (рис. 93). Поскольку гопаны нефтей по степени изомеризации близки к максимуму зрелости (их соотношения близки к равновесным), то низкий уровень зрелости РОВ и нефтей нагляднее демонстрируется по стерановым УВ, скорость изомеризации которых ниже, чем гопановых УВ. Показатели зрелости стеранов нефти по этилхолестану далеки от предельных:

$$K^1_{зр} = \frac{\alpha\alpha\alpha 20S}{\alpha\alpha\alpha(20R+20S)} = 0{,}3(\text{lim-}0{,}5)$$

$$K^2_{зр} = \frac{\alpha\beta\beta(R+S)}{\alpha\beta\beta(R+S) + \alpha\alpha\alpha(R+S)} = 0{,}35(\text{lim-}0{,}7)$$

т. е. нефть существенно незрелая, хотя в нефти появляется небольшое количество перегруппированных стеранов–диастеранов; РОВ по этилхолестану также незрелое: $K^1_{зр}$ = 0,1, $K^2_{зр}$= 0,15 [Bazhenova, Arefiev, 1991].

Высокие значения отношения цикланы/алканы и высокие отношения изо/н-алканы также являются свидетельством низкой зрелости нефти.

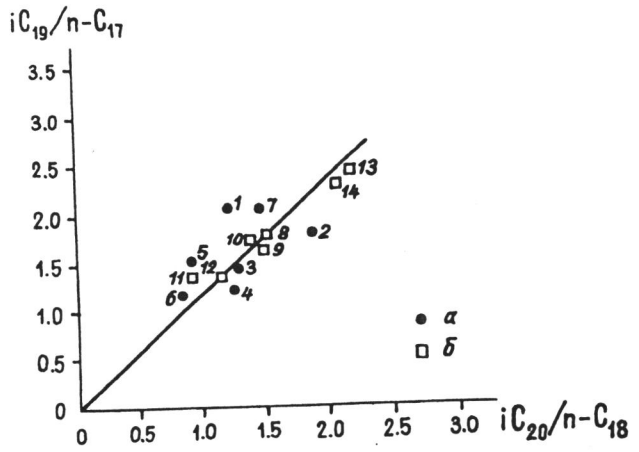



**Рис. 98.** График Кеннона-Кассоу для нефтей (а) и РОВ (б) кремнистых толщ Северного Сахалина (с использованием данных Кравченко и Попович [1997]

Нефти: 1 – Окружное месторождение (1793 м); 2 – Окружное месторождение (1284 м); 3 – Вост. Кайган месторождение (3366 м); 4 – Вост. Кайган месторождение (3390 м); 5 – Полярнинская площадь (2200 м); 6 – Уфская площадь (2557 м); 7 – Хузинская площадь (557 м). РОВ: 8 – Вост. Эхаби месторождение (2750 м); 9 – Лангерийская площадь (1890 м); 10 – Вост. Кайган месторождение (3910 м); 11 – Вост. Эхаби месторождение; 12 – Хузинская площадь (610 м); 13 – Междуреченская площадь (2450 м); 14 – Междуреченская площадь (2350 м).

Кроме того, низкая зрелость нефти Окружного месторождения подтверждается и генетической связью ее с незрелым ОВ пиленгской свиты, невысокая зрелость которой доказывается, помимо геохимических показателей, данными ОС витринита.

Качественное и количественное распределение этих биомаркеров в нефтях и бутумоиде идентичны. В нефтях, по сравнению с РОВ меняется количество моретанов $C_{29}$ и $C_{30}$; в битумоиде в незначительных количествах присутствуют и биогопаны $C_{27}$-17(H); степень превращенности гопанов нефтей несколько выше $Г_{30}/М_{30}$ для нефти 6,8; для РОВ – 3,6.

Геохимическая корреляция нефти и синбитумоидов НМ-пород устанавливалась сравнением состава биомаркеров – нормальных и изопреноидных алканов, стеранов и гопанов. Помимо сходства в характере распределения н-алканов ХБ(А) и нефти и близких значений некоторых коэффициентов, сходства распределения стеранов и гопанов, интересным моментом в корреляционном анализе нефтей является обнаружение Т-образного изопреноидного алкана $C_{25}$-2,6,10,14 тетраметил, 7 (3 метилпентил) нонадекана (HBI) в повышенной концентрации [Bazhenova, Arefiev, 1991].

На диаграмме Кеннона-Кассоу нефти кремнистых горизонтов четко коррелируются с исходным ОВ этих же толщ (рис. 98). Большая часть нефтей относится к уровню зрелости, соответствующему первой половине ГЗН (раннезрелое ОВ - нефти Колендо, Оха, Восточный Кайган, Одоптy-море) и максимуму ГЗН (среднезрелое ОВ - нефти Паромай, Пильтун-Астохское, Тунгор, Аркутун-Дагинское и др.). Наиболее высоким уровнем зрелости характеризуется газоконденсаты месторождений Лунское, Усть-Ивай, Усть-Томи [Попович, Кравченко, 1995].

В двух других сахалинских суббассейнах промышленные залежи нефти отсутствуют. Мелкие газовые месторождения шельфа Западного Сахалина – Изельметьевское и Анивского района – Восточно-Луговское, Южно-Луговское, Золоторыбнинское приурочены к маруямской свите, уровень катагенетической зрелости которой не вышел за пределы зоны протокатагенеза. Газы по составу – сухие, метановые, гомологи метана составляют менее 5%, т.е. состав газов полностью соответствует «ранним» или «верхним» газам (табл. 26). Из меловых отложений Западного Сахалина получен фонтанный приток также метанового газа, который по-видимому генетически связан с ОВ высокой степени преобразованности, т.е. он вполне соответствует газу главной зоны газообразования.

Нефти нефтепроявлений и непромышленных притоков западного Сахалина характеризуются разным составом и физико-химическими свойствами: тяжелые нефти их холмско-невельских отложений на Ковранской структуре и нефти из маруямской свиты Изыльметьевского месторождения, видимо, отвечают второму генетическому типу, то время как высокопарафинистые нефти нижнедуйской свиты – нефти третьего типа, генетически связанные с ОВ преимущественно терригенного состава, (кероген III типа), возможно и с угленосными толщами.

Таким образом, кайнозойские суббассейны Сахалина отличаются разнообразием состава флюидов. По характеру распределения биомаркеров установлено три генетические группы нефтей, В первую группу попадают нефти месторождений Окружного. Верхний Кайган, Восточное Эхаби с преобладанием стерана $C_{27}$, генетически связанные с наиболее сапропелевым ОВ кремнистых НМ толщ. Ко второй генетической группе принадлежит большая часть сахалинских нефтей, генетически они связаны с нормальным морским ОВ, содержащим невысокую примесь терригенного ОВ, для них характерно равномерное распределение стеранов. Это нефти в основ-

Таблица 26. Физико-химическая характеристика газов Восточно-Луговского месторождения

| Пласт | интервал | содержание, %. | | | | | | $P_{пластовое}$ | T°C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 3 | $CH_4$ | $C_2H_8$ | $C_3H_8$ | $C_4H_{10}$ | $CO_2$ | $N_2$ | ат | |
| VII | 992–998 | 95,70 | | | | 0,76 | 3,54 | | |
| | 975–997 | 95,88 | | | | 1,52 | 2,60 | 101,3 | 39 |
| | 983–988 | 96,85 | | 0,07 | | 2,02 | 1,06 | | 39 |
| | 1166–1171 | 96,62 | | | | 1,21 | 2,17 | 101,8 | 39 |
| | 982–986 | 98,46 | 0,13 | 0,08 | 0,04 | 0,76 | 0,53 | 99,0 | 39 |
| | 1137–1144 | 98,26 | 0,13 | 0,07 | 0,07 | 0,92 | 0,55 | 99,5 | |
| IX | 1084–1090 | 95,00 | | | | 1,20 | 3,80 | | |
| X | 1129–1161 | 96,93 | 0,11 | 0,01 | | 2,21 | 0,74 | | |
| XI | 1173–1181 | 97,42 | | | | | 2,58 | | |
| | 1160–1182 | 89,10 | | | | 0,8 | 10,1 | 122,03 | 47 |
| XII | 1222–1216 | 92,58 | | | | | 7,42 | 124,7 | 47,2 |
| | 1198–1122 | | | | | | | 123,6 | 48 |
| | 1390–1400 | 94,58 | | | | 0,10 | 5,32 | | |
| XIII | 1268–1284 | 99,00 | | | | | 1,00 | 130 | 49 |
| | 1494–1498 | 91,29 | 0,15 | 0,09 | 0,04 | 0,39 | 8,04 | | |

ном окобыкайско-нутовского комплекса (Эхабинская, Одоптинская, Паромайская и Чайвинская зоны нефтегазонакопления). Третья группа нефтей генетически связана с ОВ, в котором явно преобладает кероген III типа, для них характерны высокие концентрации стерана $C_{29}$. К этой группе относятся нефти и конденсаты месторождений Монги, Лунское, Мирзоева, Набель, Восточно-Дагинское.

Нефти Сахалина резко различны по уровню зрелости, причем, внутри одновозрастных комплексов нет четкой связи зрелости нефти с глубиной, что вполне соответствует резко различному геотермическому режиму недр и неодинаковому распределению катагенетической зональности.

Несмотря на высокую тектоническую активность региона, нарушенность залежей, активный гидродинамический режим существует четкая генетическая связь нефтей с конкретными нефтематеринскими толщами. Это позволяет прогнозировать состав флюидов в недостаточно изученных акваториальных частях бассейнов.

## 4.3. УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Условия нефтегазонакопления в любом бассейне определяются целой группой факторов, важнейшими из которых являются емкостно-фильтрационные свойства – пород коллекторов, мощность коллекторских горизонтов, их соотношение с флюидоупорами, размер и количество ловушек, их соотношение с очагами нефтегазообразования.

### 4.3.1. Характеристика коллекторских горизонтов

В разрезах сахалинских бассейнов в разных стратиграфических подразделениях установлены коллекторские горизонты, характеризующиеся различными емкостно-фильтрационными свойствами. Преобладают поровые или межгранулярные коллекторы и коллекторы смешанного типа, в которых емкостные свойства обусловлены как первичными порами, так и вторичными пустотами выщелачивания, фильтрационные же свойства обеспечиваются, главным образом трещинами. Такие коллекторы присутствуют по всему разрезу, в отложениях верхнего мела они преобладают, их относительная роль вверх по разрезу сокращается. В кайнозойских кремнистых толщах имеют место коллекторские горизонты, традиционно относимые к трещинным. Детальными исследованиями таких коллекторов в Пограничном районе установлена комплексная структура емкостного пространства.

#### Северо-Сахалинский суббассейн

Коллекторские горизонты присутствуют во всех выделенных комплексах, но их емкостные

Таблица 27. Структура пустотного пространства для песчано-алевритовых коллекторов различных классов [Литолого-петрофизические критерии..., 1990]

| Класс коллектора по А.А.Ханину (1969), проницаемость $10^{-3}$ мкм$^2$ | Тип пород (медианный диаметр зерен, мм) | Пористость, замеренная в шлифе, % | Средний диаметр пор, мкм | Максимальный диаметр пор, мкм | Количество пор размером более 60 мкм, % | Объемное содержание пор размером более 60 мкм, % | Количество цемента, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I, >1000 | Песчаники мелко-среднезернистые (более 0,2) | Более 15 | 70–130 | 500 | 55–80 | 70–94 | 5–15 |
| II, 500-1000 | Песчаники мелко-среднезернистые (0,16-0,20) | Более 15 | 60–100 | 250 | 30–40 | 50–60 | 10–20 |
| III, 100-500 | Песчаники мелкозернистые (0,12-0,15) | 5–15 | 40–90<br>35–50 | 150 | 15–30 | 40–50 | 10–25 |
| IV, 10-100 | Алевролиты крупнозернистые, алевролитопесчаники, песчаники мелкозернистые (0,08-0,12) | 5–15 | 25–60 | 130 | 5–15 | 20–30 | 10–15 |
| V, 1-10 | Алевролиты разнозернистые, алевролиты тонкозернистые (0,04-0,09) | Менее 5 | Менее 30 | 20 | 5 | 10 | 20–35 |
| VI, менее 1 | | | | | | | |

и фильтрационные свойства варьируют в очень широких пределах. Свойства коллекторов определяются целым рядом факторов, основными из которых являются сортированность и окатанность обломочного материала, его гранулометрический и вещественный состав, количество, тип и состав цемента, степень катагенетической преобразованности и др.

Нефтегазоносными комплексами Северо-Сахалинского суббассейна являются окобыкайско-нутовский и уйнинско-дагинский. Основные продуктивные горизонты приурочены к нижней части нутовской и верхней части окобыкайской и дагинской свитам. Соотношение песчаных и глинистых пачек в разрезах комплексов изменчиво. Наиболее благоприятное соотношение пород-коллекторов и флюидоупоров в пластовом резервуаре выделяется как зона оптимальных коллекторов, доля коллекторов в ней – 20–40%.

Емкостные и фильтрационные свойства пород-коллекторов варьируют в очень широких пределах: пористость от 5 до 45%, проницаемость от долей миллидарси (мД) до единиц дарси (мкм$^2$). Изменение этих параметров происходит в целом закономерно в соответствии катагенетической зональностью и максимальными палеоглубинами. Так, при глубинах погружения не более 1,5 км (градация до $ПК_2$) в песчаниках пористость – 25–35%, проницаемость сотни и тысячи миллидарси ($10^{-3}$ мкм$^2$)-I-II класс коллектора; при погружении на глубину до 2,5 км ($ПК_3$) значения этих параметров сокращаются незначительно – 15–35% и десятки и сотни мД соответственно, что соответствует коллектору II-IV классов (табл. 27). При больших глубинах погружения – 2,5–4 км ($ПК_3/МК_1$ -$МК_1$ ) коллектор ухудшается: пористость составляет 10–25%, проницаемость изменяется от единиц до первых сотен мД. В интервале палеоглубин 4–5 км ($МК_1$/ $МК_2$ -$МК_2$) пористость песчано-алевритовых пород колеблется от 5 до 15%, проницаемость единицы-первые десятки мД (IV–V класс коллекторов) [Коблов и др., 1975].

В разрезе окобыкайского-нутовского комплекса поровые коллекторы на шельфе Северного Сахалина максимально развиты в пределах Одоптинской антиклинальной зоны, где их суммарная толщина составляет 750 метров. В южном и восточном направлениях песчаные образования глинизируются и сокращаются в толщине. В уйнинско-дагинском комплексе максимальная толщина поровых коллекторов (до 1000 м) отмечается в Ныйской антиклинальной зоне (рис. 76), причем коллекторы – I–II классов; в северном и восточном направлениях происходит ухудшение коллекторских свойств и сокращение их толщины [Коблов, 1997].

Влияние структуры порового пространства на свойства коллекторов рассмотрено Э.Г.Кобловым, Р.Л.Буценко, Н.А.Деревсковой и др. в работе «Литолого-петрофизические критерии...» [1990], результаты этих исследований приведены ниже. Под структурой порового пространства понимается форма и размер пор, их количест-

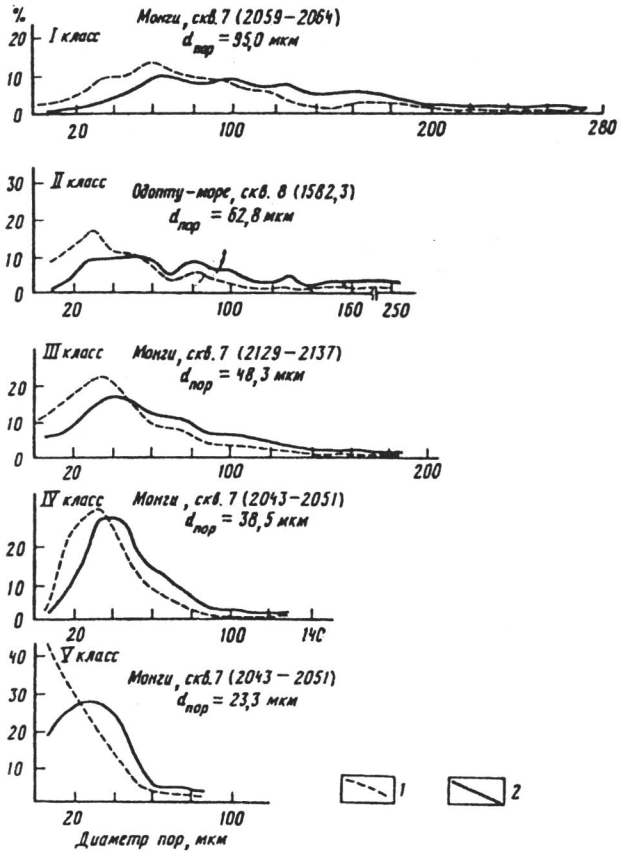



**Рис. 99.** Распределение пор по размерам в коллекторах различных классов [Литолого-петрофизические..., 1990]

Графики распределения по диаметру пор. 1 – объема порового пространства, 2 – количества пор.

венное соотношение, сообщаемость. Результаты исследования структуры порового пространства приведены в таблице 27.

Величина эффективной пористости, замеренной в шлифах, находится в обратной зависимости от количества цемента (коэффициент корреляции – 0,83). На рис. 99 приведен характер распределения пор различного размера в коллекторах разных классов. Как следует из анализа кривых распределения, модальные значения диаметра пор в коллекторах разных классов достаточно близки, они изменяются от 20 до 60 мкм, заметно возрастают размеры пор только в коллекторе I класса. Различие же коллекторских свойств определяется различным соотношением пор разного размера, т.е. пористость и проницаемость растут при увеличении доли крупных пор, в данном случае пор, диаметром более 60 мкм. Между средними значениями диаметра полых пор и проницаемостью коллектора отмечается четкая положительная связь (рис. 100). Структура порового пространства изменяется и прежде всего сокращается размер пор с ростом катагенетической преобразованности, отражающей глубины палеопогружения. Нижняя граница существования поровых коллекторов изменяется в зависимости от содержания цемента. Так, если содержание цемента более 25%, то максимальные палеоглубины для распространения порового коллектора не превышают 4,1 км, при 5–15% цемента – 5,2 км. При содержании цемента менее 5% эта граница опускается до 6 км. Песчаные коллекторы с содержанием цемента менее 5% в Северо-Сахалинском суббассейне встречаются редко. Они установлены в дагинской свите в разрезах Монги-Паромайской зоны нефтегазонакопления, приурочены такие песчаники аккумулятивным образованиям – барам, косам, подводным валам [Литолого-петрографическая..., 1990].

В разрезе Северо-Сахалинского суббассейна региональные флюидоупоры с высокими изолирующими свойствами отсутствуют. Экранирующие толщи-глинистые пачки в нутовско-окобыкайском и уйнинско-дагинском комплексах содержат примесь песчаного и алевритого материала, распределенному крайне неравномерно. В окобыкайской свите – основной субрегиональной экранирующей толще в восточном направлении увеличивается толщина глинистых пачек и сокращается песчано-алевритовая примесь. Экранирующие свойства глинистых пород, определяемые пластичностью глин, сохраняются до 3,5–3,8 км, на больших глубинах они снижаются за счет трещиноватости.

Трещинные и трещинно-поровые коллекторы представляют несомненный интерес. Они распространены в разных литотипах, обычно глубже 3–3,5 км, исключение составляют кремнистые породы, в которых трещинный коллектор формируется уже в нижней части зоны протокатагенеза. С таким коллектором, развитым в пиленгской свите Пограничного прогиба (рис. 76), связано месторождение Окружное, единственное пока на Сахалине промышленное месторождение нефти в кремнистых толщах; притоки нефти получены и на других площадях Северного Сахалина – Полярнинской (пиленгская свита) и Восточный Кайган, Восточный Эхаби (пильская свита).

*Коллекторские свойства кремнистых пород.* Коллекторы кремнистых и кремнисто-глинистых толщ относятся к категории «нетрадиционных», они характеризуются высокой и очень высокой пористостью матрицы, ничтожной ее проницаемостью, фактический приток флюидов из них не соответствует их аналитическим параметрам. Среди кремнистых коллекторов Сахалина лучше

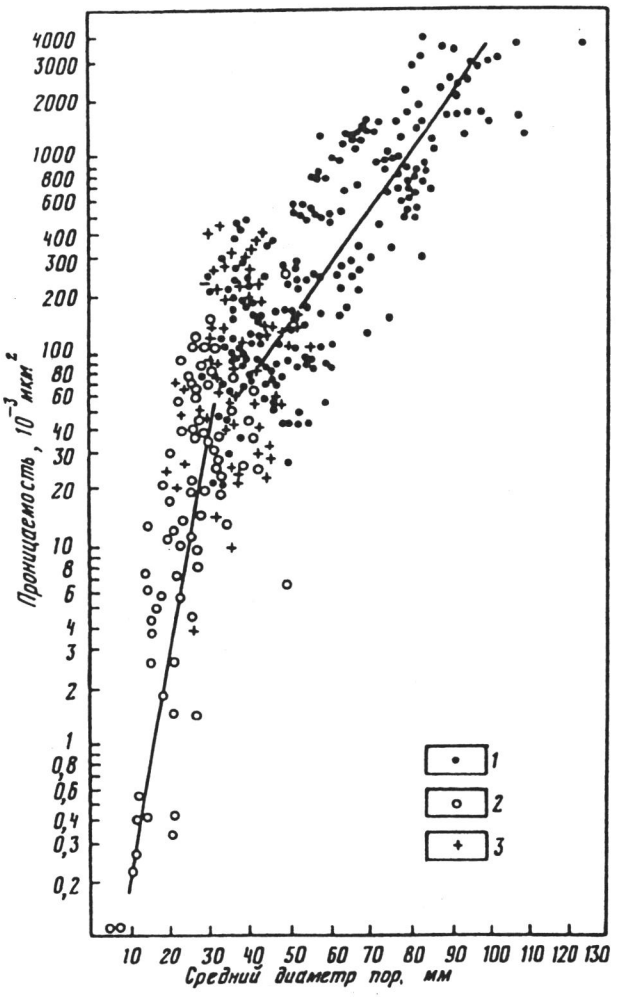



**Рис. 100.** Зависимость проницаемости от среднего диаметра пор [Литолого-петрофизическое..., 1990]

Литотипы: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – алевропесчаники.

всего изучены коллекторы пиленгской свиты Окружного месторождения; они изучались А.И.Юрочко, Р.В.Данченко, Л.В.Кузнецовой, В.С.Свитенко, Н.А.Деревсковой, Н.В.Куликовым. Наиболее распространенным типом нефтесодержащих пород этой свиты являются перекристаллизованные опоки. Это светло-серые породы, содержание кремнезема в них – 55–75%, кремнезем в которых представлен опалом-СТ и халцедоном; матрица породы имеет глобулярную и агрегатно-микроглобулярную микроструктуру [Данченко, Чочия, 1983; Данченко, 1985, 1986]. Основными морфологическими элементами структуры являются глобули (преобладающий размер 0,5–3 мкм), имеющие почти правильную шаровую форму; глобули объединяются в агрегаты – глобулиты, формирующие жесткий каркас породы. Поры между глобулами и агрегатами глобул имеют обычно размер 0,5–5 мкм, т.е. емкость матрицы породы – межглобулярная. В строении матрицы также принимают участие остатки раковин диатомей,имеющих характерную ситовидную структуру. Открытая пористость матрицы на Окружном месторождении – 8–25%, на Полярнинской структуре общая пористость до 48%, открытая – до 32%.

Матрица практически непроницаема; трещинная проницаемость, по данным А.Ю.Юрочко, достигает сотен мД, в среднем составляет 150 мД, раскрытость трещин варьирует в широких пределах от 3 до 100 мкм [Юрочко и др., 1981]. Плотность трещин в коллекторе составляет в среднем 134 м/м$^2$ в продуктивной части месторождения Восточный Кайган; 293 м/м$^2$ на Восточном Эхаби и 358 м/м$^2$ на Окружном. Емкость трещин соответственно составляет 0,15%; 0,31%; 0,58%; трещинная проницаемость – 15, 16 и 216·$10^{-3}$мкм$^2$ [Куликов и др. 1997].

Фильтрационные свойства кремнистого коллектора определяются трещиноватостью. Способность пород к растрескиванию при одинаковых условиях резко различна; их всех осадочных пород легче всего трещины образуются в силицитах с кварц-халцедоновой формой кремнезема. Коллектор пиленгской свиты Восточного Сахалина трещинно-межглобулярный, характеризующийся высокой площадной неоднородностью.

Коллектор такого типа формируется в кремнистых толщах с момента возникновения глобулярной структуры пород, связанной с переходом аморфного кремнезема – опала-А в опал-СТ, происходящим на градации $ПК_2$ , и появлением кварц-халцедоновой модификации на градациях $ПК_3$-$МК_1$. Видимо, с аналогичным типом коллектора связана нефтеносность на ряде месторождений Калифорнии, как старых – Элк-Хилс, Сонсет, Касмалия, Ломпок, так и вновь открытых – Поинт-Аргуэлло-Уэсо, Южный Элвут и др., на которых нефтеносность связана с нижней частью зоны опала-СТ и халцедоновой зоной. Именно халцедоновая форма кремнезема является тем оптимальным вариантом для коллектора этого типа, когда в породах еще сохраняется глобулярная микроструктура и, в то же время, создаются условия для возникновения трещиноватости.

В кварцевой зоне микроструктура силицитов – кристалломорфная. Породы приобретают большую стекловатость, в них резко возрастает вторичная трещиноватость. Емкостные свойства их также определяются, главным образом, пустотами различного генезиса – кавернами выщелачивания, пустотками в реликтах органогенной структуры. Емкость матрицы таких коллекторов

изменяется в очень широких пределах, от долей процента до n*10%; трещинная пористость 5–12%, трещинная проницаемость (расчетная) достигает нескольких дарси. Коллектор можно определить как пустотно-трещинный или трещинный. Коллектор такого типа, видимо, присутствует в кремнистых толщах, находящихся на более высоком уровне катагенетической преобразованности ($МК_2$ и выше). Подобные кремнистые коллекторы, видимо, распространены в погруженных акваториальных частях бассейна в пиленгской, даехуреинской и пильской свитах.

В целом, оценивая коллекторские свойства Северо-Сахалинского суббассейна, следует отметить, что в кайнозойском разрезе присутствуют поровые тип коллекторы различных классов, в том числе и высокоемкие – I–III классов; их емкостно-фильтрационные свойства ухудшаются с глубиной. В кремнистых толщах распространен «нетрадиционный» глобулярно-трещинный коллектор, характеризующийся вполне удовлетворительными емкостно-фильтрационными свойствами.

### Западно-Сахалинский суббассейн

Образования *верхнего мела* слагают восточное обрамление бассейна – Западно-Сахалинские горы и вскрываются поисковыми и параметрическими скважинами. В целом терригенные породы верхнего мела характеризуются невысокими коллекторскими свойствами. Открытая пористость песчаников побединской, тымовской и найбинской свит в среднем составляет 7–8%, в отдельных случаях до 16%; в песчаниках быковской, верблюжегорской и арковской свит – незначительно выше (9–18%), проницаемость обычно крайне мала – сотые-десятые доли миллидарси (мД – $10^{-3}$мкм$^2$), средняя трещинная проницаемость, рассчитанная по шлифам, первые единицы миллидарси, в единичных образцах – десятки мД. В направлении на запад (к Западно-Сахалинским горам) и к югу (п-ов Крильон) в отложениях быковской свиты появляются горизонты с поровыми коллекторами, открытая пористость которых в среднем составляет 12–15%, максимальные значения – 22%. В характере изменения пористости в песчаниках красноярковской свиты в естественных обнажениях отмечается та же тенденция – ухудшение емкостных свойств с юга на север: средние значения открытой пористости на п-ве Крильон – 13%, максимальные – 24%, на широте г Холмска средние значения – 10%, максимальные – 17%; на широте Углегорска соответственно 6 и 14%. В направлении на запад к побережью с увеличением глубины залегания красноярковской свиты пористость песчаников резко сокращается, в среднем не превышает 3–4%. На Больше-Холмской и Лопатинской структурах отмечены прослои песчаников со значениями открытой пористости 12–15%; максимальные значения проницаемости, определенные по керну составляют 2 мД ($2*10^{-3}$ мкм$^2$) [Осадочные бассейны..., 1987]. Однако полученные из этих песчаников притоки воды (–100–480 м$^3$ в сутки) свидетельствуют о большей проницаемости, очевидно обеспеченной трещиноватостью.

*Кайнозойские отложения* характеризуются достаточно пестрым лито-фациальным составом, невыдержанностью фаций и мощностей, что отразилось на отсутствии региональных горизонтов-коллекторов. Однако, как в отложениях палеогена, так и неогена присутствуют пачки пород, которые по своим параметрам отвечают коллекторам и могут быть нефтесодержащими.

Снежинкинская свита ($Р_{1-2}$sn) сложена тремя толщами. Нижняя толща представлена алевролито-глинистыми терригенными и угленосными образованиями. Средняя толща состоит преимущественно из пачек грубообломочных пород. Верхняя толща сложена ритмично переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей.

В средней пачке выделены пласты грубо – и крупнозернистого песчаника. которые вероятно имеют прибрежно-морской генезис [Маргулис, 1975]. В пределах Шебунинской структуры степень преобразованности этих песчаников не выше $МК_2$. Они обладают средними емкостными (открытая пористость меняется от 9,3 до 16,5%, в среднем 13,0%) и низкими фильтрационными свойствами (газопроницаемость от десятых до сотых долей мД). Породы средней пачки содержат удовлетворительные коллекторы порового типа и/ или порово-трещинного типа.

В краснопольевской свите, представленной ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов с невыдержанными прослоями конгломератов и крупнозернистых песчаников, поровые коллектора с открытой пористостью более 10% присутствуют только в Углегорском районе, где локально развиты горизонты крупнозернистых песчаников.

Отложения такарадайской свиты отличаются выдержанностью состава по площади распространения всех ее трех пачек: нижней – алевритовой, средней – песчаниковой и верхней аргиллитовой. Песчаники и алевролиты глинистые, доля глинистой фракции достигает 30–45%. Этот фактор определяет низкие емкостные и фильтра-

ционные свойства песчано-алевролитовых пород. При небольшой емкости проницаемость пород обычно составляет сотые доли мД. Кондиционные поровые коллекторы в разрезе толщи отсутствуют. Лишь в районе Углегорска и Горнозаводска встречены отдельные песчаные прослои с проницаемостью 1,15–2,2 мД, единичные определения – 35 мД [Тютрин, Дуничев, 1985]. Верхняя, аргиллитовая часть такарадайской свиты может служить региональным флюидоупором. Степень катагенетической преобразованности свиты не превышает уровня раннего мезокатагенеза; глинистые породы сложенные в основном монтмориллонитом, не утратили пластичность и характеризуются хорошими изолирующими свойствами.

Аракайская свита сложена преимущественно тонкими породами – глинистыми алевролитами и прослоями туфов, туфобрекчий в верхах свиты. Вскрытый бурением разрез свиты на Южно- и Северо-Невельских структурах характеризуется высокой плотностью пород, небольшой открытой пористостью и практически отсутствием проницаемости. Средние значения этих параметров составляет соответственно 2,50–2,51 г/см$^3$, 6,2–7%, 0,03 мД. Поровые коллектора здесь маловероятны. Однако отмечаются участки развития трещиноватости в песчаниках и алевролитах, создающие предпосылки для сформирования горизонтов коллекторов порово-трещинного типа. Южнее, на Шебунинской площади литологически однотипные породы аракайской свиты имеют лучшие емкостно-фильтрационные параметры за счет меньшей преобразованности. Средние значения плотности уменьшаются до 2,38 г/см$^3$, открытой пористости увеличиваются до 10%. Несмотря на то, что замеренная в некоторых образцах проницаемость почти так же низка (максимальная 0,39 мД), можно предположить, что есть маломощные поровые коллекторы с удовлетворительной способностью к фильтрации. Косвенным доказательством служат образцы керна с невысокой плотностью (2,24 г/см) и притоком воды от 36 до 171 м$^3$/сутки.

Таким образом, в целом, породы палеоцена и эоцена юго-западного Сахалина характеризуются невысокой емкостью пор и очень низкой способностью к фильтрации. Развитие горизонтов с поровым типом коллекторов невысоких категорий тяготеет к району Шебунинской площади и южнее. Для этих отложений более типичны сложные коллектора (порово-трещинные, трещинно-поровые), чисто трещинные коллектора маловероятны.

Отложения холмской и невельской свит в Холмско-Невельском районе представлены плотными, крепкими аргиллитами и алевролитами, иногда трещиноватыми, с тонкими прослоями песчаников, туфов, туффитов, преобразованными до градаций катагенеза $МК_1$–$МК_2$. Средняя плотность пород здесь 2,44 г/см$^3$, средняя открытая пористость – 5,4%, максимальная – 10%. Определенная по керну проницаемость не превышает первых сотых долей мД. Испытанные в скважинах объекты были "сухими" или дали очень низкие притоки газа в пределах 10–1200 м$^3$/сут. и нефти 0,01–0,33 м$^3$/сут. Таким образом, в этом районе горизонты с поровыми коллекторами практически отсутствуют. Возможны малоемкие локальные горизонты трещинно-поровых коллекторов.

К югу, в пределах Шебунинской площади, разрез холмско-невельских отложений огрубляется, опесчанивается. Катагенетическая преобразованность пород заметно ниже, соответственно уменьшилась плотность и возросла пористость пород. Открытая пористость песчаников варьирует в пределах 13–30%, так что присутствие горизонтов-коллекторов порового типа вполне вероятно.

Песчаники верхнедуйской свиты обогащены туфогенным материалом, их открытая пористость редко превышает 6-9%, максимальные значения – 24%, проницаемость ниже 1 мД, так что чисто поровые коллекторы практически отсутствуют. Однако в Углегорском районе в шахтах из пород верхнедуйской свиты получены притоки воды и отмечены нефтепроявления, что свидетельствует о существовании коллекторов видимо смешанного порово-трещинного или поровокавернозного типа за счет пор выщелачивания.

В толще курасийской свиты выделяют два горизонта: аргиллитовый (нижний) и алевролитовый; породы в разной степени обогащены кремнеземом. Для толщи характерно присутствие высокотрещинных горизонтов, повышенная плотность пород: кремнистые аргиллиты – 2,42–2,73 г/см$^3$, алевролиты – 2,34–2,6 г/см$^3$, невысокая общая пористость-емкость (аргиллиты 0,17–7,3%, алевролиты 0,3–20%, среднее 5,9%) и практическое отсутствие матричной проницаемости (обычно менее 0,01 мД, редко до 1 мД).

Таким образом, коллекторские свойства отложений курасийской свиты оценивается невысоко. Коллекторы, как правило, трещинного типа, плохого качества. Исключением из этого является средняя часть аргиллитового горизонта, где при опробовании получен приток воды дебитом 137 м$^3$/сут. [Тютрин, Дуничев, 1985]. Возможно, возникновение специфического коллектора глобулярно-трещинового типа в породах с

повышенной кремнистостью.

Наиболее полный разрез маруямской свиты вскрыт поисковыми скважинами в Красногорском районе, где он представлен переслаиванием туфогенных алевролитов, опок и песчаников с обильным глинистым цементом. На Угловской площади в разрезе свиты, толщиной более 2000 м, было вскрыто четыре песчаных пласта; пористость пород – 14–30%, проницаемость – до 150 мД, наблюдается ухудшение коллекторских свойств сверху вниз и в низах разреза проницаемость не превышает единиц мД [Тютрин, Дуничев, 1985].

На Красногорской площадях средняя и нижняя часть разреза обладают лучшими фильтрационными свойствами, проницаемость в среднем составляет 5–30 мД и оценивается коллекторами IV–V классов. Это связанно с увеличением песчаной фракции в породах, уменьшением глинистости, появлением только здесь контактово-порового цемента с наложением цеолитовой минерализации. Для коллекторов маруямской свиты характерно то, что достаточно большой открытой пористости, особенно в трех верхних пачках (средние значения составляют соответственно 29, 30 и 34%) большую долю порового пространства (от 50 до 98%) занимает остаточная вода. В средней части разреза – 78–84%. Этот фактор сильно снижает полезную емкость пор.

В целом в разрезе мезозойских и кайнозойских отложений юго-западной части Сахалина присутствуют коллекторские горизонты, характеризующиеся невысокими фильтрационными и емкостными свойствами пород (V–VI класс поровых коллекторов). Лучшими емкостными и фильтрационными свойствами обладают песчаные пласты в маруямской свиты, (III–IV класс коллекторов), с этими горизонтами связаны многочисленные нефте- и газопроявления, притоки воды и промышленная залежь газа на Изельметьевской структуре. В районах распространения кремнистых толщ в акватории Татарского пролива (курасийская свита), видимо, развиты глобулярно-трещинные коллекторы.

### Южно-Сахалинский суббассейн

Образования *верхнего мела* в юго-западном обрамлении бассейна имеют несколько повышенные значения емкостных и фильтрационных параметров по сравнению с одновозрастными меловыми отложениями Западно-Сахалинского суббассейна. Так, открытая пористость отдельных образцов песчаников из быковской свиты достигает 25% и проницаемость – 50 миллидарси, хотя чаще отмечаются более низкие значения (пористость – 10–15%, проницаемость – первые единицы мД). В красноярковской свите открытая пористость отдельных прослоев составляет 28–30%, а проницаемость – до 180 миллидарси. Преобладающий тип коллектора в меловых отложениях, вскрытых скважинами, видимо, порово-трещинный, из которого получены притоки минерализованной воды (Бачинская пл. скв. – 1–40 $м^3$ в сутки, на Восточно-Луговской пл. Скв.2 – 105 $м^3$ в сутки).

Верхнемеловые терригенные породы, вскрытые в Поронайском прогибе, характеризуются общей пористостью 5–16%, проницаемостью – десятые доли, максимально – 4 мД (коллекторы V класса).

Терригенные породы вышезалегающих и локально распространенных *палеогеновых* отложений (снежинкинская, гастелловская и аракайская свиты) имеют еще более скромные значения фильтрационных свойств их свойств – десятые доли мД, при том, что как в песчаниках, так и в алевролитах значения общей пористости и открытой пористости достаточно высоки – до 25–30 и 18–25% соответственно, максимальные значения последней (51%) отмечены в туфах [Тютрин, Дуничев, 1985].

В *неогеновых* отложениях бассейна выделяется несколько коллекторских горизонтов с лучшими фильтрационными свойствами.

Емкостные свойства песчаников верхнедуйской свиты относительно хорошие: открытая пористость в среднем около 20%, в отдельных образцах достигает 32%, проницаемость в основном – десятки мД, единичные определения – более 200 мД (284 мД). Отложения верхнедуйской свиты перспективны в нефтегазоносном отношении, о чем свидетельствует обильное проявление нефти в алевролитах из штрека 4/6 Макаровской площади (1,5 т/сутки жидкой нефти).

В осадочной толще акватории залива Терпения по сейсмическим данным в толще, условно относящейся к низам неогенового разреза, оконтуриваются тела, имеющие конфигурацию ископаемых баров (рис. 101). Известно, что подобные образования характеризуются очень хорошими коллекторскими свойствами. Баровые поровые коллекторы содержат очень мало цемента и сохраняют емкость на значительных глубинах. Подобные поровые коллекторы установлены в дагинской свите Северо-Сахалинского суббассейна (Монги-Паромайская зона нефтегазонакопления). Очевидно, и в акватории залива Терпения с этими образования связаны перспективы обнаружения залежей нефти и/или газа.

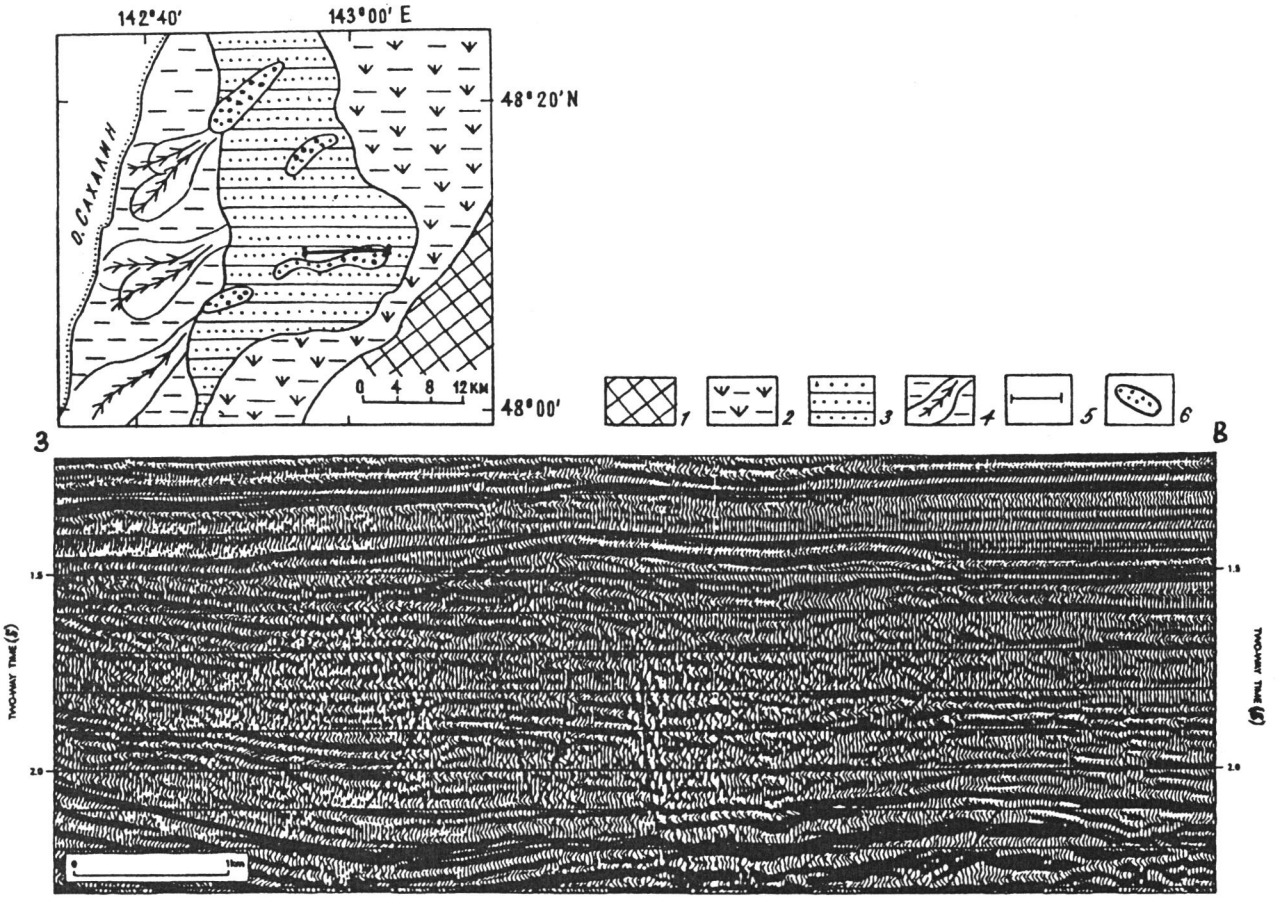



**Рис. 101.** Фрагмент сейсмогеологического профиля Макаровского прогиба Южно-Сахалинского суббассейна. Пример барового песчаного тела в кровле нижнемиоценового комплекса

1 – суша; 2 – заливаемая прибрежная равнина; 3 – внутренний мелководный шельф; 4 – внешний шельф с конусами выноса; 5 – линия профиля; 6 – тела песчаных баров (по Харахинову [Геология и геохимия нефти..., 2000]).

Отложения маруямской свиты являются продуктивными в западной части Анивской депрессионной зоны. На Восточно-Луговском газовом месторождении установлено шесть продуктивных горизонтов в нижнемаруямской подсвите (VII, IX, X, XI, XII, XIII пласты). Открытая пористость продуктивных горизонтов варьирует от 20 до 38%, значения ее практически равны общей пористости и мало изменяются в зависимости от алевритовой примеси; средние значения пористости для продуктивных горизонтов составляют 26–30%. Проницаемость в основном изменяется в пределах 5–20 мД, в единичных случаях превышает сто мД (коллекторы VI, иногда III классов). Коллекторы характеризуются высокой остаточной водонасыщенностью – 48–97%, которая несколько уменьшается вниз по разрезу [Тютрин, Дуничев, 1985]. Продуктивные пласты разделены алерито-глинистыми пачками, мощностью 15–30 м, являющимися вполне удовлетворительными флюидоупорами с проницаемостью меньше 0,1 мД, хотя пористость их иногда весьма значительна.

Из кайнозойского разреза, вскрытого Петровской скважиной в акватории Анивского залива, из-за размывов выпадают значительные части стратиграфических подразделений, что не позволяет получить представительную оценку их свойств. Продуктивная на Южном Сахалине маруямская свита в разрезе скважины имеет мощность около 300 м, представлена она, в основном, гравийно-галечными отложениями, лишенными флюидоупоров что снижает перспективы этих отложений в западной части залива. Этот вывод нельзя распространять на всю акваторию.

Суммируя вышесказанное, можно заключить, что в неогеновом разрезе Южно-Сахалинского суббассейна (верхнедуйская и маруямская свиты) присутствуют поровые коллекторы IV–V, отдельные прослои – III классов. Коллекторские горизонты и флюидоупоры не имеют регионального распространения. В кремнистых толщах ку-

расийской и холмской свит возможно наличие трещинных и глобулярно-трещинных коллекторов. В отложениях палеогена и верхнего мела, вероятно, распространены порово-трещинные коллекторы. Есть основания предполагать наличие в акватории поровых коллекторов лучшего качества, связанных с аккумулятивными формами – барами, косами и подводными валами.

Сравнительный анализ коллекторских свойств кайнозойских отложений трех сахалинских суббассейнов показал явное преимущество Северо-Сахалинского суббассейна, в котором присутствуют поровые коллекторы I–III классов. Такие отличия обусловлены многими факторами, одним из основных является наличие дельтовых отложений Палео-Амура. С дельтовыми отложениями в разных бассейнах мира связаны месторождения нефти и газа, в том числе и крупные.

Два других суббассейна характеризуются большей литологической пестротой разреза, невыдержанностью фаций. Грауваккковый состав обломочной части терригенных пород, повсеместная примесь пирокластического материала, большая роль глинистой компоненты, представленной, как правило, монтмориллонитом, широкое развитие процессов вторичной минерализации обусловили сравнительно ограниченную роль первично-поровых коллекторов удовлетворительного качества (IV–V классов). Их распространение ограниченно зоной протокатагенеза, глубинами 1,5–2 км. Более широким распространением пользуются коллектора смешанного типа. Особый интерес, как объект нефтепоисковых работ в этих суббассейнах представляют прибереговые, в т.ч. баровые комплексы, формирование которых контролируется бортовыми частями палеопрогибов, а также трещинные коллекторы в кремнистых толщах.

### 4.3.2. Ловушки и зоны нефтегазонакопления

Из 70 месторождений нефти и газа, открытых на острове и прилегающем шельфе, 66 находится в пределах Северо-Сахалинского суббассейна. Месторождения в основном многопластовые, залежи связаны главным образом со структурными ловушками – антиклинальными складками различной формы и генезиса, как конседиментационными, так и постседиментационными, часто нарушенными разрывами, т.е. залежи пластовые сводовые, осложненные разрывами, пластовые с тектоническим экранированием, реже с литологическим и стратиграфическим ограничением. Локальные структуры объединены в антиклинальные зоны, выделяемые как зоны нефтегазонакопления, положение которых большей частью определяется региональными разрывными нарушениями.

Согласно типизации структур Сахалина, проведенной В.В.Харахиновым, локальные структуры подразделяются на три группы: приуроченные к зонам региональных разломов, к зонам зональных разломов и пространственно не связанные с ними. По величине амплитуды выделяются малоамплитудные (до 50 м), среднеамплитудные (до 100 м) и высокоамплитудные (свыше 100 м). Малоамплитудные структуры, составляющие в общем балансе примерно одну третью часть всех локальных структур, купола и брахиантиклинали, как правило, конседиментационные; среди них есть складки, связанные с разломами и не обнаруживающие связи с таковыми; часто они осложняют борта более крупных антиклинальных структур – мегантиклиналей, развитых вдоль разломов. Несколько больше трети всего фонда структур составляют высокоамплитудные складки. Среди них установлены как приуроченные к региональным разломам, так и связанные с менее крупными разрывами активными в неотектонический этап развития острова [Харахинов и др., 1979].

В зависимости от соотношения формы складок по различным горизонтам осадочного чехла, выделяются сквозные, погребенные и бескорневые структуры. *Сквозные* структуры составляют большую часть локальных антиклинальных структур Сахалина. Для них характерно несовпадение по различным горизонтам формы, размеров складок, смещения контуров и сводов, а также различная степень нарушенности разрывами. Среди таких антиклиналей выделяются два подтипа. Строение складок первого подтипа усложняется в нижних, второго – в верхних горизонтах разреза. Примером первых могут быть складки Волчинско-Сабинской зоны (рис. 76), Западно-Сабинская, Некрасовская и др. антиклинальные складки, к которым приурочены многопластовые газонефтяные месторождения. Западно-Сабинское газонефтяное месторождение приурочено к небольшой брахиантиклинали 3,3х5,5 км (рис. 102).

По верхним горизонтам нутовской свиты, складка имеет простое строение, по нижележащим горизонтам строение ее усложняется, углы наклона на крыльях и амплитуда складки и количество разрывных нарушений увеличиваются. Некрасовская складка (рис. 103) также по верхним горизонтам представляет собой типичную брахиантиклинальную асимметричную складку с крутым восточным (до 40°) и пологим западным (10–15°) крыльями. Строение складки на глубине по отложениям окобыкайской свиты значительно усложнено конседиментационными разрывными

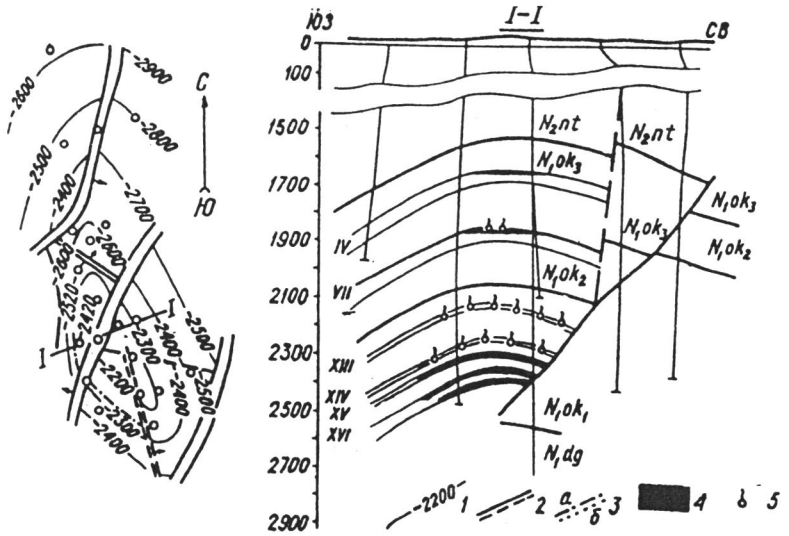



**Рис. 102.** Некрасовское газонефтяное месторождение

1 – изогипсы по кровле пласта XVIa; 2 – разрывы; 3 – контуры: а – нефтеносности, б – газоносности; 4 – нефть, газ.

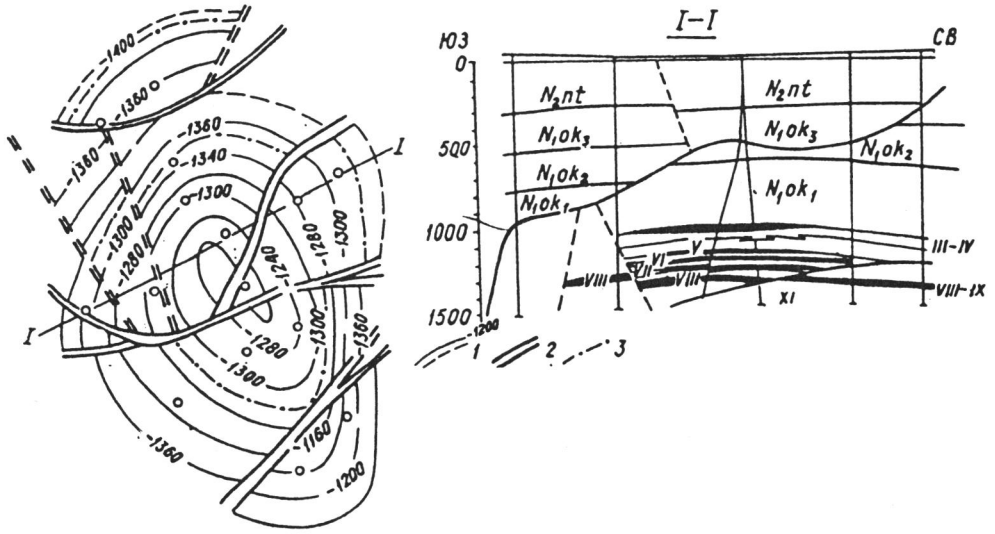



**Рис. 103.** Западно-Сабинское газонефтяное месторождение (Геология нефтяных..., 1974)

1 – изогипсы по кровле пласта VIII; 2 – разрывы; 3 – контур нефтеносности

нарушениями, амплитуда отдельных сбросов достигает 300 м [Геология нефтяных..., 1974]. Подобные структуры с увеличением углов наклона крыльев с глубиной отмечены и на шельфе.

Другой подтип сквозных складок, которому свойственно увеличение напряженности в верхних горизонтах, характерен для структур, претерпевших значительные изменения на постседиментационном этапе [Харахинов и др., 1979]. Такие складки обычно связаны с региональными разломами – взбросо-надвигами, активизирующимися в неотектонический этап развития острова.

Одно из самых крупных месторождений островной части Северо-Сахалинского суббасейна – Восточно-Эхабинское, приуроченное к структуре генетически связанной с региональным взбросо-надвигом, протягивающимся в меридиональном направлении через весь Северный Сахалин. С такими разломами субмеридионального направления на Северном Сахалине связано формирование крупных антиклинальных структур (Оха, Сабо и др.).

Восточно-Эхабинское нефтяное месторождение приурочено к крупной складке (18х3 км) субмеридионального простирания, амплитуда складки около 1000 м. Складка разбита взбросо-надвигом на две части, западная часть взброшена на восточную с амплитудой около 1500 м в своде складки (Рис. 104). Поднадвиговая часть структуры смещена относительно надвинутой в северном направлении на 4 км. Эта часть структуры построена довольно просто: по верхним горизон-

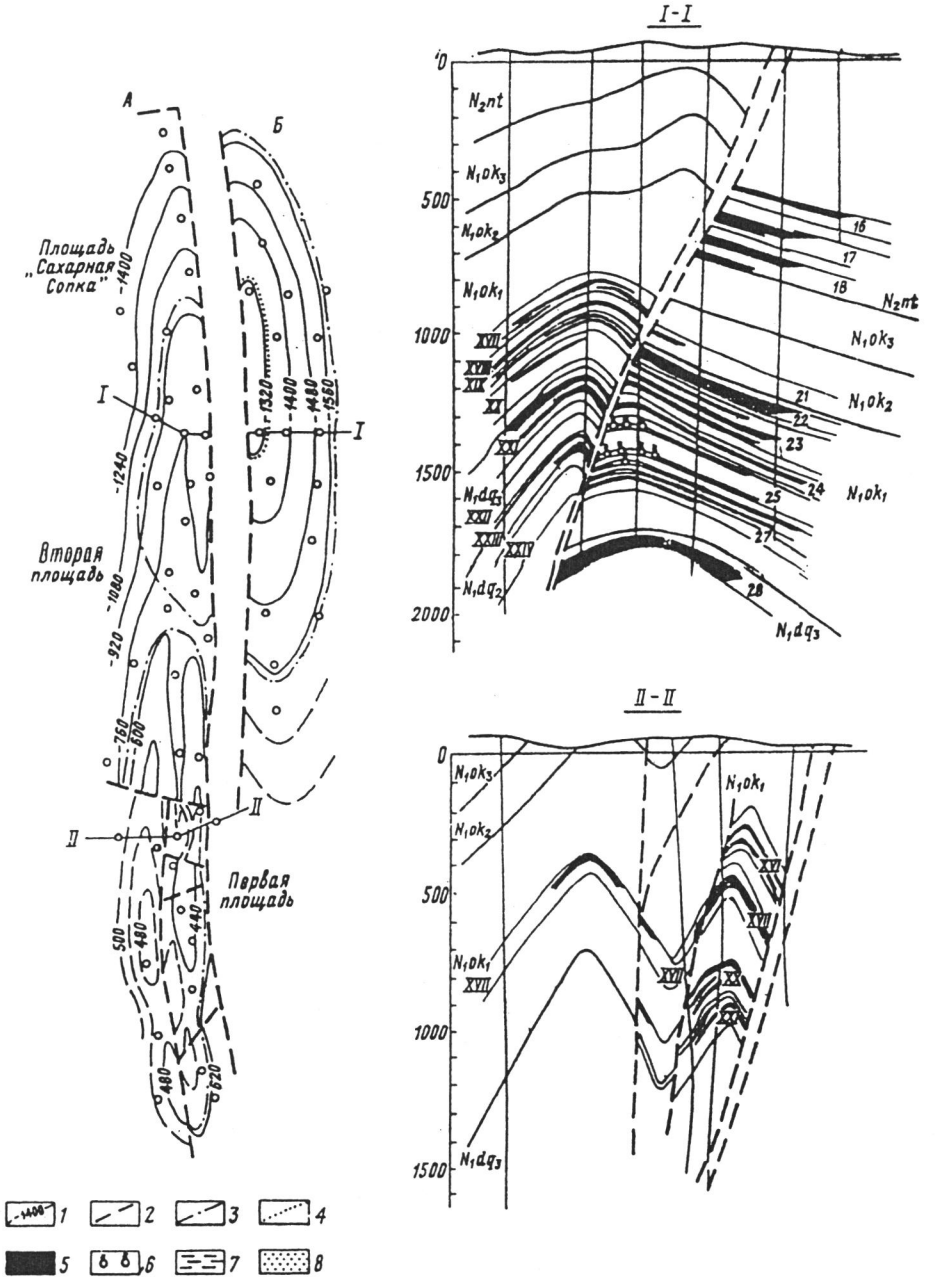



**Рис. 104.** Восточно-Эхабинское нефтяное месторождение [Геология нефтяных..., 1974].

А. Структурная карта надвинутой части структуры по кровле пласта XVII. Б. То же, поднадвиговой части структуры по кровле 25-го пласта: а – геолого-геофизический разрез надвинутой, б – то же, поднадвиговой части; 1 – изогипсы по кровле пласта XVII и соответствующего ему 25-го пласта; 5 – нефть; 6 – газ; 7 – глинистые; 8 – песчаные породы.

там – моноклиналь, наклоненная на восток. С глубиной поверхность надвига смещается на запад, и структура поднадвиговой части принимает вид брахиантиклинали сравнительно простого строения. Надвиговая же часть структуры представляет собой серию узких, с крутыми крыльями приразломных складок, разбитых сбросами и взбросами, ориентированными параллельно основному взбросо-надвигу; амплитуда нарушений изменяется от 15 м до сотен метров [Николаев, 1997].

Важным объектом с точки зрения оценки перспектив нефтеносности являются т.н. *погребенные* антиклинальные структуры, по условиям формирования и особенностям строения они подразделяются на четыре подтипа: 1) погребенные под моноклинально залегающими позднеплиоценовыми породами, 2) связанные с угловым несогласием между отложениями окобыкайской и дагинской свит, 3) структуры облекания фундамента, 4) развитые в зонах крупных разрывных нарушений. Среди них выделяются как конседиментационные, так и постседиментационные. Группа конседиментационных структур объединяет структуры разного трех первых подтипов. К постседиментационным структурам относятся

структуры в зонах крупных разрывных нарушений, прежде всего региональных сбросо-надвигов, активных в поздний неоген-четвертичное время [Харахинов и др., 1979].

Погребенные структуры первого подтипа выявлены сейсморазведочными работами в пределах крупных синклинальных зон – Байкальской, Пильтунской, Вальской, сложенных на поверхности верхнеплиоценовыми осадками. Рост этих структур происходил, видимо, до середины плиоцена. Складки брахиформные, обычно имеют северо-западное простирание, максимальные амплитуды до 300 м. На поверхности они выражаются структурными носами и террасами или выполаживанием слоев.

Формирование погребенных структур второго подтипа происходило в пределах крупных, длительно развивающихся поднятий, видимо игравших роль местных источников сноса в различные периоды своей геологической истории. Это обусловило развитие стратиграфических и малых угловых несогласий между различными горизонтами осадочной толщи. Наиболее существенное различие в характере структурных планов наблюдается на границе окобыкайской и дагинской свит, отмечаемое в пределах периферийных частей Восточно-Дагинской и Ныйской зон нефтегазонакопления. Наиболее типичным представителем погребенных структур этого подтипа является Монгинская антиклинальная структура (рис. 105, 106). Это сложно построенная складка субмеридионального простирания, ограниченная с запада и с востока разрывами. Размер складки 11х4 км, амплитуда до 100 м. Складка выражена по дагинским и более древним отложениям. По окобыкайским отложениям, залегающим с размывом на породах дагинской свиты, ей соответствует моноклиналь. Для некоторых других погребенных структур этого района, верхние горизонты выражены пологими структурными террасами [Харахинов и др., 1979].

Погребенные структуры третьего подтипа-структуры облекания известны в северо-западной части Северного Сахалина – Астрахановская и Рыбновско-Погибинская зоны облекания. Основу этих структур составляют выступы палеоген-верхнемеловых эффузивных пород, которые перекрываются глинистыми отложениями даехуреинской свиты, сменяемые вверх по разрезу мелководно-морскими и континентальными терригеннми образованиями. Эти складки имеют простое строение: малоамлитудные купола, постепенно выполаживающиеся вверх по разрезу.

Постседиментационные погребенные антиклинальные структуры четвертого подтипа развиты в зонах региональных сбросо-надвигов, сформировавшихся в заключительную постплиоценувую стадию развития. Несоответствие структурных планов различных горизонтов осадочной толщи обусловлено резким различием в морфологии и в расположении ориентировки складчатости надвинутого крыла и поднадвиговой части. Складчатость надвинутого крыла обычно более напряженная, преимущественно линейная, гребневидная с элементами запрокидывания. Структуры поднадвига представлены брахиформными конседиментационными складками, в основном север-северо-западного простирания. С точки зрения нефтегазоносности, структуры поднадвига характеризуются более высокой продуктивностью.

Что касается *бескорневых* складок, то по данным сейсморазведки они достаточно широко распространены на Сахалине. Анализ сейсмометрических материалов позволил установить, что в северной части Гыргыланьинской антиклинальной зоны их формирование произошло, видимо, в результате разрядки тангенциальных напряжений в верхней части осадочного чехла [Харахинов и др., 1979].

В целом же локальные антиклинальные структуры Сахалина характеризуются большим генетическим и морфологическим разнообразием. Для большей их части свойственны черты как кон-, так и постседиментационного развития.

Морфология антиклиналей и интенсивность складчатости определяется принадлежностью локальных складок структурам более низкого порядка. Зоны региональных разрывных нарушений характеризуются максимальной интенсивностью складчатости, локальные структуры в них отличаются высокой амплитудой, сложной морфологией, крутыми углами наклона на крыльях. Достаточно интенсивная складчатость отмечается в антиклинальных зонах – Одоптинской, Астрахановской, Ныйской, не испытавшим крупных перестроек в неотектонический этап. Для них характерны в основном конседиментационные брахискладки, часто нарушенные разрывами. Наиболее спокойная складчатость свойственна отрицательным структурам, складки имеют небольшие углы наклона крыльев, в них широко развиты погребенные ловушки.

Закономерности распределения локальных структур, установленные для бассейнов островной части Сахалина, в целом свойственны и шельфовым участкам бассейнов, только различия между группами складок проявляются меньше. Структуры более спокойные и, как правило, более крупные; они меньше рассечены разрывами, положе наклоны крыльев.

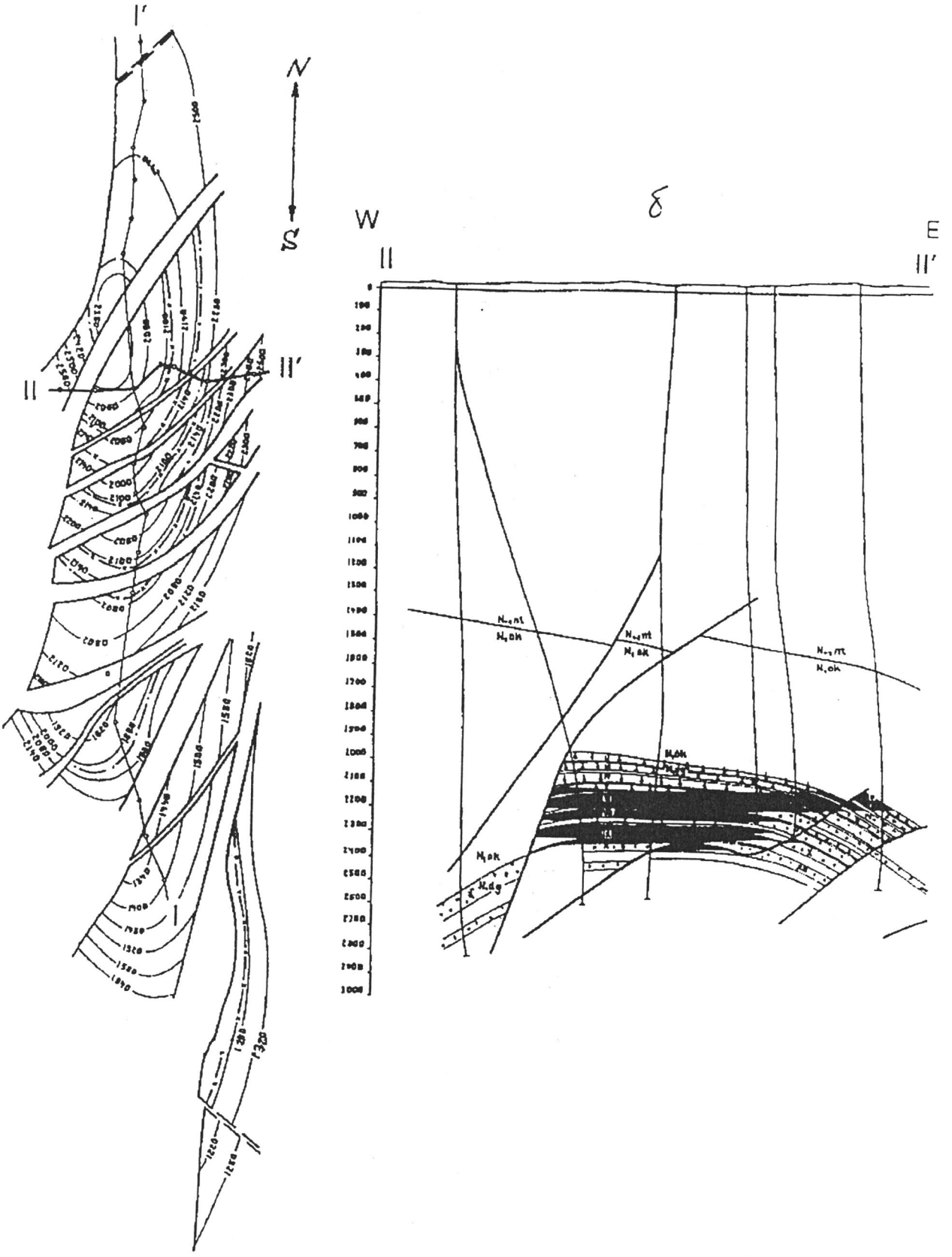



**Рис. 105.** Нефтяное месторождение Монги (Ковальчук, Малашенко, 1979)
Структурная карта по подошве III горизонта (а) и поперечный разрез месторождения (б)

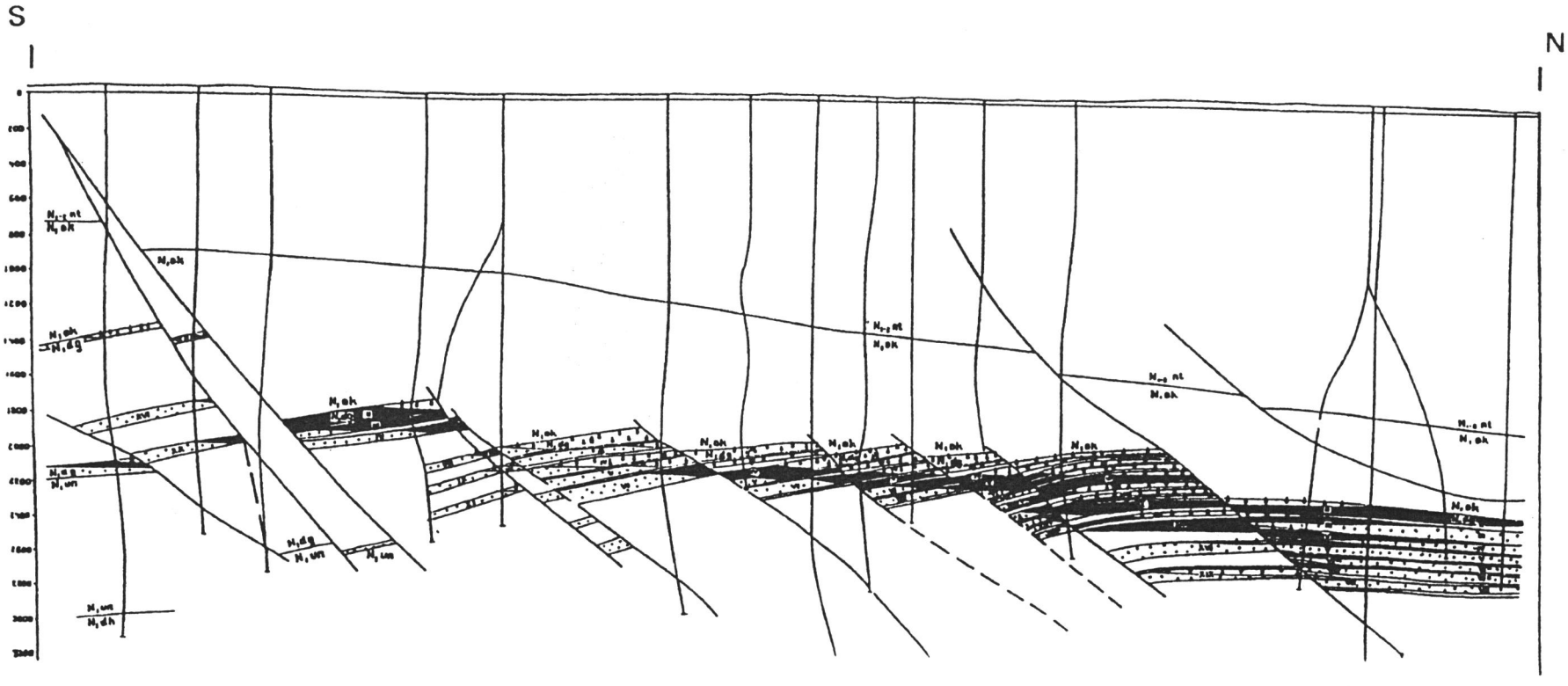



**Рис. 106.** Продольный разрез месторождения Монги [Ковальчук, Малашенко, 1979]
Положение профиля на рис. 105.

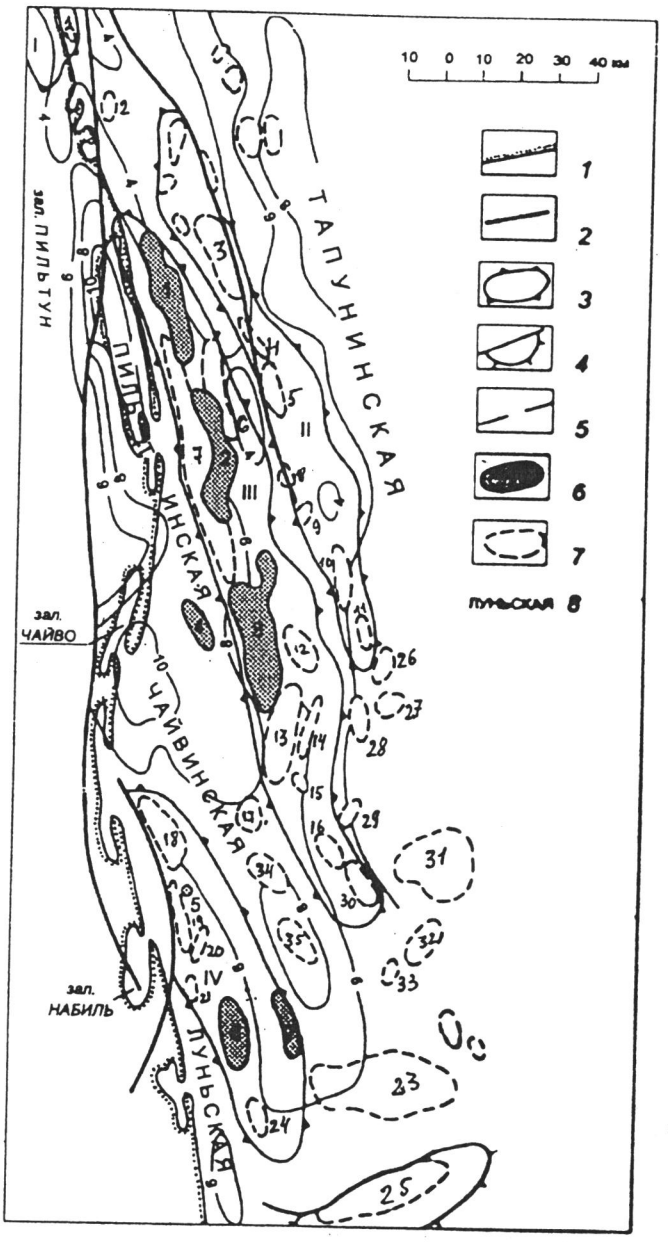



**Рис. 107.** Схема распределения локальных структур на северо-восточном шельфе Сахалина [Коблов, Харахинов, 1997]

1 – береговая линия; 2 – разрывы; 3 – антиклинальные зоны: – Эспенбергская, Восточная – Одоптинская, Одоптинская, Ныйская; 4 – Мынгинская горст-антиклиналь; 5 – глубина залегания фундамента, км; 6 – месторождения: 1 – Одопту-море, 2 – Пильтун-Астохское, 3 – Аркутун-Дагинское, 4 – Чайво, 5 – Венинское, 6 – Лунское, 7 – Киринское; 7 – перспективные ловушки: 1 – Южно–Омбинская, 2 – Хангузинская, 3 – Восточно-Одоптинская, 4 – Северо–Лагунная, 5 – Лагунная, 6 – Восточно-Пильтунская, 7 – Западно-Одоптинская, 8 – Южно–Лагунная, 9 – Шивчибинская, 10 – Баутинская, 11 – Осеньгинская, 12 – Дагинская, 13 – Западно-Айяшская (литологическая), 14 – Айяшская, 15 – Южно-Айяшская, 16 – Ульвинская, 17 – Западно-Айяшская (антиклинальная), 18 – Северо-Венинская (северные блоки Венинской антиклинали), 19 – Венинская (поднадвиг), 20 – Южно-Венинская (южные блоки Венинской антиклинали), 21 – Набильская, 22 – Восточно-Киринская, 24 – Южно-Лунская, 25 – Мынгинская; 8 – синклинальные зоны.

На рис. 107 дана схематическая карта распределения локальных структур шельфа северо-восточного Сахалина. Локальные структуры – брахиформные с элементами линейности, сгруппированы в атиклинальные зоны, имеющие субмеридиональное простирание, некоторые из них имеют продолжение в островной части. В южной части выделяется группа локальных структур изометричной формы, не вписывающихся в ориентировку антиклинальных структур, а расположенных хаотично.

Из 7 месторождений нефти и газоконденсата, открытых на северо-восточном шельфе Сахалина, шесть крупных (рис. 76). Три крупных месторождения принадлежат Одоптинской зоне нефтегазонакопления – Одопту-море, Пильтун-Астохское и Аркутун-Дагинское. Месторождения вытянуты в субмеридиональном направлении, приурочены к ловушкам, объединяющим три куполовидных поднятия (рис. 108), сочленение отдельных антиклиналей иногда кулисообразно (рис. 109). Углы наклона крыльев по верхним горизонтам редко превышают 10°, по нижним горизонтам достигают 30°. Нефтегазоносными являются отложения нижненутовской подсвиты; месторождения многопластовые – 12–13 продуктивных пластов. Залежи пластовые сводовые, литологически ограниченные, тектонически и литологически экранированные, высоты залежей изменяются от 10 до 300 метров.

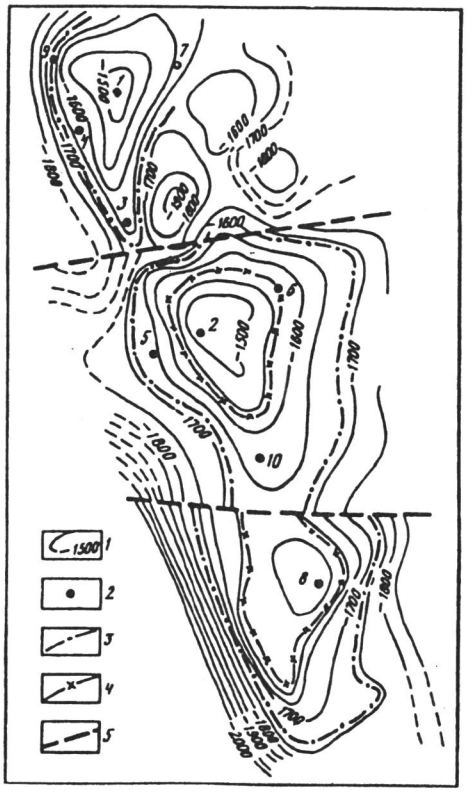


**Рис. 108.** Нефтегазоконденсатное месторождение Одопту-море. Структурная карта одного из продуктивных горизонтов нижненутовской подсвиты (Серегин и др., 1977)

1 – изогипсы кровли горизонта, м; 2 – скважины; 3 – контур нефтеносности; 4 – контур газоносности; 5 – разрывные нарушения.

По восточным крыльям Одоптинской. Пильтунской и Астохской структур проходит зона глинизации продуктивных отложений (рис. 109), которая далее уходит на юго-запад. В южной части зоны (Айяшская, Южно-Айяшская, Ульвинская структуры) возможно открытие литологически экранированных залежей в песчаных горизонтах нутовской свиты, глинизированных в восточном и юго-восточном направлении [Коблов, Харахинов, 1997].

Расположенное юго-западнее Чайвинское нефтегазоконденсатное месторождение приурочено к ненарушенной брахиантиклинали простого строения (рис. 110). Продуктивны отложения нутовской свиты. Залежи пластовые сводовые, высота их варьирует от 100 до 260 м. Месторождение располагается в пределах Чайвинской зоны нефтегазонакопления, где больше антиклинальных поднятий не выявлено, но предполагается присутствие литологических ловушек, связанных с глинизацией песчаных пластов нутовской свиты.

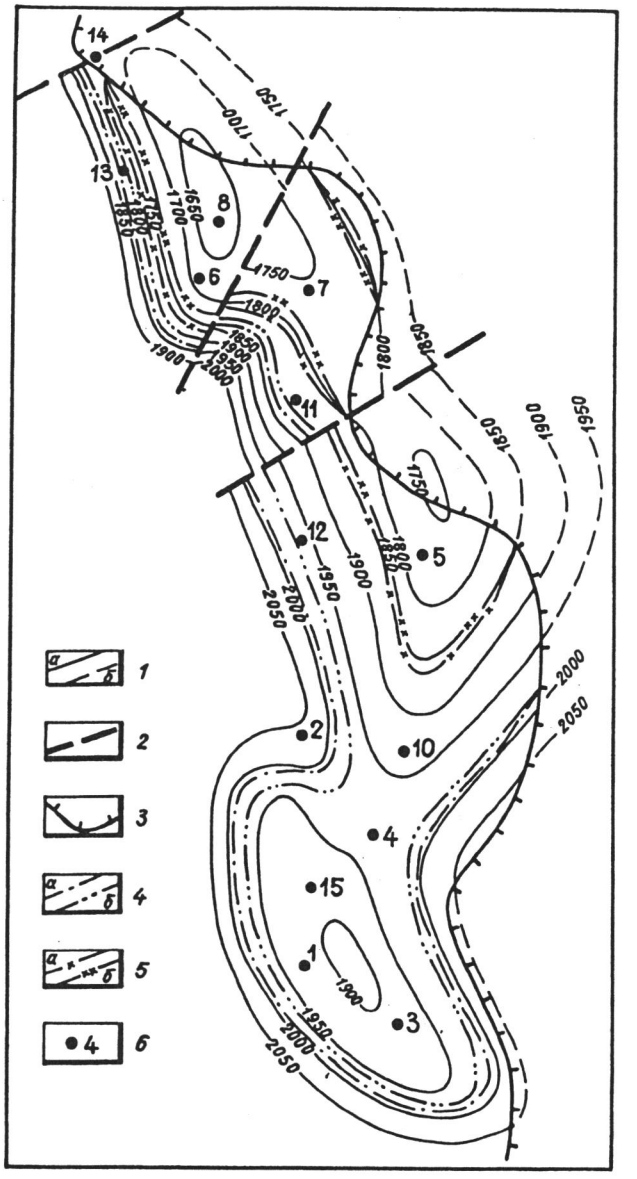


**Рис. 109.** Нефтегазоконденсатное месторождение Пильтун-Астохское. Структурная карта одного из продуктивных горизонтов нижненутовской подсвиты

1 – стратоизогипсы: а – продуктивной части, б – непродуктивной части; 2 – разрывные нарушения; 3 – граница глинизации; 4 – контур нефтеносности: а – внешний, б – внутренний; 5 – контур газоносности: а – внешний, б – внутренний; 6 – скважины.

В Ныйской антиклинальной зоне располагается самое крупное в Сахалинской нефтеносной области Лунское газоконденсатное с нефтяной оторочкой месторождение. Продуктивными являются 17 песчаных горизонтов дагинской свиты, проницаемость отдельных горизонтов достигает 1500 мД. Залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные и массивно-пластовые сводовые; с ними связаны основные запасы

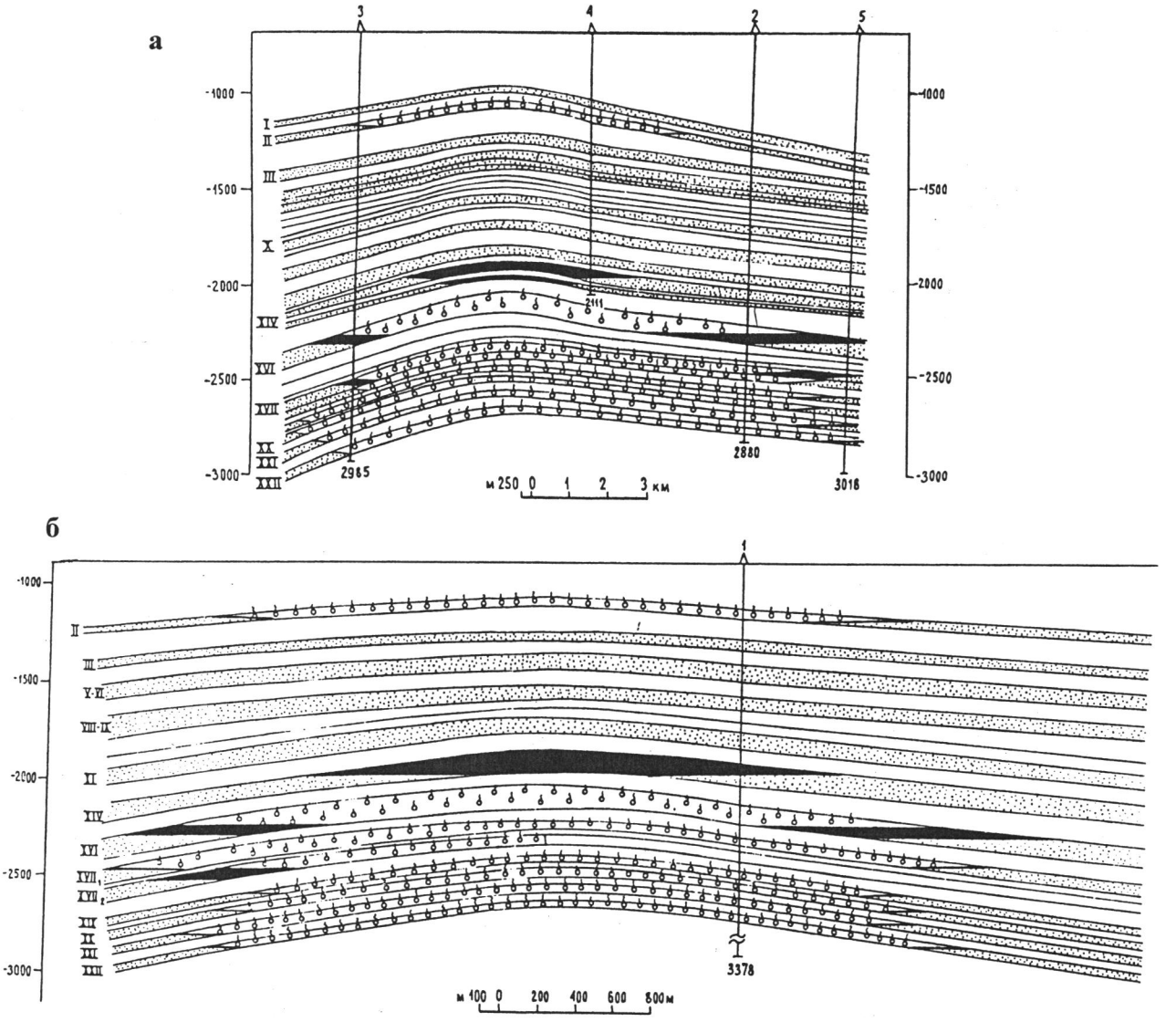



**Рис. 110.** Нефтегазоконденсатное месторождение Чайво
Геологический разрез (а) по простиранию и (б) вкрест простирания структуры.

углеводородов. Высота массивно-пластовых залежей – 253–401 м, пластовых – 30–110 м [Коблов, Харахинов, 1997].

В пределах установленных антиклинальных зон и вне их выявлен целый ряд ловушек, связанных с антиклинальными структурами. Возраст продуктивных горизонтов изменяется (удревняется) с севера на юг, и в южной части (рис. 107) выделяется группа структур, с которыми связаны массивные резервуары в глинисто-кремнистом даехуреинском горизонте.

Восточно-Одоптинская антиклинальная зона относится пока к категории возможно нефтегазоносных зон. В ней выявлен ряд антиклинальных структур, представляющих собой контрастные брахискладки, разбитые продольными и поперечными разрывами. Складки асимметричные, восточные крылья их круче западных.

Из вышесказанного следует, что ловушки шельфа Северо-Восточного Сахалина, по сравнению с ловушками острова, характеризуются в целом более крупными размерами, высокой амплитудой и менее нарушены разрывами. Наиболее крупные залежи связаны с массивно-пластовыми ловушками.

Мелкие месторождения газа, открытые в двух других бассейнах, Изыльметьевское в Западно-Сахалинском и Восточно-Луговское, Южно-Луговское и Золоторыбнинское в Южно-Сахалинском, также приурочены к простым антиклинальным ловушкам, хоть и разбитым разрывами в последнем случае (рис. 111).

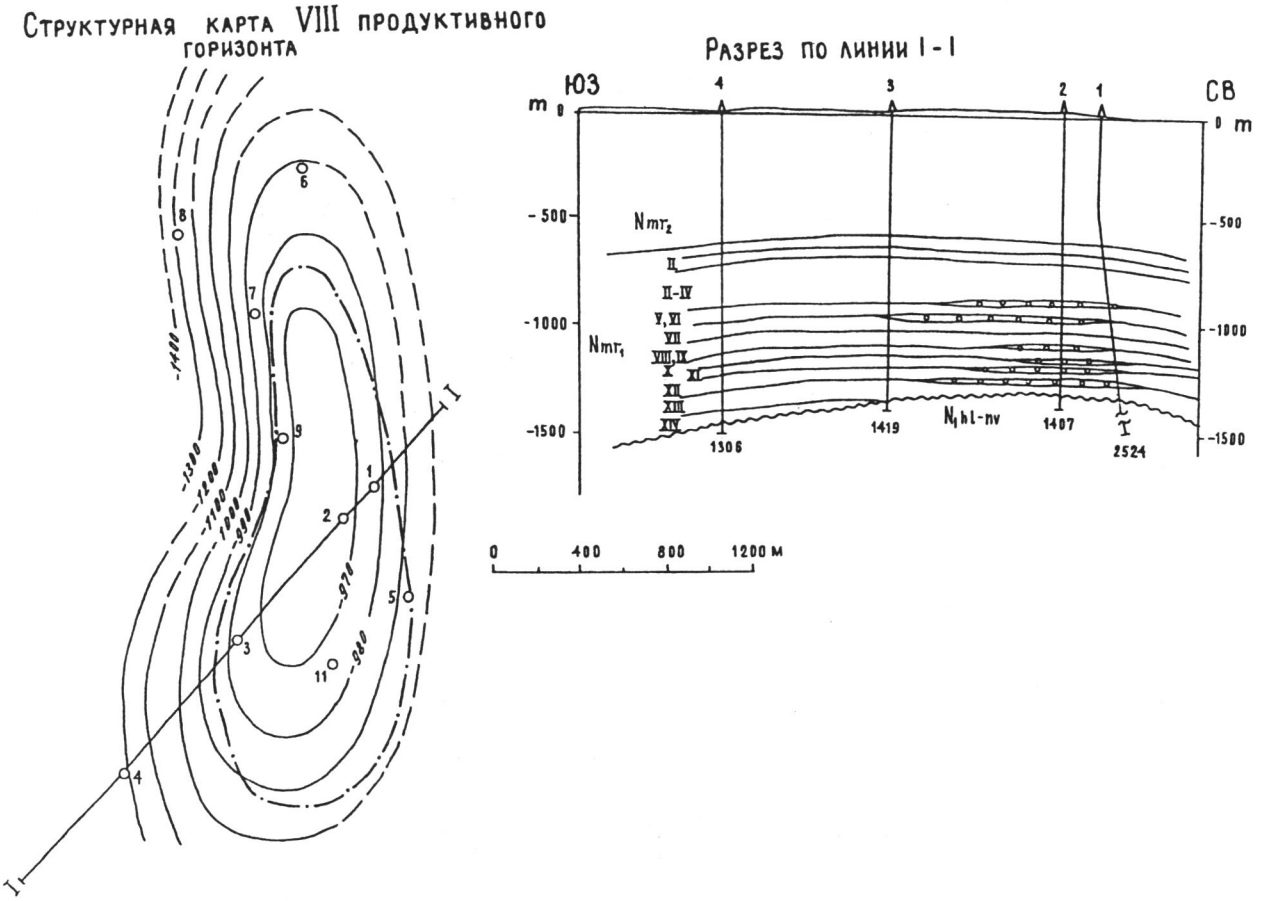



**Рис. 111.** Газовое Восточно-Луговское месторождение (Геология нефтяных..., 1974)
а – структурная карта по VIII продуктивному горизонту; б – разрез по линии I–I.

Таким образом, все открытые в Сахалинских бассейнах к настоящему времени месторождения нефти и/или газа связаны с антиклинальными ловушками. Залежи в к литологически, тектонически и стратиграфически экранированных ловушках приурочены к крыльям и переклиналям складок, т.е. так или иначе связаны с антиклинальными складками. Выявлено сейсморазведкой на шельфах сахалинских бассейнов большое количество антиклинальных структур, потенциальных сводовых ловушек. Кроме того, имеется колоссальный резерв неструктурных ловушек разного типа. Состав и строение разрезов осадочных бассейнов, а также их геологическая история благоприятны для их формирования. Это, прежде всего, литологически ограниченные ловушки – песчаные тела в нефтематеринских, глинистых толщах, формирование которых связано с глубоководными конусами выноса, с авандельтой Палео-Амура, изолированные песчаные тела в мелководных фациях – ископаемые бары, косы, прибрежные валы; массивные ловушки, связанные с выступами фундамента; катагенетические ловушки, сформированные в зонах разуплотнения в глинисто-кремнистых и туфовых толщах. Реальная нефтегазоносность всех видов перечисленных перспективных ловушек установлена в хорошо освоенных бассейнах западной части Тихоокеанского пояса, этим вопросам посвящена громадная литература [Смехов, 1953; Ковальчук и др., 1981; Хведчук и др., 1988; Газовые..., 1968; Вахтеров, 1997; Закальский и др., 1999; Геология и геохимия..., 2000 и др.].

# Глава 5
# ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В предыдущих главах, посвященных литологии, биостратиграфии и сейсмостратиграфии, с позиций разных специалистов уже давались некоторые палеогеографические реконструкции с рассмотрением альтернативных точек зрения (например, об источниках сноса терригенного материала, колебаниях уровня моря, изменении очертаний морских бассейнов и их глубинах, распространении фауны и флоры и пр.). В данной главе делается попытка суммировать вышеизложенные данные и рассмотреть ход геологической истории Сахалина в кайнозое с построением серии палогеографических схем. Впервые для таких реконструкций в широком масштабе привлекаются сейсмостратиграфические материалы, которые, без сомнения, расширяют возможности анализа палеогеографических ситуаций. Нами выбраны восемь временных срезов для этих схем: 1 – средний-поздний эоцен (краснопольевское-шебунинское время), 2 – середина олигоцена (мачигарское-аракайское время), 3 – поздний олигоцен (холмское-даехуриинское время), 4 – ранний миоцен (невельское, чеховское, уйнинское время – раннедагинское время), 5 – конец раннего миоцена (позднедуйское и дагинское время), 6 – конец среднего миоцена (курасийское, окобыкайское и позднепильское время), 7 – конец позднего миоцена (раннемаруямское, ранненутовское и венгерийское время), 8 – средний миоцен (помырское время).

Последовательная смена палеогеографических условий в течение последних 65 млн. лет дает представление об определенной этапности развития Сахалинского региона, тренде тектонических движений, относительном изменении уровня моря, климатических флуктуациях, особенностях расселения донных и планктонных комплексов прошлого и т.п. Как указывалось выше, многие особенности распространения в пространстве и времени донных палеобиоценозов были намечены в специальной монографии [Жидкова и др., 1974], которая сопровождается блоком из десяти литофациальных карт, отразивших типы палеобиотических сообществ в зависимости от батиметрии, морских течений, климатических условий и фациальных обстановок в целом. Поэтому на приводимых нами палеогеографических картах эти данные отсутствуют. Нам хотелось отразить на картах прежде всего эволюцию тектонической и седиментационной обстановок, которые в свою очередь оказывали определенное влияние на распространение биотических комплексов во времени и пространстве.

Прежде чем приступить к рассмотрению палеогеографии кайнозоя, следует хотя бы вкратце напомнить о геотектоническом положении региона.

Хоккайдо-Сахалинская складчатая область соседствует с системой мезозойской консолидации (мезозоидами). Последняя охватывает обширные пространства азиатского материка, Татарский пролив, северную часть Японского моря и значительную (северную) часть Охотского моря. Наиболее древние (доаптские) структуры мезозоид характерны для Северо-Западной Японии (Внешнего Китаками и Западного Хоккайдо). Они протягиваются далеко на север в акваторию Татарского пролива, приближаясь вплотную к побережью Сахалина (Западно-Хоккайдо-Монеронская окраина). Консолидация Сихотэ-Алинской области произошла позднее, в сеноне. Таким образом, обширные районы материка и прилегающих акваторий Татарского пролива и Охотского моря представляли собой горно-складчатую страну, обрамляющую с запада и севера Хоккайдо-Сахалинскую седиментационную область.

На рубеже позднего мела-палеогена в регионе проявились ларамийские тектонические движения. Они существенно повлияли на строение Хоккайдо-Сахалинской области, в меньшей мере сказались в Сихотэ-Алине и почти не улавливаются в доаптских мезозоидах Западного Хоккайдо.

Ларамийский тектогенез привел к аккреции мезозойских отложений Северного и Центрального Сахалина, Центрального и Восточного Хоккайдо. Современный материк, Хоккайдо-Сахалинская область и прилегающие шельфы представляли собой горно-складчатую страну, где в раннем палеогене преобладали процессы эрозии. Осадконакопление происходило лишь в некоторых изолированных впадинах. Наиболее крупная из них, Хоккайдо-Сахалинская, частично унаследовала позднемеловую область прогибания; другие, вероятно, более молодые прогибы (Ныйденский, Лунский, Пограничный) представляли собой сравнительно узкие грабены. Подобные структуры предполагаются также к востоку

от полуострова Терпения, в районе Муравьевской и Поронайской низменностей.

Хоккайдо-Сахалинский прогиб, возникший на краю мезозоид перед воздымающимся орогеном, разделялся на два звена: Западно-Сахалинское и Румон-Невельское. Их граница проходила примерно на широте г. Чехова.

Следует также напомнить, что Сахалин принадлежит к активной зоне перехода от океана к континенту. Это, в частности, нашло отражение в громадной мощности кайнозойских толщ. Напомним, что мощность разрезов кайнозоя по разным районам Сахалина следующая (с округлением): Северный Сахалин (районы): п-ова Шмидта – до 3000 м, Охинский – до 4500 м, Дагинский – до 8000 м, Пограничный – до 5000 м, Лангрийский – около 6700 м, Энгизпальский – около 6700 м; Юго-Западный Сахалин (районы): Александровский – до 5000 м, Углегорско-Чеховский – до 11500 м, Холмско-Невельский – до 4600 м, Татарский пролив – около 5000 м; Юго-Восточный Сахалин: Макаровский [Мишаков, 1981; Размыслова, 1963] – более 5000 м.

Как указывалось выше, несмотря на определенную условность величины приведенной мощности палеогеновых и неогеновых толщ Сахалина (в Главе II «Сейсмостратиграфия» отражена мощность кайнозоя его шельфовых участков), сам порядок приведенных цифр однозначно говорит об особой активности геологических процессов этого региона. Однако следует сказать, что наращивание тех или иных толщ в перечисленных разрезах происходит обычно «проградиционно», т.е. с перемещением толщ в пространстве, в связи с чем при бурении в каком-либо отдельном месте мы часто не получаем суммарную мощность осадочных отложений района. Хотя скважины, пробуренные в ряде мест Сахалина и на его шельфе, тем не менее, фиксируют значительную мощность толщ, достигающую в крупных синклиналях 10 км.

## 5.1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ КАЙНОЗОЯ

*В позднем дании–палеоцене* осадки накапливались только в разрозненных срединных участках сахалинского звена этого прогиба. Здесь практически не улавливается перерыва между верхнемеловыми и палеогеновыми континентальными толщами (камские слои). Обломочный материал сносился с горных сооружений, располагавшихся в пределах Срединного Сахалина и Татарского пролива. К *раннему эоцену* фронт осадконакопления расширился и занимал практически всю срединную часть прогиба от юга Центрального Хоккайдо и до широты пос. Бошняково на севере. Область седиментации представляла собой низменную территорию с широко развитой гидросетью. В пределах предгорий накапливались мощные конгломераты, в центральной части прогиба в периодически заболачиваемых водоемах формировались торфяники. Можно предполагать развитие дельтовых систем древних рек (снежинкинская свита). В *среднем эоцене* область седиментации уже достигала на севере Александровского района, на востоке – современных отрогов Западно-Сахалинских гор и хребта Каимукотан на Хоккайдо. В пределы прогиба в это время впервые проникает море. Западно-Сахалинский морской залив сообщался с Тихоокеанским бассейном через пролив Центрального Хоккайдо. На большей части пролива накапливались мелководные существенно песчаные осадки (краснопольевская свита). Северная часть залива представляла собой заболоченную равнину, периодически заливаемую морем, устойчивый морской режим сохранился лишь в центральной части сахалинского звена прогиба. К среднему эоцену относится проявление вулканизма в Сихотэ-Алинской области (Восточно-Сихотэ-Алнский вулканический пояс). Андезито-базальтовые потоки этого времени широко развиты на побережье материка и, вероятно, слагают основание рыхлых неогеновых толщ на многих участках акватории, распространяясь на северо-западную оконечность Сахалина (музьминская толща). В Ныйденском грабене и грабенах Восточного Сахалина накапливались преимущественно грубообломочные, континентальные отложения.

*Поздний эоцен* характеризуется обширной трансгрессией в пределы всей Хоккайдо-Сахалинской зоны прогибания. Палеогеографическая зональность этого времени наиболее отчетлива (рис. 112). В срединной части прогиба устанавливается устойчивый морской режим, где формируется характерная сероцветная (такарадайская) формация. В краевых частях бассейна море в виде кратковременных трансгрессий заливало обширные пространства приморской низменности и достигало иногда современного побережья материка.

В Ныйденском грабене накапливались чередующиеся разнозернистые пески, алевриты и глины аллювиальных фаций, а также озерные глины большой мощности (таусменская и ный-

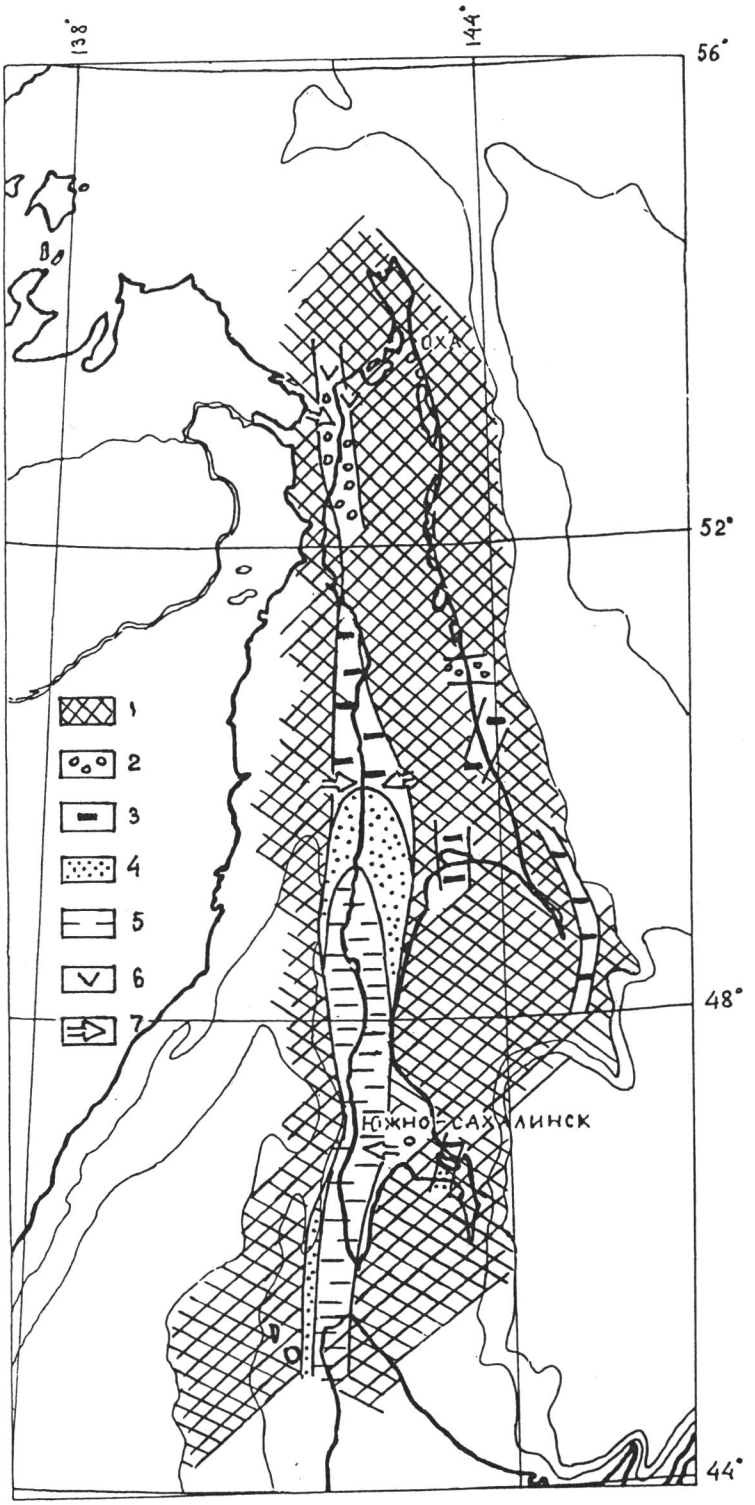



**Рис. 112.** Обстановки осадконакопления в конце эоцена (такарадайское и люкаминское время)

1 – область сноса обломочного материала, 2 – межгорная или предгорная впадина с накоплением грубообломочных и печано-гилинистых континентальных отложений, 3 – низменность с накоплением песчано-глинистых отложений и углей, 4 – мелководное море с накоплением песчано-глинистых отложений, 5 – относительно глубокое море с накоплением преимущественно глинистых отложений, 6 – обилие вулканогенно-обломочного материала, 7 – направление сноса обломочного материала

денская толщи). Северная часть грабена захватила окраину Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Здесь накопились эффузивы, туфы и вулканомиктовые конгломераты сладкинской толщи.

В Лунском грабене существовала обстановка межгорной котловины с накоплением континентальных песчано-глинистых и грубообломочных осадков. В Пограничном грабене вначале преобладало континентальное осадконакопление, од-

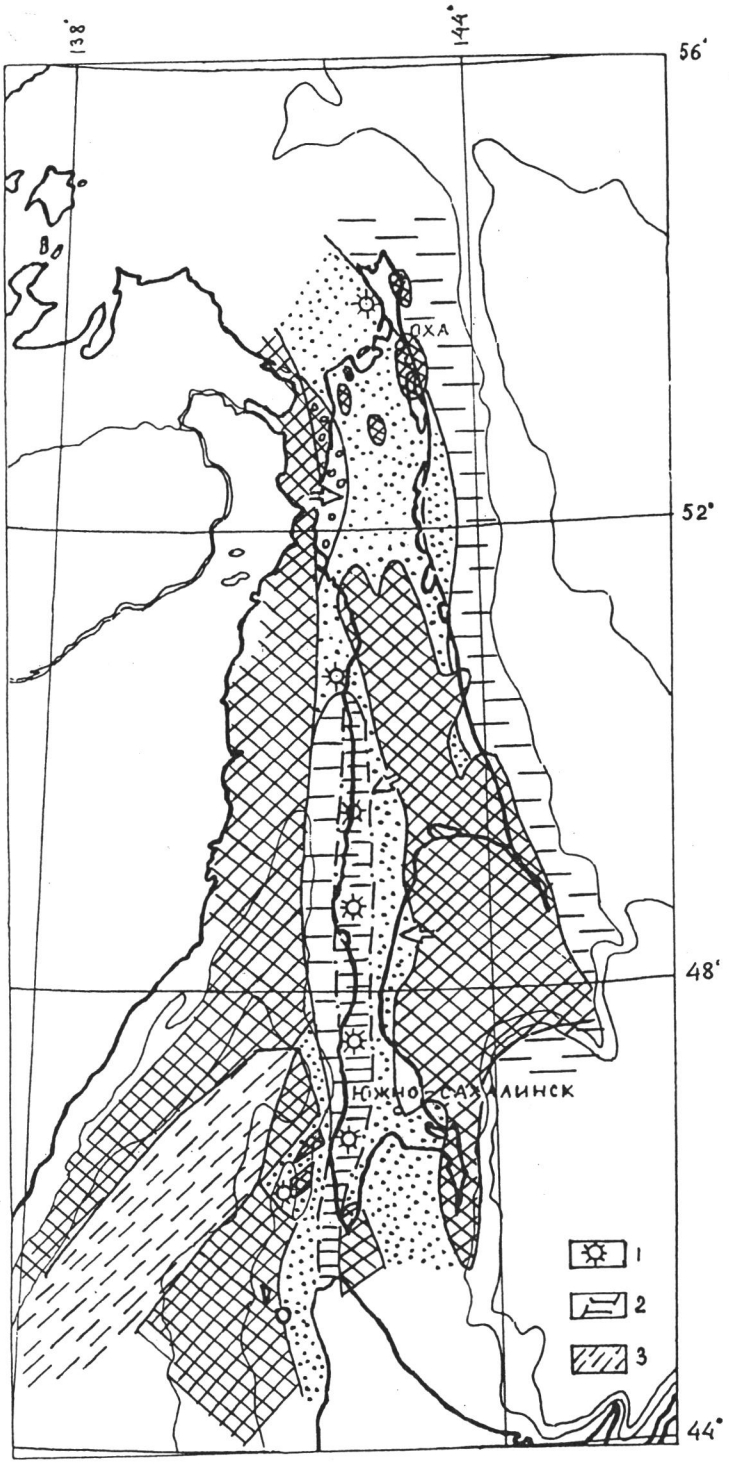



**Рис. 113.** Обстановки осадконакопления в середине олигоцена (аракайское и мачигарское время)

1 – вулканический центр; 2 – зона вулканизма; 3 – площадь возможного олигоцен-раннемиоценового растяжения земной коры. Прочие обозначение см. на рис. 112.

нако позднее здесь накопились мощные песчано-глинистые осадки морского происхождения. Близкие по составу отложения вскрыты бурением на юге Поронайской впадины. Эоценовая трансгрессия захватила и п-ов Шмидта (низы мачигарской свиты). В Муравьевскую впадину также временами проникало море.

*Олигоцен–ранний миоцен* – одна из переломных эпох в геологической истории региона. Она характеризуется образованием систем крупных разрывов земной коры, сопровождающихся вулканизмом. Эту эпоху интенсивной магматической деятельности, знаменующей разрушение огромного участка континентальной коры и, ви-

димо, начала становления Японской и Южно-Охотской глубоководных впадин, можно разделить на три периода: раннеолигоценовый (аракайский), позднеолигоценовый (холмский) и раннемиоценовый (чеховский). Аракайский и чеховский периоды характеризуются наиболее интенсивным вулканизмом.

Вулканизм проявился на фоне расширяющегося фронта осадконакопления, трансгрессии и выравнивания горных сооружений (рис. 113). Суша сохранилась только в центральной части Сахалина, где образовался архипелаг островов, сложенный в основном метаморфическими породами мезозоя и палеозоя. Вероятно, в широком развитии олигоценового (аракайского) морского бассейна нашел отражение эвстатический подъем уровня моря. На Сахалине выделяются три основных вспышки аракайского вулканизма. Каждой из них соответствует своя линия эруптивных центров, смещавшихся со временем к востоку. В целом они образуют зону субмеридионального простирания, протягивающегося вдоль Западного Сахалина. Возникнув как подводные образования, некоторые вулканы вышли из-под уровня моря и морфологически были выражены грядой невысоких островов. Преобладал эксплозивный вулканизм среднего состава. К этому же времени относится образование вулканического центра на п-ове Шмидта.

В Западно-Сахалинском море, вблизи вулканических островов, накапливались относительно глубоководные слабокремнистые глины и алевриты (аракайская свита), обогащенные псаммитовым и пирокластическим материалом. К востоку, в мелководной зоне они сменились песчаниками (гастелловская свита). Возможно, в это время Западно-Сахалинский залив соединился с Северо-Сахалинским морем.

На большей части Татарского пролива, в пределах выровненной стабильной суши проявился кизинский трещинный вулканизм. Потоки базальтов и андезито-базальтов вулканического пояса по простиранию иногда замещаются пирокластическими, континентальными отложениями. На северо-западе Сахалина вдоль азиатского континента накапливались прибрежные пески и галечники. Северную часть Сахалина занимало мелководное море, с накоплением преимущественно песчаных осадков. В нем находилось несколько небольших островов, абразия берегов которых также поставляла в бассейн грубообломочный материал. К северу и востоку море углублялось. В районе п-ова Шмидта накапливались преимущественно конгломераты, пески и глины (мачигарская свита). Южнее, в Лунском и Пограничном районах в глинистых осадках этого времени отмечается небольшая примесь кремнистого материала (мутновская свита).

К позднему олигоцену приурочено максимальное выравнивание территории (рис. 114). Практически вся территория Сахалина и шельф были покрыты морем, в котором накапливались кремнистые (диатомовые) илы, либо глины с каким-то количеством кремнистого материала. Острова в этом море оставались только в районе современных Восточно-Сахалинских гор, Сусунайского хребта, Тонино-Анивского полуострова и, возможно, залива Терпения. Вероятно, островом был и Монерон. На обширных пространствах формируется сравнительно глубоководная кремнисто-глинистая толща (холмская свита), насыщенная пирокластикой удаленного вулканизма. Состав и характерные текстурные особенности (градационная слоистость, подводно-оползневые структуры) объединяют ее с турбидитовыми формациями. Холмская свита в целом не характерна для Япономорского региона, она практически выклинивается к южной части Хоккайдинского звена прогиба и пространственно тяготеет к Южно-Охотской впадине. Вдоль берега материка располагалась зона накопления существенно песчаных мелководно-морских осадков. На Северном и Центральном Сахалине море было неглубоким. Здесь кремнистые аргиллиты и алевролиты (даехуриинская свита) содержат довольно много пластов и прослоев песчаников. В тонкозернистых осадках отмечаются рассеянные, хорошо окатанные гальки и гравий различных чуждых пород, что может объясняться ледовым разносом обломочного материала. Близкую характеристику имеют олигоцен-нижнемиоценовые отложения п-ова Шмидта (тумская свита).

В восточной части региона, в Пограничном района и прилегающем шельфе можно предполагать развитие крутого шельфового склона и днища относительно глубоководной (до 500 м и более) впадины с режимом седиментационного голодания. Здесь накапливались глубоководные диатомовые и обогащенные органикой илы (пиленгская свита). С трещинноватыми силицитами этой свиты связано Окружное нефтяное месторождение.

В *раннем миоцене* на Сахалине и прилегающей акватории Татарского пролива реконструируется вулканическая зона, протягивающаяся в северо-восточном направлении от северной части Японского моря к гг. Чехову и Макарову на Сахалине (рис. 115). В пределах Сахалина она сложена базальтами, андезито-базальтами, туфами и продуктами их разрушения (чеховская сви-

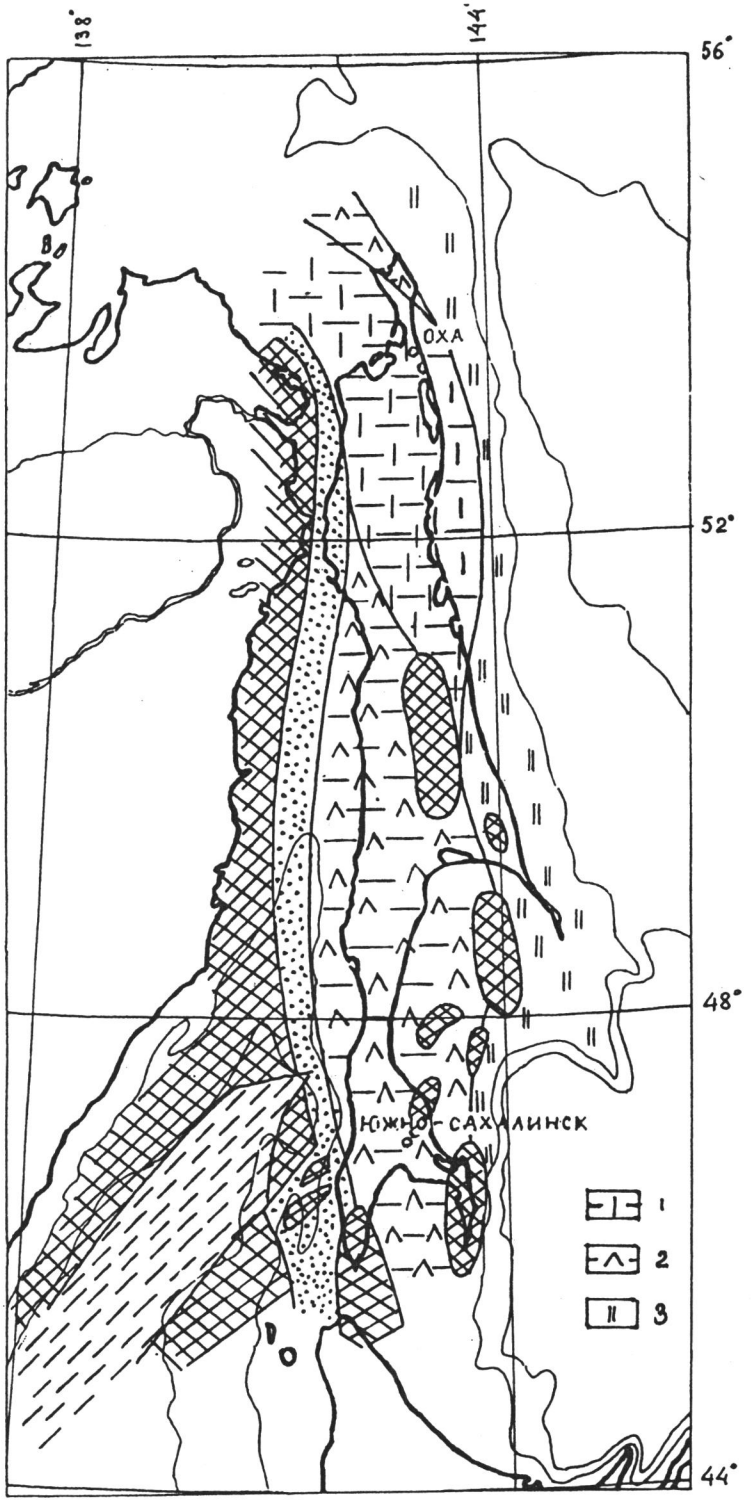



**Рис. 114.** Обстановки осадконакопления в конце олигоцена (холмское и даехуриинское время)

1 – относительно глубокое море с накоплением кремнисто–глинистых отложений, 2 – то же, с накоплением кремнисто–глинистых отложений, туфов и туфитов, 3 – то же, с накоплением глинисто–кремнистых отложений. Прочие обозначения см. на рис. 112–113.

та). Вулканическая гряда разъединяла два района. Южный из них был представлен трогом, где сформировалась формация вулканогенного флиша (невельская свита), северный – приморской равниной с накоплением вулканомиктовых и пирокластических осадков с торфяниками (нижняя вулканогенно-осадочная часть верхнедуйской свиты). Пространственное единство и сходные геофизические характеристики вулканической зоны с Северо-Япономорским глубинным разло-

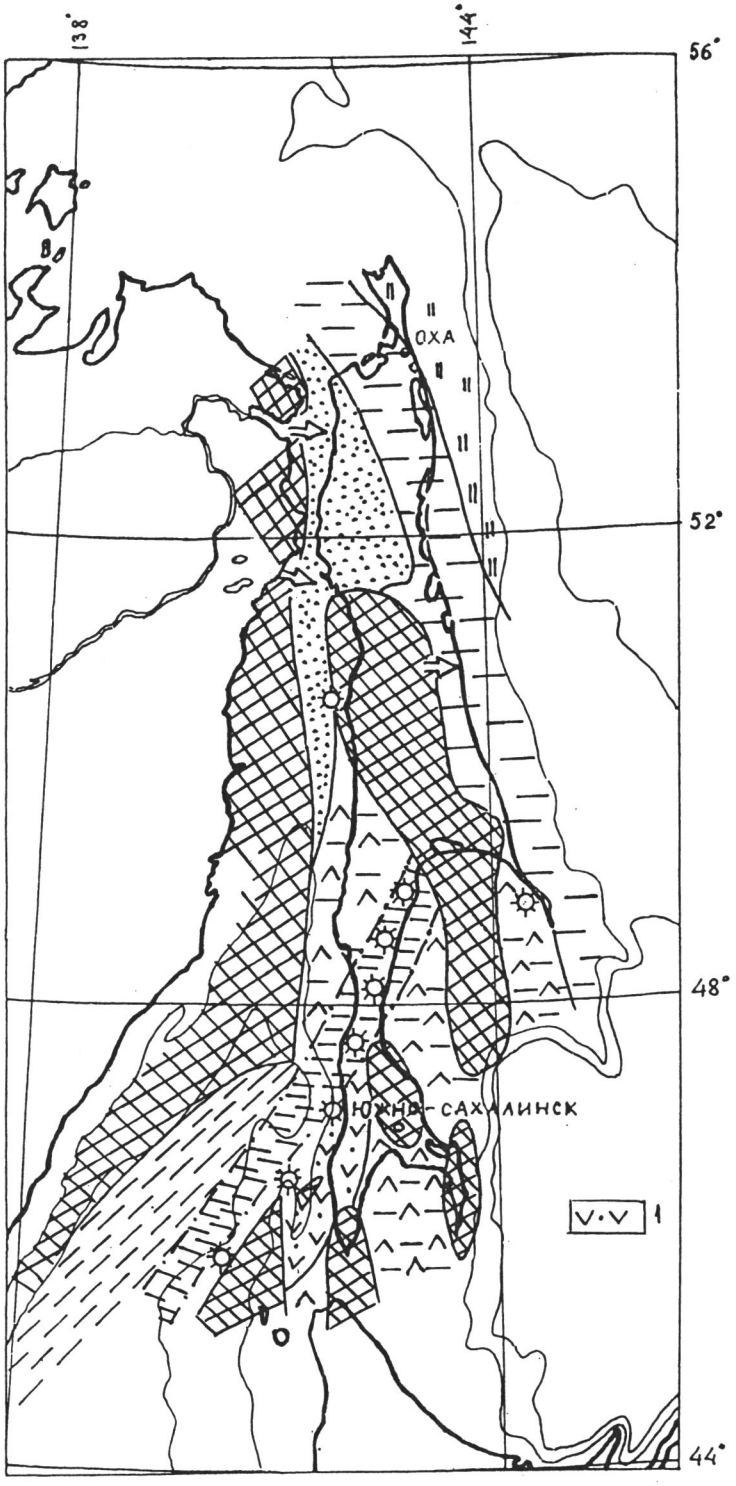



**Рис. 115.** Обстановки осадконакопления в раннем миоцене (невельское, чеховское, уйнинское и начала дагинского времени)

1 – вулканогенный флиш. Прочие обозначения см. на рис. 112–114.

мом позволяют предполагать, что раннемиоценовый (чеховский) вулканизм Сахалина фиксирует становление рифтовой зоны северной части Японского моря.

В северо-восточной части региона обстановка была иной. Здесь практически отсутствовал вулканизм. В начале миоцена в неглубоком море накапливались сероцветные песчано-глинистые осадки (уйнинская свита). В западной части бассейна преобладал песчаный материал. К востоку глины сменялись кремнисто-глинистыми и кремнистыми осадками. Обилие песчаного мате-

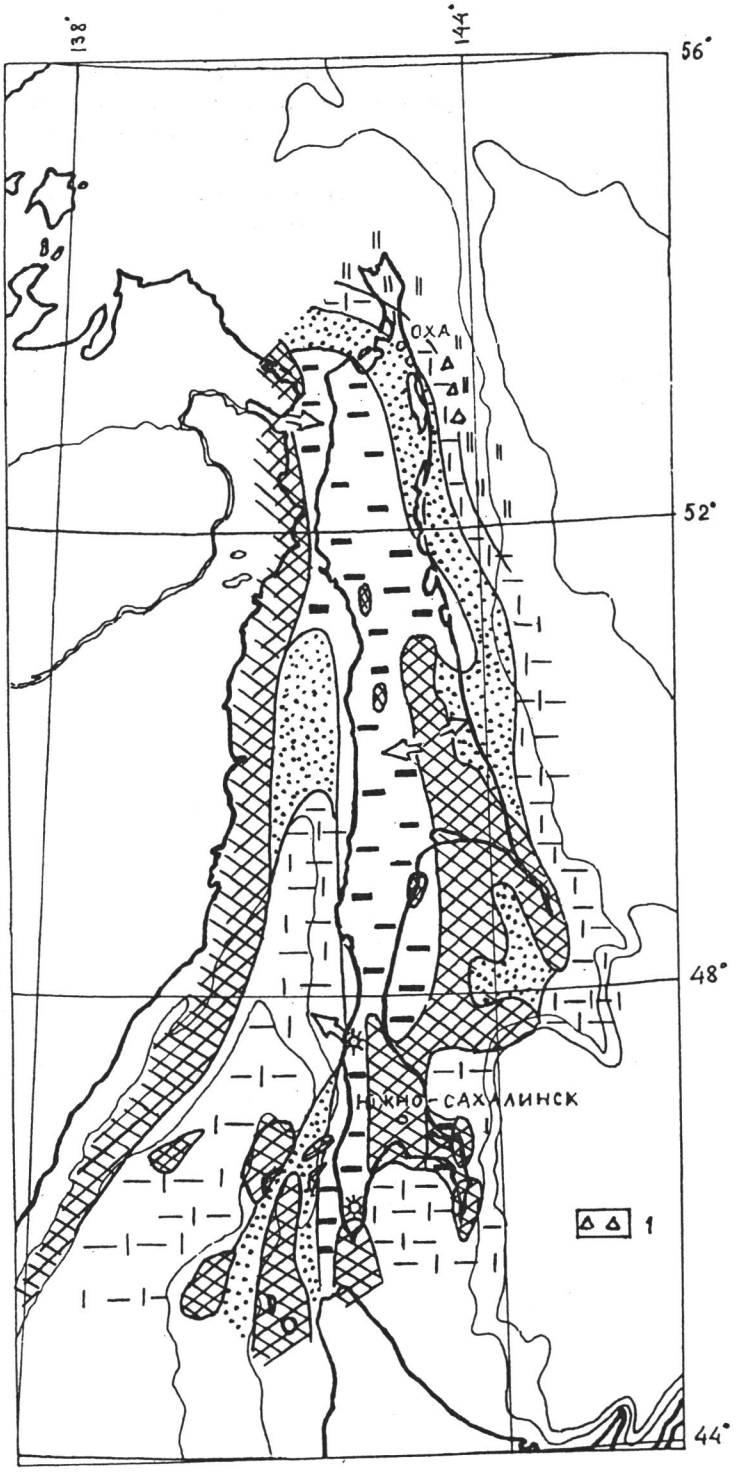



**Рис. 116.** Обстановки осадконакопления в конце раннего миоцена (верхнедуйское и дагинское время)

1 – подводные конусы выноса (фаны). Прочие обозначения см. на рис. 112–114.

риала на западе связано с деятельностью материкового источника сноса. Возможно, в это время впервые стала действовать крупная река (Палеоамур), авандельта которой образовала на юге Северного Сахалина седиментационный язык, ориентированный в юго-восточном направлении. По-видимому, основной транспорт осадков по Амуру шел через понижение в районе озер Кизи и Кади. В меньших количествах материал поступал по р. Амгунь через современное устье Амура.

Конец раннего миоцена ознаменовался общим воздыманием территории и складчатостью (алеутская фаза), проявившейся в регионе неравномерно. Складчатые процессы относительно мало

затронули Северный Сахалин, а на юге острова привели к разрастанию геоантиклинальных поднятий и к смещению Западно-Сахалинского бассейна к западу. Море практически полностью покинуло Сахалин, и он представлял собой невысокую горно-холмистую страну, со всех сторон обрамленную неглубоким морем (рис. 116).

Обширная приморская низменность, с накоплением песчано-глинистых угленосных отложений протягивалась от Лангрыйского района через Северный Сахалин к побережью Татарского пролива, и в Тымь-Поронайскую низменность с ее южным продолжением – западной частью залива Терпения и Муравьевской низменностью. Работали два основных источника поступления обломочного материала: амурский, через область Кизи-Кади, и амгунский, через современное устье Амура. Приморская низменность на севере, где обломочного материала было в избытке, обрамлялась полосой морского мелководья, с накоплением преобладающих песков. Крупное песчаное поле (сертунайская свита) располагалось в северной части Татарского пролива. Южнее приморская низменность сменялась мелководным морем с накоплением преобладающих глин.

К *началу среднего миоцена* вдоль северного и восточного побережий Сахалина глины внешнего шельфа и склона к востоку сменялись кремнистыми илами относительно глубокого моря. По геофизическим данным, на склоне дельты выделяются подводные конусы выносов (турбидиты), а в сравнительно глубоком море, видимо, во впадинах на шельфе около западной части п-ова Шмидта сформировалась характерная кремнисто-глинистая формация с тонкой «книжной» слоистостью (варвоподобные слои пильской свиты).

Во всех районах Южного Сахалина, включая Западно-Сахалинский прогиб, формирование осадков началось с паралических угленосных отложений, трансгрессивно залегающих на подстилающих образованиях. В некоторых краевых частях бассейнов они отсутствуют, и здесь более древние образования несогласно перекрыты средне-верхнемиоценовыми морскими толщами. К центру бассейнов угленосные отложения сменяются морскими.

Кроме материковых источников сноса, определяющих основные седиментационные потоки на севере региона, обломочный материал сносился и с возвышенностей Срединного Сахалина, располагавшихся в пределах современных Восточно-Сахалинских и Сусунайских гор, Тонино-Анивского полуострова, Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей. На Северном Сахалине и его шельфе с нижне-среднемиоценовыми отложениями (дагинской свитой и ее аналогами) связан целый ряд важных месторождений нефти, газа и газоконденсата.

*Средний и начало позднего миоцена* характеризуется господством морского режима, наиболее значимого за всю кайнозойскую историю. Скорее всего, помимо региональных причин, на быстрое расширение трансгрессии сказался и эвстатический подъем уровня океана. Практически весь дальневосточный регион был затоплен морем. Острова сохранились в срединных геоантиклинальных районах Хоккайдо-Сахалинской области (рис. 117). Основные морские (окраинные) бассейны, которые были развиты вокруг Сахалина, раскрывались в сторону глубоководных впадин: Дерюгинской, Южно-Сахалинской и Япономорской. В начале среднего миоцена на Юго-Западный Сахалин море впервые проникло через Япономорский рифт.

Главным источником поступления обломочного материала в северную часть региона были поднятия материка. От устья Амгуни-Амура начала развиваться дельтовая платформа. Здесь накапливалась песчано-глинистая угленосная толща. Возможно, временами обломочный материал поступал и из области озер Кизи-Кади, куда мог выходить собственно Амур. По периферии дельтовой платформы располагалась полоса морского мелководья, с накоплением преимущественно песчаных осадков. Еще дальше в море ее сменяла область накопления шельфовых, глинистых осадков, типичным представителем которых является окобыкайская свита. В Охинском районе и южнее в глинисто-кремнистых осадках склона дельты развиты глубоководные песчаники – конусы выноса (фаны). Самую восточную часть морского бассейна занимала область накопления диатомовых илов. Здесь образовалась толща чистых диатомитов и опок. В среднемиоценовых отложениях по периферии дельты содержатся залежи нефти и газа.

На Южном Сахалине в условиях дефицита обломочного материала в относительно глубоком море накапливались кремнистые илы, обогащенные органическим материалом, сменяющиеся у островов на диатомовые илы и алевриты (курасийская свита). Во многих районах Сахалина и Северного Хоккайдо обычно в зоне поднятий в парагенезе с кремнисто-глинистыми встречены вулканогенные образования. Здесь накапливалась характерная туффито-диатомитовая формация.

В *позднем миоцене* постепенно со все возрастающей интенсивностью начинают воздыматься поднятия Срединного Сахалина (рис. 118). Нача-

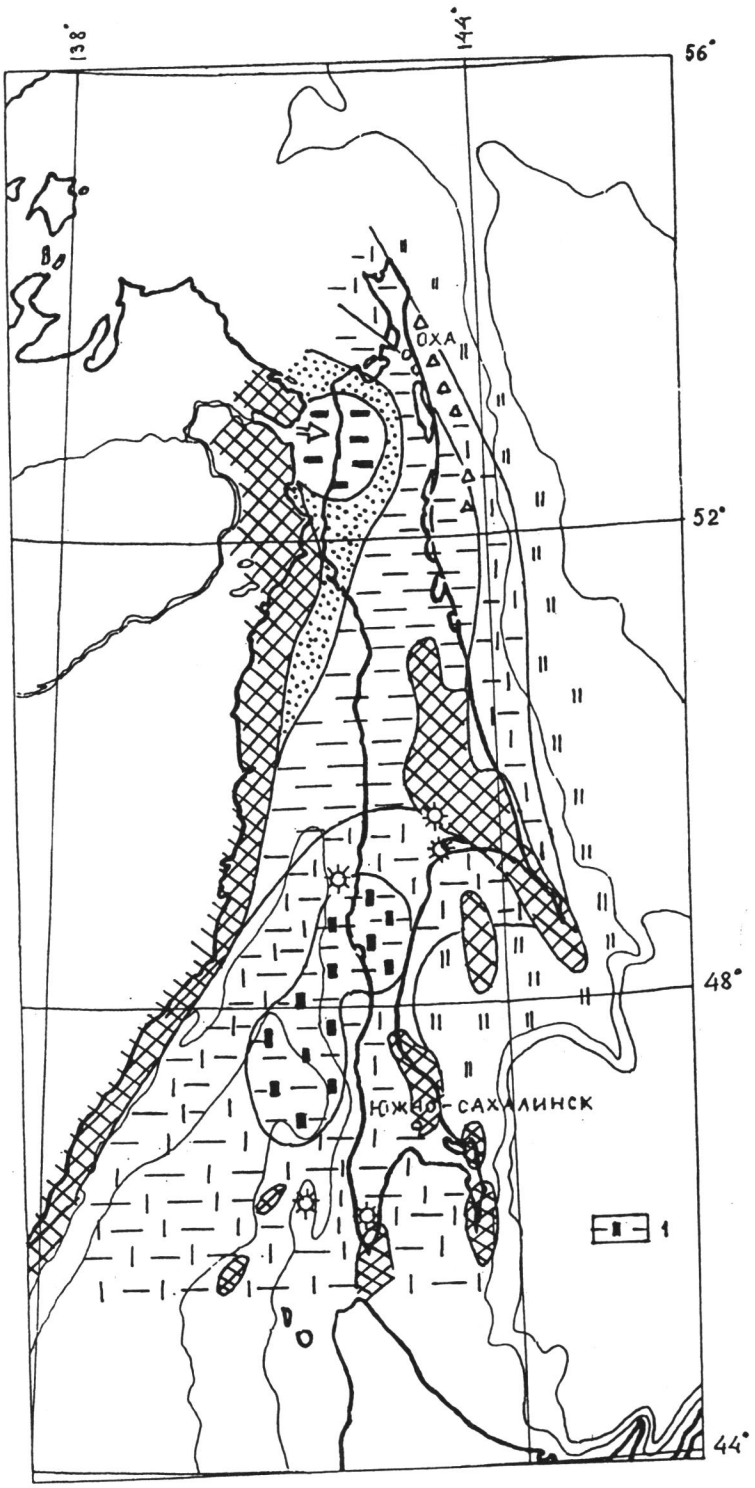



**Рис. 117.** Обстановки осадконакопления в конце среднего миоцена (курасийское, окобыкайское и пильское время)

1 – относительно глубокое море с накоплением кремнисто-глинистых отложений, обогащенных ОВ. Прочие обозначение см. на рис. 112–114 и 116.

ло проявления орогенных движений устанавливается по регрессивному строению разрезов, появлению плохоотсортированных «мусорных» алевролитов, песчаников и песков. Характерно, что в этих породах, наряду с галькой и обломками изверженных и метаморфических пород, часто встречаются обломки кремнистых аргиллитов и опок нижележащих толщ, что свидетельствует об интенсивной эрозии растущих поднятий.

На северном замыкании Западно-Сахалинского морского залива располагался южный край дельтовой платформы Палеоамура-Палеоаргуни,

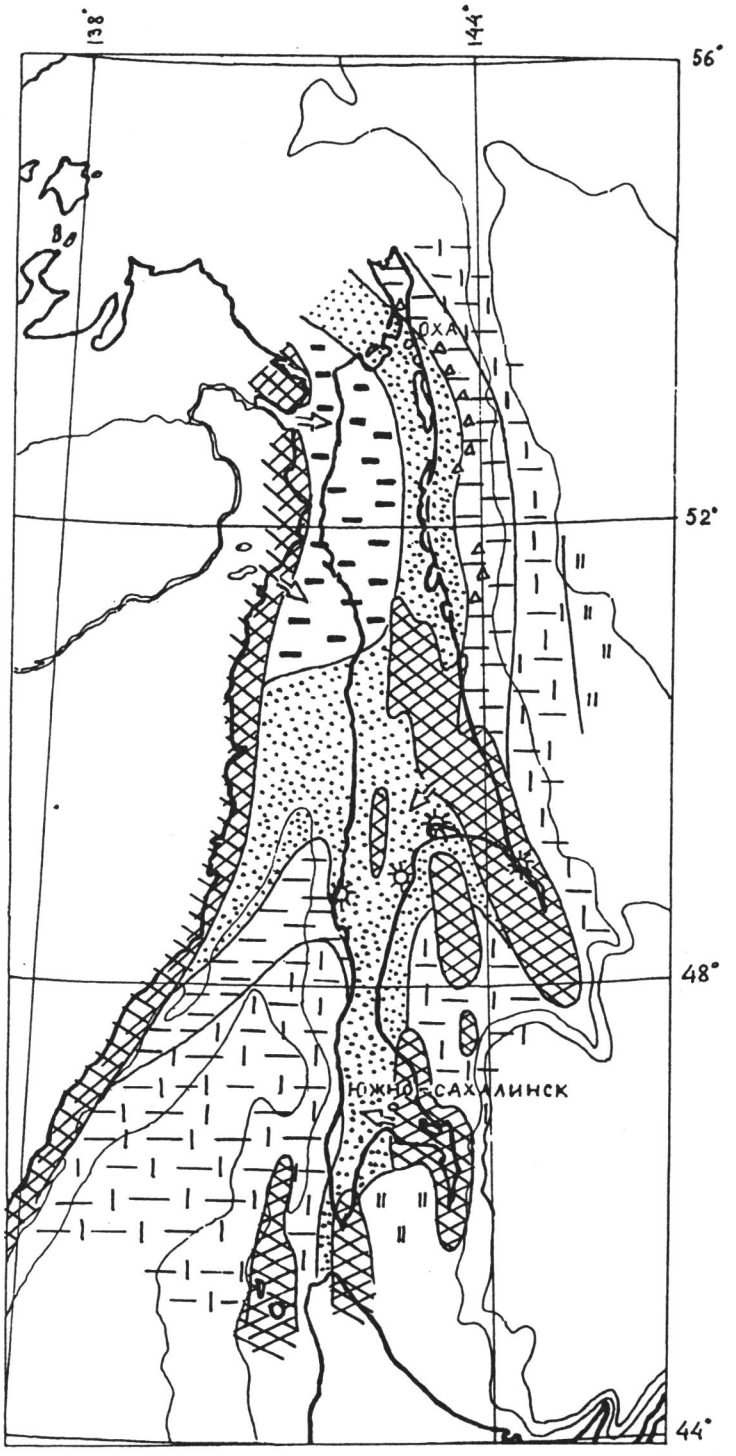



**Рис. 118.** Обстановки осадконакопления в конце позднего миоцена (раннемаруямское, ранненутовское и венгерийское время)

Условные обозначения см. на рис. 112-114 и 116.

с накоплением субконтинентальных отложений. Южнее находилась зона морского мелководья, где накапливались существеннопесчаные отложения. Эти отложения вскрыты бурением на широте Александровска и Углегорска. К югу от мелководной части залива располагалась более глубокая его часть с накоплением песчано-глинистых и кремнисто-глинистых отложений. На самом юге верхний миоцен представлен преимущественно диатомитами, а в пределах разрастающихся островов – песками.

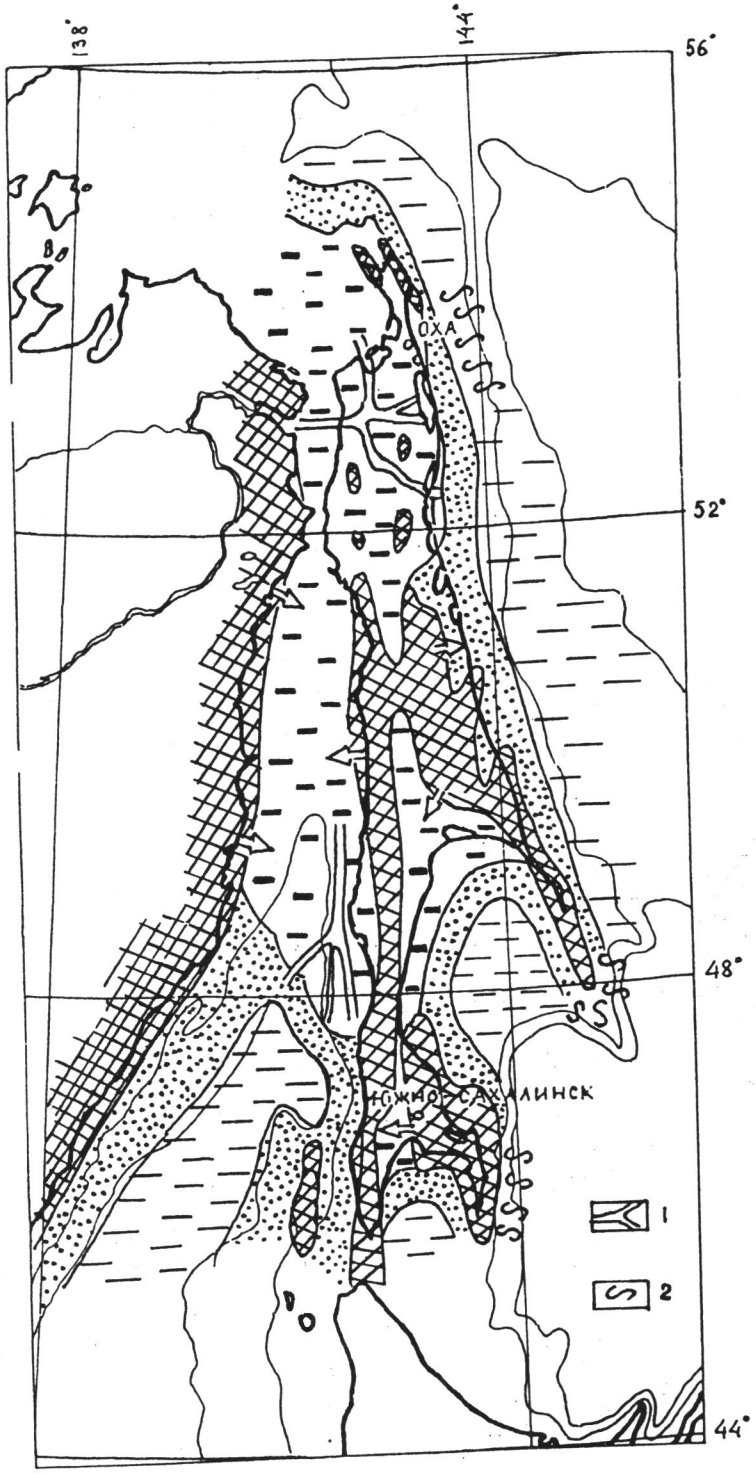



**Рис. 119.** Обстановки осадконакопления в среднем плиоцене (помырское время)

1 – русла дельт палеорек, 2 – подводные оползни и олистостромы. Прочие обозначения см. на рис. 112–114 и 116.

На Северном Сахалине дельтовая платформа захватила большую часть суши. К востоку она переходила в мелководное шельфовое море и склон, с накоплением вблизи берега песчаных, а на внешнем шельфе и склоне – глинистых осадков. Как и в среднемиоценовых отложениях, здесь развиты подводные конусы выноса песчаного материала. Еще восточнее песчано-глинистые отложения сменялись кремнисто-глинистыми, а за пределами шельфа и склона – диатомовыми илами.

С верхнемиоценовыми отложениями связаны крупные нефтегазовые месторождения на Северном Сахалине и северо-восточном шельфе и не-

большие газовые залежи на Углегорском участке шельфа Татарского пролива и в Анивском районе.

План тектонических движений и воздымание крупных поднятий фиксируется и в *раннем плиоцене*, но заметного уменьшения размеров бассейна седиментации не происходит. Вероятно, это связано с эвстатическим повышением уровня моря. Оживилась деятельность материкового и местных источников сноса. В позднем миоцене–раннем плиоцене на Сахалине накапливались толщи, которые можно отнести к нижнемолассовой формации. Она имеет отчетливое асимметричное строение – ее преимущественно песчаный состав в пределах Сахалина резко сменяется алевролитами и глинами на некотором удалении от формирующего орогена.

*Средний плиоцен* – один из поворотных периодов в геологической истории региона. К нему приурочено общее воздымание Сахалина и образование на месте устойчивых кайнозойских геоантиклинальных поднятий наложенных Тымь-Поронайской, Сусунайской и более мелких впадин и формирование краевого Татарского прогиба (рис. 119).

Средне–позднеплиоценовый период воздымания и складчатости на Сахалине и Хоккайдо выразился отчетливым эпизодом погружений Япономорской и Южно-Охотской впадин и становлением современной структуры континентального склона. Сходный импульс погружения и лавинной седиментации устанавливается в Слепиковской впадине Татарского прогиба и во впадине Дерюгина в Охотском море. Большую часть Сахалина занимали горы и межгорные впадины, которые заполнялись после отступления моря речными и озерно-болотными осадками.

На Северном Сахалине дельта Палеоамгуни-Палеоамура максимально продвинулась на восток. Даже на п-ове Шмидта имеются субконтинентальные отложения плиоцена (верхняя часть помырской свиты). Русла дельты Палеоамгуни, вероятно, проходили по долинам наиболее крупных рек Северного Сахалина, в частности Лангры-Комулана-Вала, Теньги-Аскасая, Большой, Сабо, Кыдыланьи и других. У берегов Сахалина проходила полоса морского мелководья, с накоплением существенно песчаных осадков. На шельфе и склоне пески сменялись глинами и диатомитами. Вдоль восточной (присахалинской) части Татарского прогиба проходила крупная речная артерия, дельтовые осадки которой в позднем плиоцене формировали северный борт Слепиковской впадины.

В самом позднем плиоцене и начале четвертичного времени Сахалин отделился от материка проливом Невельского. Амур стал выносить осадочный материал в сторону Сахалинского залива, откуда он, обходя Шмидтовское поднятие, перемещался в сторону впадины Дерюгина и попадал в зону действия циркумохотского вдольберегового течения.

Интенсивный поздненеогеновый тектоногенез (сахалинская фаза), продолжающийся до настоящего времени, сформировал современный облик региона и обусловил миграцию к западу (Татарский пролив) и востоку (Охотское море) бассейнов седиментации.

## 5.2. ПАЛЕОБИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Сахалин в палеогене и неогене входил в зону перехода от океана континенту, которая включала в себя сложнейшую систему морских бассейнов, развитие которых было связано с активными тектоническими и седиментационными процессами. Сочетание линейных и дискретных геологических событий как субглобального, так и регионального масштаба, было тем фоном, на котором проходило развитие фауны и флоры этой зоны. Специфика палеогеографических и палеоклиматических обстановок и их частое изменение во времени и пространстве создавали особые условия эволюции шельфовых (мелководных) комплексов биоты. Несмотря на сложность этих обстановок и определенную стрессовость ситуации отдельных моментов прошлого, экосистема проявила свою относительную устойчивость. Состав и структура ее сообществ менялись с определенной тенденцией, хотя этот в целом линейный процесс нарушался отдельными моментами, когда этот процесс убыстрялся или усложнялся [Гладенков, 1978; Гладенков, 1992].

Анализ бентосной биоты позволяет сделать общие выводы об определенной этапности ее развития, отраженной в смене ископаемых комплексов. Однако здесь имеется в виду не просто смена сообществ в разрезе, связанная с разными причинами – изменением глубин бассейна, смещением его береговой линии, миграцией комплексов, связанных с палеоклиматическими колебаниями и пр., а та смена ассоциаций, которая отразила общий ход эволюции бентосных сообществ относительно мелководной шельфовой экосистемы Сахалина (литораль-сублитораль-

батиаль), входившей в последние 65 млн. лет в охотоморскую и североояпонскую системы. Пожалуй, в целом можно наметить четыре-пять крупных этапов эволюции этих сообществ (с несколькими подэтапами), которые достаточно хорошо корреспондируются с этапами, определенными на камчатском материале.

В качестве иллюстрации биотической эволюции можно использовать прежде всего данные по моллюскам (и параллельно бентосным фораминиферам). Моллюски являлись одной из доминирующих групп кайнозоя и представляют собой его index-fossils. В кайнозойских бассейнах нетропической зоны Северного полушария большинство донных биоценозов характеризовались преобладанием именно моллюсков, которые составляли громадную часть биомассы этих биоценозов. В кайнозойской истории Сахалина начальный этап их развития – палеоцен–начало эоцена – остается неясным из-за фактически отсутствия соответствующего материала. В дальнейшем проявились средне–позднеэоценовый, олигоценовый, миоценовый–раннеплиоценовый и позднеплиоценовый этапы, каждый из которых характеризовался сменой родового и, особенно, видового состава комплексов (в горизонтах его обновление достигало 30–50%), изменением процента вымерших (и ныне живущих) форм (в миоцене процент современных форм менялся от 10 до 50%, в плиоцене от 60 до 95–96%), На рис. 120 отражено изменение процента вымерших форм в разрезе п-ова Шмидта.

Каждый этап, а они достаточно крупные по времени – до 14–17 млн. лет, за исключением позднеплиоценового, который фактически являлся началом нового этапа, подразделялся на более мелкие подэтапы (всего их 10–11), которые и отразились в комплексах горизонтов. Их временной диапазон обычно 2–5 млн. лет (при всей условности их оценки).

Эти этапы и подэтапы отразили общую тенденцию увеличения разнообразия таксономического состава сообществ бореального типа, определенные морфологические осложнения таксонов отдельных филетических линий, рост количественного содержания моллюсков в биоценозах, определенные перестройки структуры последних и пр.

В целом, используя приведенные выше данные, можно сделать вывод, что в развитии палеобиоты проявились этапы разного масштаба и значения. Этапы первого низшего порядка находят отражение в слоях с фауной, сменяемость которых в разрезах обусловлена изменением палеогеографических и палеоэкологических условий. Эти смены палеоценозов в слоях, проходившие обычно без эволюционных изменений таксонов, возможно, наиболее близко подходят к стадиям палеосукцессий. Их, видимо, можно относить к разряду экозон. Временной диапазон их обычно оценивается от сотен тысяч лет и более.

Этапы второго рода фиксируются в лонах и горизонтах. Их смена связана с эволюционными преобразованиями таксонов и палеоценозов, хотя каждый горизонт, как уже говорилось, отражает и определенные палеогеографические и палеоклиматические характеристики данного региона. Их временной диапазон несколько миллионов лет.

Наконец, этапы третьего ранга являются крупными вехами в развитии палеобиоты, которые отражают заметные эволюционные изменения фауны в масштабе не только Сахалина, но и всей охотоморской и североояпонской провинции и даже всего бореального пояса Северной Пацифики [Атлас..., 1984; Гладенков, 1992]. Например, олигоценовый–раннемиоценовый этап знаменовался формированием того типа биоты, который получил развитие в неогене, и этот процесс проходил на фоне возникновения крио- и психросферы на Земле, что вызвало существенную перестройку биоценозов и их структуры в шельфовых и окраинных морях всех океанов.

При характеристике крупных этапов развития палеобиоты кайнозоя следует вспомнить об одном важном обстоятельстве. Обычно считается, что морские отложения на Сахалине начали формироваться в эоцене (среднем? эоцене), что отразилось в характерном краснопольевском комплексе морской фауны (Ostrea, Cardium и пр.), считающемся древнейшим. Действительно, этот комплекс начинает «палеосукцессию» или ряд последовательно сменяющихся биотических ассоциаций эоцена-плиоцена данного региона. Однако следует помнить об интересных сведениях о самых древних комплексах фауны и флоры, отмеченных в пограничных слоях между мелом и палеогеном, которые получили название синегорских [Калишевич и др., 1981]. Эти слои, описанные в ряде районов Сахалина (прежде всего в бассейне рек Найбы, Синегорки, Манун и др.), залегают, видимо согласно, над морскими толщами верхнего мела (обычно это красноярковская свита) и согласно перекрываются континентальными образованиями «нижнедуйской» свиты палеоцена (снежинкинский горизонт). Они сложены алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов (150–230 м), в которых отмечены карбонатные стяжения.

Комплексы моллюсков здесь включают как пелециподы (35 видов), так и гастроподы (13 видов). Их анализ, проведенный Т.Г. Калишевич,

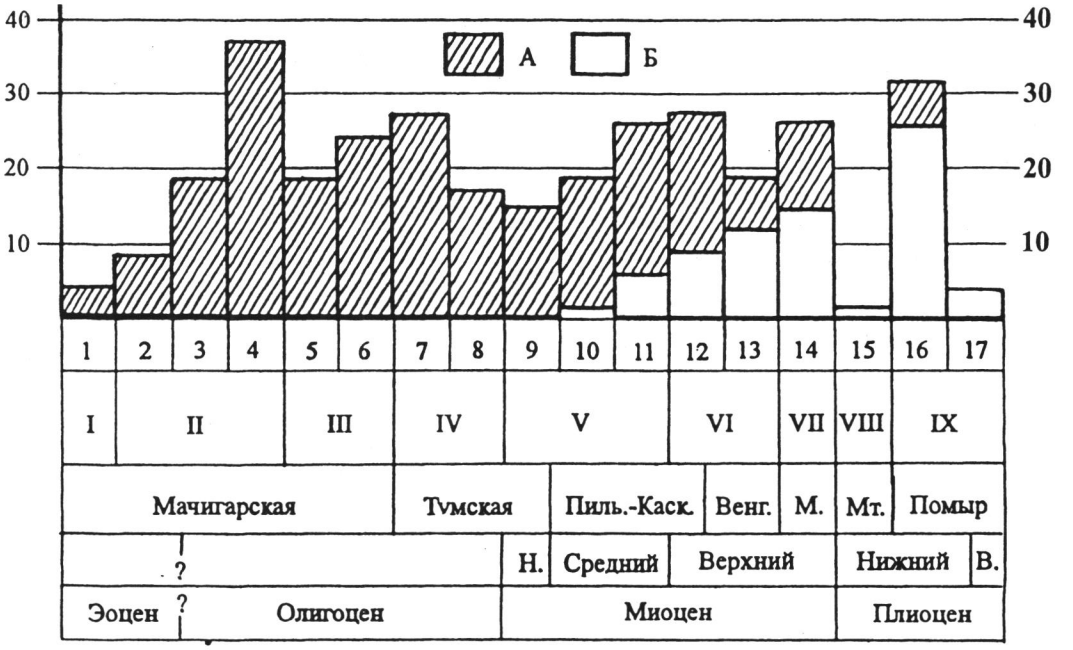



**Рис. 120.** Изменения числа вымерших и современных форм моллюсков в слоях (1-17) и горизонтах (I-X) разреза п-ова Шмидта. А – вымершие виды, Б – современные виды

показал, что в них отмечено 78% современных родов. В нижней части слоев отмечены представители специфических для мела родов (Pseudophrodina, Trigonocallista, Grammatodon). Преобладающими из двустворок в слоях являются виды Ctenodonta (шесть видов Multidentata и пять видов Truncacila). Присутствуют рода Leionucula, Malletia, Modiolus, Glycymeris, Barbatia, Delectopecten, Limatala, Astarte, Thyasira и др. Из гастропод отмечаются формы Siphonalia, Psephaea, Cylichna.

Этот комплекс не смыкается с краснопольевским комплексом и, следовательно, оторван от него во времени. Поэтому очень трудно говорить об их преемственности. Видимо, синегорская ассоциация соответствует особому этапу развития биоты древних бассейнов.

К сожалению, фауна и флора синегорских слоев около 20 лет никем детально не изучались. Между тем они представляют в научном и практическом отношении большой интерес. Переизучение синегорского горизонта могло бы внести много полезного в освещение геологических и палеонтологических проблем палеоцена всего Дальнего Востока. Отметим, что сейчас появился новый сравнительный материал по палеоцену Западной Камчатки, который нашел отражение в специальной монографии [Гладенков и др., 1997]. Обобщение этих материалов могло бы осветить палеоценовый этап развития биоты Охотоморского бассейна более достоверно. Отметим, что нижнепалеоценовые толщи Западной Камчатки тоже включают остатки фауны с отдельными представителями специфических родов, которые переходят в палеоцен из меловых слоев (Grammotodon и др.). Однако нижний контакт с мелом здесь пока не изучен, т.е. переходные слои от мела к палеогену, подобные синегорским на Сахалине, до сих пор не известны.

Рассматривая особенности древних биоценозов и их моллюсковую часть, нельзя не упомянуть, что на их распределение в разрезах большое влияние оказывает вертикальная и трофические зональности. Наиболее богатыми в количественном и систематическом отношении являются сообщества моллюсков литорали–верхней сублиторали. Вместе с тем, они часто обнаруживают большую изменчивость и прерывистость по литорали. Наоборот, нижнесублиторальные (и батиальные) комплексы отличаются обычно меньшей видовой представительностью, но они обычно хорошо прослеживаются на большие расстояния вдоль шельфовых зон. На распределение биоценозов мог оказывать влияние характер самого шельфа: обычно на крутых шельфах отмечается поясное расположение биоценозов, которые закономерно сменяют друг друга по глубине, а на пологих шельфах они распространены мозаично и пятнисто. Все это вместе взятое определяет как ценность, так и недостатки использования палеонтологического материала в стратиграфических целях и палеогеографических

реконструкциях. Заметим, что при гипераккумуляции осадков (их вынос, например,в дельтовых системах в духе лавинной седиментации и пр.) биоценозы беднеют и многие закономерности их «обычного» распространения нарушаются.

При анализе палеоценозов приходится учитывать и особенности трофической зональности, которая формирует типы моллюсковых сообществ. Эта зональность является отражением ряда приспособительных особенностей, которые возникают в связи с близким образом жизни у организмов разных таксономических групп и прежде всего – близостью характера их питания. От берега к глубине сменяется четыре трофические зоны (группировки): 1 – неподвижные сестонофаги, 2 – подвижные и малоподвижные сестонофаги, 3 – собирающие детритофаги и 4 – грунтоеды.

Каждая зона характеризуется определенным сочетанием разных условий, обеспечивающих тот или иной тип питания организмов (пища, циркуляция вод, насыщенность их взвешенным материалом, богатство органического вещества поверхности донного осадка и пр.). Если первая зона соответствует в среднем глубинам 0–50 м, вторая – достигает 100 м, то третья и четвертая находятся на глубине от 100–200 до 300–500 м. Расшифровка палеоценозов с этих позиций (подсчеты в них таксонов определенного трофического ряда, выделение поясов трофических группировок в пространстве и пр.) позволяет выявлять ход развития мелководных бассейнов и намечать определенную этапность сменяемости палеоценозов в силу тех или иных причин.

Анализ палеоценозов палеогена и неогена Сахалина показывает, что трофические зоны часто менялись в целом параллельно в ряде его районов. Вместе с тем не так уж редки случаи, когда при преобладании в отдельных районах мелководных биоценозов (с неподвижными сестонофагами), например, аусинского типа, отличавшиеся к тому же теплолюбивыми формами, в других районах превалирующими были относительно глубоководные группировки (собирающих детритофагов) пильского типа, которые в силу своей глубоководности выглядят достаточно холоднолюбивыми.

Еще раз необходимо отметить, что смена сообществ в конкретных разрезах кайнозоя обеспечивается не только эволюцией тех или иных групп таксонов. Весьма часто она отражает миграции донных комплексов, связанных, например, с палеоклиматическими событиями. Иллюстрацией этого может служить появление, в частности, комплекса с Dosinia южного происхождения в аусинском горизонте и с Fortipecten takahashii в верхненутовском горизонте (во время соответственно среднемиоценового и раннемиоценового потеплений) или северной ассоциации с Astarte в плиоцене (во время относительного похолодания).

Анализ сообществ конкретных разрезов может в ряде случаев позволить оценить направленность и активность обмена фауны шельфов различных провинций. Если, например, сделать даже приблизительные подсчеты по комплексам моллюсков кайнозоя п-ова Шмидта Северного Сахалина в соотношении содержащихся в них таксонов разной биогеографической приуроченности (имея в виду японскую и североамериканскую провинции), то можно наметить контуры определенных связей разновозрастных ассоциаций Сахалина с таковыми других районов. В олигоцен-раннемиоценовое время наиболее тесные связи сахалинского морского бассейна имели место, видимо, с японской провинцией (более 30 общих видов), в то время как общих форм с североамериканской провинцией относительно мало. С течением времени число сахалинских форм, общих с видами североамериканского шельфа росло. В миоцене соотношение северосахалинских видов «японской» и «американской» общности можно было бы оценить как 1:1 – 1:2, а в плиоцене даже как 1:8 (?). Хотя эти подсчеты достаточно условны, все же можно сделать предположение, что в мио-плиоцене связи шельфовых биот североазиатского и североамериканского районов при всех осложняющих моментах все же были достаточно устойчивы (при сохранении связей с япономорским бассейном, которые, однако, затруднялись, видимо, в связи с возникновением в плиоцене климатических барьеров). Впрочем, эти предварительные построения нуждаются в проверке и специальном анализе. Он должен проводиться не для отдельных разрезов, а для всей серии известных разрезов Сахалина, иначе выводы о миграциях палеобиот могут получиться провизорными (как в приведенном примере) или даже ошибочными. Здесь же мы хотели еще раз обратить внимание на необходимость учитывать при изучении ископаемых сообществ важную составляющую – виды, которые появляются в том или ином разрезе в связи с миграцией древних комплексов.

## 5.3. КАЛЕНДАРЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Под геологическими событиями обычно понимают два типа явлений. С одной стороны – это относительно кратковременные явления (извержения вулканов, резкое изменение уровня моря, появление или исчезновение каких-либо групп палеобиоты, изменение температуры морской воды и пр.). Они обычно отражаются в осадочных толщах в виде тех или иных маркеров («протоколов») – появлении прослоев туфов, следах регрессий или трансгрессий, смены биотических сообществ и т.д. Именно выявление следов кратковременных (спазматических) событий, проявившихся на значительной площади, дает возможность коррелировать разрезы разных структурно-фациальных зон и экосистем. Это направление исследований сейчас часто называют событийной стратиграфией [Гладенков, 1994].

Вместе с тем к геологическим событиям относят и относительно крупные этапы развития тех или иных регионов, исходя из определенного тренда смены тектонических, седиментационных, палеогеографическихи других обстановок. Эта общая этапность собственно является тем фоном эволюции отдельных структурно-фациальных зон, который только и отражает общие закономерности (или хотя бы особенности) геологического развития региона в целом.

Не повторяя подробно все сказанное на этот счет выше, попробуем обозначить некоторые фоновые события, сыгравшие значительную роль в кайнозойской истории Сахалина (рис. 121). При этом будем использовать общие особенности литологии палеогеновых и неогеновых разрезов (с учетом перерывов и несогласий), данные по изменению глубин древних бассейнов и уровня моря во времени, материалы по тектонической активизации, вулканизму и палеоклиматам, сведения об определенных эпохах угленакопления и нефтегазонакопления, как и выявленные особенности развития морских биотических сообществ в бассейнах прошлого.

Если говорить в целом об осадконакоплении в палеогене-неогене Сахалина, то ему была свойственна определенная цикличность. Весь кайнозойский этап разделяется на два крупных трансгрессивно-регрессивных цикла. Каждый цикл начинается и заканчивается континентальными угленосными отложениями; их срединные части представлены морскими образованиями. Разделены циклы угленосными толщами нижнего–среднего миоцена, которые знаменуют так называемую алеутскую фазу горообразовательных и складчатых процессов. Внутри континентальных толщ провести границу обычно трудно, но она отчетлива на отдельных поднятиях, где морские среднемиоценовые отложения трансгрессивно с угловым несогласием перекрывают олигоцен–нижнемиоценовые образования. Отметим, что в отличие от юга, на севере острова морские отложения образуют фактически единый трансгрессивно-регрессивный цикл, почти не прерываемый осадконакоплением в наземных условиях.

Судя по приведенным выше данным, морские толщи появились в кайнозое в эоценовое (видимо, среднеэоценовое) время, когда и наметился переход от континентальных формаций к морским, что было связано с развитием крупной трансгрессии в охотоморском регионе. Относительное углубление морских бассейнов произошло в шебунинское и особенно в холмское время (т.е. в конце эоцена и конце олигоцена). Затем наступил регрессивный этап, сменившийся формированием угленосной верхнедуйской свиты (позднедагинское время раннего миоцена), которая позднее перешла в трансгрессивную серию. Расцвет трансгрессии во втором цикле приходится на средний миоцен (окобыкайское время). Ощутимый подъем уровня моря устанавливается также в начале плиоцена (средненутовское время). Поздний плиоцен – помырское время – за исключением короткой фазы морского режима в его начале знаменовал фактически период регрессии.

В соответствии с намеченной этапностью эволюции морских бассейнов естественно выглядит и проявление перерывов и размывов в разрезах и позиция в них угленосных формаций. Наиболее крупные размывы регионального значения отмечены вблизи подошвы кайнозоя (возможно, около границы с мелом), в основании верхнедуйской свиты и помырского горизонта (предполагаемый прерыв внутри снежинкинского горизонта мы здесь не обсуждаем). Вместе с тем отмечаются размывы, видимо, местного масштаба – в основании шебунинского и краснопольевского (?) горизонтов, курасийской и матитукской свит.

Угленосные формации формировались фактически в нижних частях седиментационных циклов (палеоцен–ранний эоцен, конец раннего миоцена, поздний плиоцен). Можно отметить, что распространенность континентальных отложений и проявление угленосности на севере Сахалина значительно меньше, чем на юге.

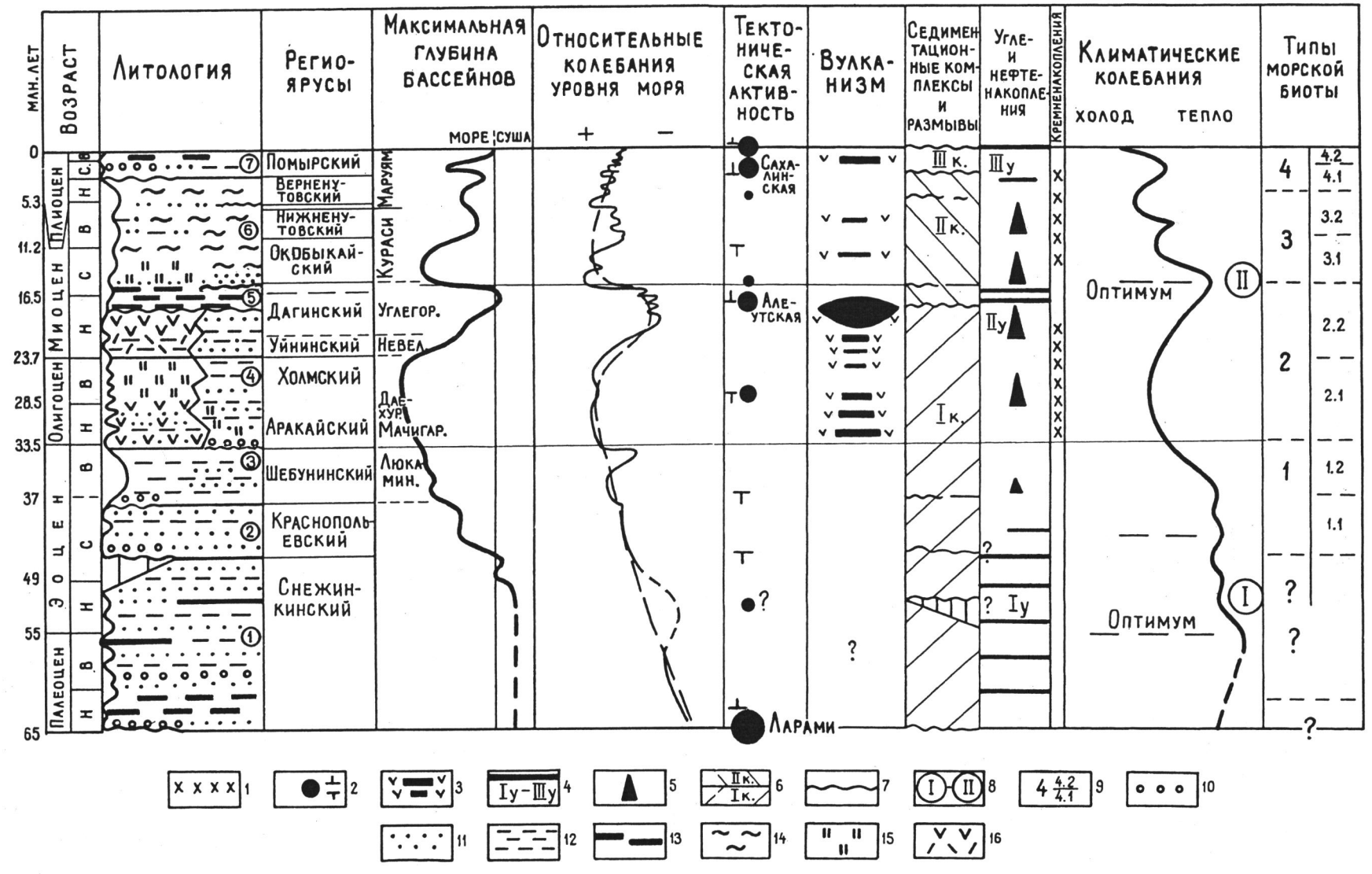



**Рис. 121.** Календарь геологический событий

1 – кремнистые породы, 2 – фазы тектонической активизации, 3 – вулканическая активность, 4 – крупные эпохи угленакопления, 5 – нефтегазонакопление, 6 – крупные седиментационные циклы, 7 – размывы, 8 – крупные климатические оптимумы, 9 – типы бентосной биоты; 10–16 – породы: 10 – конгломераты, 11 – песчаники, 12 – алевролиты, аргиллиты, 13 – угли, 14 – диатомиты, 15 – опоки, кремни, 16 – вулканические породы и туфы.

С другой стороны, в истории морского осадконакопления отмечались две фазы относительно повышенного кремненакопления, которые отразились в формировании сравнительно глубоководных кремнистых отложений. Первая фаза пришлась на олигоцен – частично нижний миоцен, вторая – на средний–верхний миоцен. Обе они проявились и в других регионах охотоморской провинции (в частности, на Западной Камчатке и в Японии). Появление большого количества материала для кремненакопления связывается с повышением продуктивности диатомовых водорослей в эти фазы.

Обратим внимание на то, что нефтематеринские породы образовывались в основном в олигоцене и миоцене, когда во многих районах Сахалина формировались относительно глубоководные толщи. В это же время формировались региональные покрышки и коллекторы разного типа (от трещиноватых кремнистых пород до разнозернистых песчаников). С другой стороны, деятельность речной системы Пра-Амура в среднем и позднем миоцене способствовала возникновению разнообразных резервуаров.

Уже давно И.Б. Плешаковым и другими были выявлены фазы складчатости или тектонической активизации в кайнозое Сахалина [Геология СССР..., 1970]. На границе мела и палеогена ларамийская, в предсреднемиоценовое время – алеутская, а в плиоцен-четвертичное время – сахалинская фазы. Можно предполагать, что тектонические движения имели место также в раннем (?) эоцене, в олигоцене и среднем миоцене, что приводило к определенным изменениям палеогеографических обстановок. Тектонические события определили ход развития многих других геологических явлений – их периодичность и направленность. Так, намечается определенная этапность вулканических процессов, синхронных тектоническим процессам и осадконакоплению. Наиболее ярко в пределах острова они начала проявляться в олигоценовое время, когда образовались вулканические толщи аракайского уровня, эти процессы продолжались также в холмское и невельское время (олигоцен–ранний миоцен), когда выпало много туфогенного материала. Но пика они достигли в чеховское время (конец раннего миоцена), когда во время алеутской фазы складчатости были сформированы мощные вулканические тела в южной части Сахалина. Следы вулканической деятельности отмечаются в разрезах ряда районов Сахалина в виде туфов также в миоцене и плиоцене (окобыкайское, нутовское, помырское время), но их масштаб относительно небольшой. Отметим специально, что олигоцен-раннемиоценовый вулканизм фиксирует существенную пестроту северо-запада Тихоокеанской провинции. Вероятно, к концу этого периода Японо-Охотоморский район приобрел черты, свойственные современной островодужной окраине.

Отдельно следует сказать о соотношении относительного колебания уровня моря и углубления присахалинских морских бассейнов, что обычно – прямо или косвенно – было связано с тектоническими событиями. Судя по кривым, построенным по нашим данным, имеется определенная синхронность этих процессов (повышение уровня моря сопровождается в целом расширением зон относительно глубоководной седиментации и наоборот). Максимальная глубина бассейнов, маркируемая соответствующими, обычно кремнисто-глинистыми осадками и биотическими относительно глубоководными сообществами, в олигоцене и среднем миоцене достаточно хорошо корреспондируется с повышением уровня моря, которое следует из анализ сейсмических данных и распространения области седиментации (расширение зон осадконакопления). Вместе с тем, регрессивные режимы и поднятия суши прямо сопоставляются во времени с основными фазами складчатости (ранний миоцен и плиоцен).

Параллельно с этим проявилась этапность изменения палеоклиматических обстановок, что прежде всего отразилось в определенной смене фауны и флоры сахалинских разрезов. Палеоцен и начало эоцена может считаться наиболее теплым временем (оптимум I) кайнозоя для Сахалина. Эоцен в целом тоже был достаточно теплым, хотя к его концу начало проявляться относительное похолодание. Наиболее холодным для палеогена был олигоценовый период. Но уже в конце раннего миоцена началось относительное потепление, которое достигло пика в начале среднего миоцена (оптимум II). Этот пик, хотя и уступает по палеотемпературным характеристикам палеоцен-эоценовому пику потепления, нашел яркое отражение во многих районах не только охотоморской провинции,но и всей северотихоокеанской области. В последующее время колебания климата тоже имели место, но они отличались сравнительно небольшим масштабом (небольшие пики проявились, например, в начале позднего миоцена, в середине плиоцена и др.), но все это проходило на фоне прогрессирующего общего похолодания, особенно ярко проявившегося в четвертичное время.

Естественно, что климатические колебания прошлого приводили к миграциям палеобиоты:

появление субтропических тепловодных форм с дозиниями и пр. во время потеплений, например, аусинского времени, и относительно холодноводных (в частности, астартовых) ассоциаций во время похолоданий.

В духе выявленных ранее для неогена закономерностей фазы потепления в целом коррелируются во времени с эпохами относительного повышения уровня моря, хотя это, видимо, трудно доказывается для мелких флуктуаций. В эоцене и олигоцене отмечаются противоположные тенденции – например, в олигоцене похолодание совпало в общем с повышением уровня моря.

На фоне упомянутых абиотических событий последних 65 млн. лет хотелось бы рассмотреть и процессы развития палеобиоты. Однако это сделать очень трудно. Здесь речь идет не об экологической смене палеоценозов, связанной, в частности, с изменением глубины бассейнов в конкретном районе, а о преобразовании и перестройках сообществ эволюционного типа в рамках крупной экосистемы бореального пояса. Выше (раздел 5.2) уже говорилось о крупной этапности эволюции бентосных сообществ. Было указано на 4 крупных этапа (без учета синегорского этапа) и около 10 подэтапов, которые отразились в смене палеонтологических комплексов (рис. 121). Но если синхронность этих этапов с абиотическими событиями как-то в отдельных случаях намечается (например, олигоценовый этап 2 совпадает во времени с относительным повышением уровня моря и похолоданием), то причинная связь этих явлений кажется далеко не ясной, а в случае эволюционных подэтапов вообще не установлена. Эта проблема нуждается в отдельном и глубоком, а не поверхностном изучении.

В заключении подчеркнем, что помещение на временную шкалу различных геологических событий в целом позволяет видеть, в каких узлах, на каких уровнях они совпадают и на каких интервалах совпадения не улавливаются. Однако специально отметим, что выявление совпадений во времени тех или иных событий не всегда означает их причинно-следственные связи. Их установление должно быть предметом специального анализа.

Среди переломных моментов в геологической истории Сахалина по проявлению (и частичному совпадению) отдельных событий намечаются крупные вехи, например, средний эоцен (начало трансгрессии, потепление), олигоцен (углубление бассейнов, проявление вулканизма, кремненакопление, становление ядра неогеновой фауны, похолодание), ранний миоцен (тектогенез, интенсивный вулканизм, формирование угленосных формаций), средний миоцен (потепление, углубление бассейнов и др.), плиоцен (тектогенез, угленакопление, формирование ядра современной фауны, потепление-похолодание и др.).

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные по трем седиментационным бассейнам кайнозоя Сахалина (северному, западному и южному) освещают разные стороны геологического строения острова. Во-первых, это стратиграфические материалы по разным районам Сахалина, анализ которых привел к расчленению древних толщ на детальной основе и созданию корреляционной схемы палеогена и неогена всего региона. Во-вторых, это сейсмостратиграфические данные, позволившие реконструировать строение шельфа и прилегающих акваторий и выявившие определенную седиментационную цикличность. В-третьих, были охарактеризованы литологические особенности кайнозойских толщ – породообразующие компоненты и их роль в образовании основных типов пород (терригенные, кремнистые, вулканогенные и другие отложения).

В-четвертых, специальное внимание было уделено определению нефтегазоматеринского потенциала и нефтегазоносности Сахалина. Дан анализ условий нефтеобразования и нефтегазонакопления в осадочных бассейнах кайнозоя, как и особенностей состава нефти и газов.

Наконец, в-пятых, синтез геологических данных дал возможность реконструировать палеогеографические обстановки кайнозоя по отдельным временным срезам, определить палеобиотические события и на этой основе составить календарь геологических явлений, в котором нашли отражение как определенная последовательность разных событий, так и в некоторых случаях их синхронность.

Все это может быть использовано в дешифровке геологической истории Охотоморского региона как звена зоны перехода от океана к континенту. Кроме того, эти данные могут представить большой интерес для практики именно сейчас, когда особенно остро встает вопрос о выявлении реальных нефтематеринских и резервуарных толщ Сахалина, освоение которых может реально помочь решить не только энергетические, но в целом социально-экономические проблемы Сахалина и Дальнего Востока.

# ЛИТЕРАТУРА


Алексейчик С.Н., Кузина И.Н., Ратновский И.И. 1954. Стратиграфия третичных отложений Сахалина // Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 29, № 5, с. 37-51.

Анодин Т.И. 1961. Опоки, опоковидные трепелы, диатомиты и диатомовые глины Сахалина // Труды СахКНИИ, вып. 10, с. 37-52.

Антипов М.П., Маргулис Л.С., Филатов В.П., 1980. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море // Геотектоника, № 4, с. 118.

Арефьев О.А., Русинова Г.В., Петров Ал.А., 1996. Биомаркеры нефтей восточных районов России. // Нефтехимия, т. 36, №4, с. 291-303.

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки, 1984. М.: Наука.

Баженова О.К., 1986. Условия формирования углеродосодержащих силицитов окраин континентов // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 8, с. 91-97.

Баженова О.К., 1990. Исходное органическое вещество раннекатагенетических нефтей. В кн.: Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, с. 76-82.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Данченко Р.В. и др., 1986. Типы нефтематеринских кремнистых пород. В кн.: Современные методы диагностики нефтематеринских отложений. М.: Наука, с. 54-59.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И., 1979. Особенности нефтеобраазования в кремнистых породах. В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, с. 60-67.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И., 1982. Геохимия углеродистых осадков кремнистых и кремнисто-терригенных геоформаций. В кн.: Геохимия современных ископаемых осадков. М.: Наука, с. 187-194.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Табояков А.Я., Тютрин И.И., 1978. Особенность генерации углеводородов в бассейнах окраинных морей Востока СССР. В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, с. 256-262.

Баженова О.К., Фаттахова Г.Р., 1989. Геохимические предпосылки нефтегазоносности кремнистых толщ Восточного Сахалина // Востник Московского университета, Сер. геол., № 4, с. 39-47.

Баханов В.Р., Большаков А.К., Позднякова И.В., Выпова И.Ю., 1990. Геологическое строение Макаровского прогиба (залив Терпения). Результаты морских геолого-геофизических работ на нефть и газ. // Труды ВНИИМорГео, Рига, с. 87-92.

Богданов Н.А., Хаин В.И., 2000. Объяснительная записка к карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН. 193 с.

Бродская Н.Г., 1959. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, с.156-195.

Бродская Н.Г., 1961. Фосфориты полуострова Шмидта (Сахалин). // Геология рудных месторождений. 1961, № 1. с. 19-32.

Бродская Н.Г., 1966. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, с. 394-401.

Брутман Н.Я., 1983. Палинологические критерии расчленения и корреляции при массовом изучении керна поисково-разведочных скважин. В кн.: Палинологические исследования в стратиграфии. Тюмень, с. 37-41.

Брутман Н.Я., 1986. Палиностратиграфия палеоген-неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Л. 25 с.

Булатов М.Г., Шаблыгина И.А., 1981. Сейсмогеологические особенности Набильского тектонического района. В кн.: Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток, с. 96-101.

Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В., 1977. К вопросу о нефтематеринском потенциале седикахитов. В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, с. 9-29.

Вахтеров Г.П., 1997. Геотермические особенности Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна. В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа. М.: Научный мир, с. 70-80.

Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С., 1970. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра. 301 с.

Волошинова Н.Я., Леоненко Л.С., 1973. Палеоэкология фораминифер и их значение для стратиграфии и выяснения условий образования осадков (на примере фораминифер окобыкайской свиты Северного Сахалина) В кн.: Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск: Наука, с. 7-44.

Газовые месторождения СССР. Справочник. 1968. Ред. В.Г. Васильев. М.: Недра, 686 с.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.. М.: Недра. 1966. 516 с.

Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2000. 382 с.

Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа, М.: Научный мир, 1997.

Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина, 1974. Ленинград: Недра, 183 с.

Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 432 с.

Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. 1975. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР.

Гладенков Ю.Б., 1978. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука.

Гладенков Ю.Б., 1992. Зоны перехода от океанов к континентам: опыт стратиграфических и палеоэкосистемных исследований // Известия АН СССР. Сер. геол., № 9, с. 11-34.

Гладенков Ю.Б., 1994. Практика выделения дробных стратиграфических подразделений в камчатском неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 2, № 2, с. 26-34.

Гладенков Ю.Б., 2001. Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 9, №2, с. 77-91.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др., 1997. Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: ГЕОС, 366 с.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., 1999. Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 74, вып. 5, с. 35-47.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринов К.Б. и др., 1999. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. Ред. А.Б. Гладенков. Москва, ГЕОС, 131 с.

Гладенков Ю.Б., Щербинина Е.А., 2001. Первые находки наннопланктона в палеогене Сахалина // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 9, №1, с. 111-112.

Гнибеденко Г.С., Хведчук И.И., 1984. Основные черты геологии Охотского моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, с. 12-20.

Гречин В.И., 1972. О методах изучения катагенетических преобразований кремнезема (на примере миоцена Камчатки и Сахалина) // Литология и полезные ископаемые, № 4. с. 147-151.

Гречин В.И., 1976. Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментация и катагенез). М.: Наука. 140 с.

Данченко Р.В., 1985. Вещественный состав и катагенетические преобразования пород кремнистых толщ кайнозоя Сахалина. В кн.: Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ.

Данченко Р.В., 1986. Характеристика и размещение зон катагенеза в кайнозойских отложениях острова Сахалин. В кн.: Геолого-геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с. 55-60.

Данченко Р.В., Чочия Г.Л., 1983. Типы кремнистых пород нефтегазоносных толщ Сахалина. // Вестник МГУ, сер. геол., № 1, с. 73-79.

Данченко Р.В., Чочия Г.Л., 1985. Постседиментационные преобразования биогенного кремнезема в кайнозойских толщах Сахалина // Вестник МГУ, сер. геол., № 4. с. 51-55.

Деревскова Н.А., Уткина А.И., Иваньшина Л.П., Куликов Н.В., 1986. Катагенетическое преобразование кремнистого вещества в неогеновых отложениях Сахалинской складчатой области. // Тихоокеанская геология, № 5, с. 112-116.

Добрянский А.Ф., 1948. Геохимия нефти. Ленинград: Гостоптехиздат, 476 с.

Егоров А.Е., Ерохов В.Ф., 1974. Вулканические формации Сахалина и их положение в структуре острова. В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, с. 23-34.

Ерохов В.Ф., Шилов В.Н., 1971. Вулканические образования Сахалина и Курильских островов. В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, с. 62-93.

Жидкова Л.С., 1969. Биостратиграфическая корреляция палеогеновых и неогеновых отложений северо-запада Тихоокеанской провинции // Тр. СахНИИ, вып. 21.

Жидкова Л.С., Кузина И.Н., Лаутеншлегер Ф.Г. и др., 1968. Атлас моллюсков миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука.

Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др., 1974. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Отв. ред. А.В. Фурсенко. Новосибирск, Наука, 252 с.

Жидкова Л.С., Тодоровская В.Н., 1963. К вопросу о взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. // Труды ВНИГРИ, вып. 224, с. 229-255.

Жидкова Л.С., Шилов В.Н., 1969. О возрасте и характере залегания продуктов третьей фазы кайнозойского вулканизма в пределах Ламанонского массива (о. Сахалин). В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, с. 141-154.

Закальский В., Хлебников П., 1999. Нетрадиционный способ освоения шельфа // Нефть и капитал, № 6, с. 68-70.

Занюков В.Н., Егорова М.Г., Корнилова Р.М., Мельников О.А., Шустов Л.Н., 1968. О глауконите в верхнемеловых и кайнозойских отложениях Сахалина. // Труды СахКНИИ, вып. 18, с. 73-81.

Захарова М.А., 1961. Бентонитовые глины южных районов Сахалина. // Труды СахКНИИ, вып. 10, с. 53-64.

Захарова М.А., 1973. Литология палеогеновых отложений Сахалина и условия их образования. Новосибирск: Наука, 108 с.

Захарова М.А., 1975. Карбонатные конкреции палеогенового разреза Сахалина. // Труды СахКНИИ, вып. 36, с. 105-110.

Захарова М.А., Воронова В.А., Ильев А.Я., Шустов Л.Н., 1986. Конкреционные образования в мезозой-кайнозойских отложениях Сахалина. В кн.: Геолого-геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с. 45-54.

Захарова М.А., Подзорова Д.И., Сафронова И.Г., 1961. Литология и фосфатоносность отложений олигоцена – нижнего миоцена южной части Сахалина. // Труды СахКНИИ, вып. 10, с. 24-36.

Захарова М.А., Шереметьева Г.Н., 1976а. Литолого-стратиграфическая характеристика неогеновых отложений южной части Сахалина. // Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 43, с. 65-107.

Захарова М.А., Шереметьева Г.Н., Шустов Л.Н., 1976б. Литолого-стратиграфическая характеристика палеогеновых отложений южной части Сахалина. // Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 43, с. 5-29.

История неогенового угленакопления на территории Сахалина, 1963. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 218 с.

История палеогенового угленакопления на территории Сахалина, 1963 М.-Л.: Изд-во АН СССР, 168 с.

Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я., 1981. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. // Труды Биол.-почвен. Ин-та ДВНЦ АН СССР. М.: Наука. 163 с.

Коблов У.Г., 1997. Закономерности размещения и условия формирования месторождений нефти и газа Сахалинской нефтегазоносной области. В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа, 1997. М.: Научный мир. С. 3-25.

Коблов У.Г., Иваньшина Л.П., Буценко Р.П., 1975. Изменение с глубиной коллекторских свойств осадочных образований Сахалина и прогнозирование зон распространения коллекторов порового типа. В сб.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М., с. 20-21.

Коблов У.Г., Харахинов В.В., 1997. Зональный и локальный прогноз нефтегазоносности осадочных бассейнов Охотского моря. В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа, 1997. М.: Научный мир. С. 26-56.

Ковальчук В.С., Молошенко Г.Я., 1979. Определение интенсивности свечения бумитоидов в горных породах под люминесцентным микроскопом // Геология нефти и газа, №5, с. 46-51.

Ковальчук В.С., Куклич Л.А., Мишаков Т.С., Тронов Ю.А., 1981. Особенности строения и формирования локальных структур Северного Сахалина // Геология нефти и газа, № 2, с. 6-12.

Кодрул Т.М., 1994. Фитостратиграфия палеогена Южного Сахалина. Автореф. диссертации на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. М., 26 с.

Кононов В.Э., Лопатнев Ю.В., Слуднев Ю.Г. и др., 1984. Использование сейсмостратиграфии при нефтегазопоисковых исследованиях на Северном Сахалине // Тихоокеанская геология, № 5, с. 3-15.

Кравченко Т.И., Попович Т.А., 1997. Особенности углеводородного состава РОВ нефтематеринских пород Северного Сахалина. В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа, 1997. М.: Научный мир, с. 117-125.

Красный, М.Л., 1975. Аномальное магнитное поле акватории Японского моря. В кн.: Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, с. 34-62.

Криштофович Л.В., 1961. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина). В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, с. 83-90.

Криштофович Л.В., 1964. Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра. 243 с.

Криштофович Л.В., Ильина А.П., 1954. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. Л.: Гостоптехиздат. 327 с.

Куделькин В.В., Журавлев А.В., Шереметьева Г.Н., 1982. Палеогеновые отложения острова Монерон (Татарский пролив) // ДАН СССР, т. 267, № 3, с. 712-715.

Куликов Н.В., Деревскова Н.А., 1992. Параметрическое бурение в заливе Анива (Хоккайдо-Сахалинская складчатая область) // Тихоокеанская геология, №5, с. 80-89.

Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Иваньшина Н.П., Кравченко Т.И., Попович Т.А., 1997. Литогенез, состав, рассеянное органическое вещество и нефти кремнистых толщ о.Сахалин. В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа. М.: Научный мир, с. 81-106.

Курносов В.Б., 1973. Глинистые минералы как показатели палеогеографической обстановки формирования палеогеновых отложений о.Сахалин. В кн.: Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток. С. 36-45.

Леликов Е.П., 1977. Породы докайнозойского фундамента подводной возвышенности Витязя (Японское море). В кн.: Геологические исследования окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. С. 91-96.

Лисицын А.П., 1966. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, с. 90-191.

Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности. М.: Наука. 1990. 270 с.

Лопатнев Ю.В., 1981. О стратиграфической интерпретации сейсмических данных юго-восточной части Се-

верного Сахалина. В кн.: Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток, с. 102-107.

Лопатнев Ю.В., Туезов И.К., 1986. Сейсмостратиграфическое расчленение разреза неогеновых отложений юго-восточного района Северного Сахалина. // Тихоокеанская геология, № 3, с. 37-44.

Маргулис Е.А., 1979. Эволюционный ряд типов граувакк на примере палеогеновых отложений о.Сахалин. // Литология и полезные ископаемые, № 1, с. 89-98.

Маргулис Е.А., Бугаева Н.И., 1987. Миоценовые кремнистые отложения Восточного Сахалина и условия их образования. // Тихоокеанская геология, № 2, с. 33-40.

Маргулис Л.С., 1972. Дат-палеогеновые отложения о. Сахалина в связи с перспективами их нефтегазоносности. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Южно-Сахалинск, 25 с.

Маргулис Л.С. 1974. Палеогеновые формации Сахалина. // Труды СахКНИИ, вып. 31, с. 42-52.

Маргулис, Л.С., 1975. Нефтегазоперспективные формации кайнозоя Южного Сахалина. В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, с. 31-52.

Маргулис Л.С., Савицкий В.О., 1969. О маркирующих горизонтах аракайской свиты района Большой Холмской антиклинали. В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., с. 66-73.

Маргулис Л.С., Савицкий В.О., 1974. Проблема границы палеогена и неогена на Южном Сахалине. В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск, с. 8-14.

Маргулис Л.С., Савицкий В.О., 1974. Палеогеография южной части о.Сахалина в палеогене. В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск, с. 92-101.

Маргулис Л.С., Шпеталенко М.А., Гриценко И.И., Болдырева В.П., 1980. Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений Татарского пролива. // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, с. 75-83.

Мельников О.А., 1970. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 170 с.

Мельников О.А., 1987. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М: Наука, 96 с.

Мельников О.А., Захарова М.А., 1977. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 244 с.

Митрофанова Л.И., 1984. Слои с фораминиферами в палеоген-неогеновых отложениях восточного побережья Сахалина. В кн.: Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с. 130-136.

Митрофанова Л.И., Мелентьева О.Н., 1991. О возрасте кайнозойских отложений Лунской впадины (фораминиферы). В кн.: Геология и стратиграфия кайнозойских отложений северо-западной Пацифики. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с. 39-48.

Мишаков Г.С., 1981. О скорости накопления осадков в Северо-Сахалинском седиментационном бассейне. В кн.: Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с. 16-21.

Неручев С.Г., 1969. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Ленинград: Гостоптехиздат, 224 с.

Нефтяные и газовые месторождения СССР. Справочник. Кн. 2. Азиатская часть СССР. 1987. М.: Недра, 303 с.

Николаев И.Е., 1997. Строение и условия формирования нефтеносных пластов Восточно-Эхабинского месторождения Северного Сахалина. В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа, 1997. М.: Научный мир, с. 57-65.

Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). Отв. ред. Л.С. Жидкова, Б.А. Сальников. СПб: ВНИГРИ. 1992, 358 с.

Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности, 1981. Ред. К.К. Макаров и О.К. Баженова. Ленинград: Недра, 210 с.

Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности, 1987. Отв. ред. Ю.С. Воронков. Ленинград: Недра, 263 с.

Павлов Л.А., 1974. Битуминозность верхненеогеновых отложений Красногорского района Южного Сахалина. В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток: ДВ АН СССР, с. 271-276.

Петров Ал.А., 1984. Углеводороды нефти. М.: Наука, 263 с.

Плешаков И.Б., 1956. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина. // Труды ВНИГРИ. Новая серия, вып. 99, с. 42-71.

Попович Т.А., 1997. Углеводородные показатели – основа прогноза фазовогенетических типов газоконденсатных скоплений на шельфе Северо-Восточного Сахалина. В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа, 1997. М.: Научный мир., с. 126-131.

Попович Т.А., 1998. Углеводородный состав нефтей Северного Сахалина, и геологические условия их формирования. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 26 с.

Попович Т.А., Кравченко Т.И., 1995. Генетические особенности углеводородного состава нефтей Северо-Сахалинского нефтегазового бассейна // Геология нефти и газа, № 1, с. 40-44.

Потапова З.П., 1960. Конгломератовая и бошняковская свиты Западного Сахалина и проблемы соотношения мела и палеогена. В кн.: Граница мело-

вых и третичных отложений. (Межд. геол. конгресс. XXXI сессия, докл. сов. геол., проблема V). М.: Изд-во АН СССР, с. 202-209.

Радченко В.Г., Берсон Г.Л., Маргулис Л.С., и др., 1995. Некоторые аспекты секвенстратиграфии кайнозойских отложений Сахалина и Камчатки. В кн.: Тезисы докл. «Секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ. СПб, с. 109-110.

Размыслова С.С., 1963. Условия накопления осадков в средне-, верхнемиоценовое и плиоценовое время на территории Северного Сахалина. // Труды ВНИГРИ, вып. 224, с. 118-141.

Ратновский И.И., 1960. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. // Труды ВНИГРИ, вып. 146, 106 с.

Ратновский И.И., 1969. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра. 326 с.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1961. М.: Гостоптехиздат, 23 с.

Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. 1998. М.: ГЕОС, 147 с.

Савицкий В.О., 1973. Nuculanidae биостратиграфия палеоген-неогеновых отложений Южного Сахалина. Автореферат диссертации на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. М., 39.

Савицкий В.О., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофанова Л.И., 1979. Олигоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб). // Вестник МГУ, серия геология, № 1. С. 81-85.

Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Болдырева В.П. и др., 1981. Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район) // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, с. 65-77.

Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Сычева О.А. и др., 1976. Пограничные слои между мелом и палеогеном на острове Сахалин // Советская геология, № 9, с. 39-51.

Савицкий В.О., Сычева О.А., Грохотова Н.М., 1974. Палеонтологическое обоснование стратиграфии палеогеновых отложений Южного Сахалина. В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск, с. 20-30.

Сальников Б.А., 1985. Зоны фациальных переходов в меловых и палеоген-неогеновых отложениях Сахалина. В кн.: Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, с. 19-23.

Серегин А.М., Соколов Б.А., Бурлин Ю.К., 1977. Основы региональной нефтегазоносности СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 217 с.

Серова М.Я., 1985. Морской олигоцен в опорном разрезе палеогена Западного Сахалина // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 11, с. 86-89.

Серова М.Я., 1987. Фораминиферы и биостратиграфия Северной Пацифики на рубеже мела и палеогена // МОИП, М.: Наука, 144 с.

Симонова А.А., 1941. Фауна третичных отложений Юго-Восточной части Советского Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 105 с.

Смехов Е.И., 1948. Третичные отложения Южного Сахалина // Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, с. 125-130.

Смехов Е.И., 1953. Геологическое строение о. Сахалина и его нефтегазоносность. М.: Гостоптехиздат, 321 с.

Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона, 1996. Москва. 335 с.

Тиссо Б., Вельте Д., 1981. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 501 с.

Туезов И.К., 1975. Строение осадочного чехла Охотоморского шельфа и материкового склона о. Хоккайдо по данным сейсмопрофилирования // ДАН СССР, т. 223, № 2, с. 446-449.

Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Э., Пудиков Э.Г., 1987. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн. // Тихоокеанская геология, № 6, с. 45-52.

Тютрин И.И., Дуничев В.М., 1985. Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. М.: Недра, 174 с.

Фотьянова Л.И., Серова М.Я., Гальверсен В.Г., Жаров А.Э., Грохотова Н.М., Тузов В.П., 2001. Опорный разрез палеогеновых отложений полуострова Крильон (Южный Сахалин, р.Китосия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т.9. №2, с. 58-76.

Харахинов В.В., 1998. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции. Диссертация на соискание ученой степени доктора г.-м. наук в виде научного доклада. Оха-на-Сахалине. 77 с.

Харахинов В.В., Гальцев-Бевзюк С.Д., Кононов В.Э., Мавринский Ю.С., Терещенков А.А., 1979. Основные черты тектоники дна Охотского моря. В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Ленинград: Наука, с. 34-56.

Хведчук И.И., Агеев В.Н., Рабей И.В. и др., 1988. Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях. М.: Недра, 166 с.

Хоменко И.П., 1938. Стратиграфия третичных отложений полуострова Шмидта (Сев. Сахалин). Л.: Главн. ред. горно-топливн. и геолого-развед. литературы.

Худик В.Д., 1989. Двустворчатые моллюски миоцена Юго-Западного Сахалина. ДВО АН СССР, Владивосток, 131 с.

Шилов В.Н. 1957а. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина. // ДАН, Т. 114, № 4, с. 873-875.

Шилов В.Н., 1957б. Кайнозойский вулканизм Южного Сахалина. // Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., Т. 32, вып. 6, с. 137-138.

Шутов В.Д. Классификация песчаников. 1967. // Литология и полезные ископаемые, № 5. С. 86-103.

Шутов В.Д., 1972. Граувакки. М.: Наука. 346 с.

Юрочко А.И., 1981. Особенности вещественного состава и физических свойств кремнистых и глинисто-кремнистых пород-коллекторов Окружного месторождения нефти (о.Сахалин). // Геология нефти и газа, № 9, с. 17-21.

Ярошевич М.С., Брутман В.Ш., Коблов Э.Г., Буценко Р.Д., Иваньшина Л.П., 1976. Преобразование органического вещества и вмещающих толщ неогена севера Сахалина при их погружении. В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, с. 284-287.

Ярошевич М.С., Пономарева А.Ф., Кравченко Т.И., Алексеева В.А., Алексейцева Т.А., 1979. Геохимические условия нефтеобразования в кайнозойских отложениях Сахалина. В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Ленинград: Наука, с. 148-154.

Akiba F., 1986. Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench and Modified Lower Miocene through Quaternary Diatom Zones for Middle to High Latitudes of North Pacific. In: Init. Repts. of DSDP, vol. 87, pp. 393-480.

Akiba F. and Yanagisawa Y., 1986. Taxonomy, morphology and Phylogeny of the Neogene Diatom Zonal Marker Species in the Middle to High Latitudes of the North Pacific. In: Init. Repts. of DSDP, vol. 87, pp. 483-554.

Amano K., Khudik D.V., and Narita K., 1996. An Early Midle Miocene Warm-Water Molluscan Fauna in Southwestern Sakhalin - Mollusks from the Ausinskaya Formation around Novoselevo // Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N.S., no. 184, pp. 651-661.

Barron J.A. and Gladenkov A.Yu., 1995. Early Miocene to Pleistocene Diatom Stratigraphy of LEG 145. In: Proc. ODP Sci. Res., vol. 145, pp. 3-19.

Bazhenova O.K., Arefiev O.A., 1990. Immature Oils as the Products of Early Catagenetic Transformation of Bacterial-Algal Organic Matter. // Organic Geochemistry, vol. 16, no. 1-3, pp. 307-311.

Chakhmakhchev A., Suzuki M., Waseda A., Tacayama K., 1997. Geochemical Characteristic of Tertiary Oils Derived from Siliceous Sources in Japan, Russia and USA. // Organic Geochemistry, vol. 27, no. 7-8, pp. 523-536.

Curiale J.A., 1986. Origin of Solid Bitumens, with Emphasis on Biological Marker Results. // Organic Geochemistry, vol. 10, no. 1-3, pp. 559-580.

Galloway W.E., 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units // AAPG Bull., vol. 73, pp. 125-142.

Gladenkov A.Yu. and Barron J.A., 1995. Oligocene and Early Middle Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B. In: Proc. ODP Sci. Res., vol. 145, pp. 21-41.

Gladenkov A.Y., White L.D., Gladenkov Y.B., Blueford J.R., 2000. Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnyi region Eastern Sakhalin, Russia. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 158. P. 45-64.

Hamilton E., Mooreb., Buffington E. et al., 1974. Sediment Velocities from Sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea and North Pacific // J. Geophys. Res., vol. 73, no. 17. P. 2653-2668.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1988. Mezozoic and Cenozoic chronostratigraphy and Eustatic cycles / Sea-level Changes: An Integrated Approach, Tulsa, SEPM Special Publication 42, pp. 71-108.

Jolivet L., Tamaki K., 1992. Neogen Kinematics in the Japan Sea Region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc; in Tamaki K. et al., Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results. Part 2. V. 127, 127 p.

Jones J.B. and Segnit E.R., 1971. The Nature of Opal. I. Nomenclature and Constituent Phases // J. Soc. Austral., vol. 18, pp. 57-68.

Kiminami K., 1989. Some new proposals for tectonics of Hokkaido and its environs. Earth Mon. (Gekhan Chikyn), 11, p. 309-315.

Koizumi I., 1975. Late Cenozoic diatom stratigraphy in the Circum North Pacific region // J.Geol. Soc. Japan, vol. 81, N10, pp. 611-627.

Morita R., Titova L., and Akiba F., 1999. Oligocene-Early Miocene Mollusks and Diatoms from the Kitami-Tsubetsu Area, Eastern Hokkaido, Japan. In: Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai, Second Ser. (Geol.), vol. 63, no. 2, pp. 1-187.

Posametier H.W., Jervey M.T., Vail P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition. I. Conceptual Framework. // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., no. 42, pp. 109-126.

Posametier H.W., Vail P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition. II. Sequence and Systems Tract Models // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., no. 42, pp. 125-154.

Sato T., Sakurai M., Taguchi H. et al., 1973. Суйробу канкю хококу // Rept. Hydrogr. Res., no. 8. P. 1-49.

Sutekaru Nagao, Chikara Akiba, Tatatsu Omori, 1963. Explanatory Text of the Geological Map of Japan. Scale 1:50000 (Asahigawa - 2.6). Hokkaido Development Agency. P. 163.

Takeuchi T., Kodama, Kazuto, Ozawa T., 1999. Paleomagnetic evidence for block ratations in central Hokkaido-South Sakhalin, Northeast Asia. Earth and Planetary Science Letters // Elsevier, p. 7-21.

Taguchi K., Hasegava K., Sazuki T., 1988. The relationship between Silica Minerals and Organic Matter Diagenesis: Its Implication for the Origin of Oil. // Organic Geochemistry, vol. 13, no. 1-3, pp. 97-108.

Takeda H., 1953. The Poronai Formation (Oligocene, Tertiary) of Hokkaido and South Sakhalin and Its Fos-

sil Fauna. In: Geol. Sect. Hokkaido Assoc. Coal Min. Techn. Studies Coal. Geol., no. 3.

Vail P.R., 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy. Part 1. Seismic Stratigraphy Interpretation Procedures // Atlas of Seismic Stratigraphy: AAPG, 1987 Studies of Geology 27, vol. 1, pp. 1-16.

Vail P.R. and Hardenbol J., 1979. Sea Level Changes during Tertiary // Oceanus, no. 22, pp. 71-79.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Radhmanian V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies // AAPG Methods in Exploration Series, no. 7, pp. 55.

Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V., 1996. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics, Vol. 15, N 4, p. 813-826.

Yoon S., 2001. Tectonic history of the Japan Sea region and its implications for the formation of the Japan Sea. // Himalayan Geology, vol. 22 (1), p. 153-184.

Zonenshain L.D., Kuzmin M., Natapov N., Page N., 1990. Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis. AGU Geophysical Monograph, 242 p.

# Содержание


**Введение** (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 3
**Глава 1.** Стратиграфия палеогена и неогена . . . 7
1.1. Характеристика опорных разрезов (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 8
– Северный Сахалин . . . . . 8
1.1.1. П-ов Шмидта (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 8
1.1.2. Охинский район (*Б.А. Сальников*) . . . . . 16
1.1.3. Дагинский район (*Б.А. Сальников*) . . . . 21
1.1.4. Пограничный район (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 25
1.1.5. Лангрыйский район (*Б.А. Сальников*) . . . . . 31
1.1.6. Энгизпальский район (*Б.А. Сальников*) . . . . . 34
– Юго-Западный Сахалин . . . . . 35
1.1.7. Александровский район (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 35
1.1.8. Углегорско-Чеховский район (*Л.С. Маргулис*) . . . . . 40
1.1.9. Холмско-Невельский район (*Л.С. Маргулис*) . . . . . 54
– Юго-Восточный Сахалин . . . . . 62
1.1.10. Макаровский район (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 62
1.2. Горизонты, зоны и слои, их палеонтологическое обоснование и возраст, корреляционная схема (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 69
**Глава 2.** Сейсмостратиграфия (*Л.С. Маргулис*) . . . . . 77
2.1. Сейсмопрофили по отдельным регионам . . . . . 79
2.1.1. Северный Сахалин и его шельф . . . . . 79
2.1.2. Западный Сахалин, акватория Татарского пролива и северной части Японского моря . . . . . 90
2.1.3. Южный Сахалин и его шельф . . . . . 100
2.2. Кайнозойская седиментационная цикличность и ее сравнение с глобальной эвстатической шкалой . . . . . 106
**Глава 3.** Литология (*В.И. Гречин*) . . . . . 109
3.1. Породообразующие компоненты и их роль в формировании основных типов пород . . . . . 109
3.1.1. Терригенный обломочный материал и терригенные породы . . . . . 110
3.1.2. Глинистое вещество и глинистые породы . . . . . 115
3.1.3. Свободный кремнезем и кремнистые породы . . . . . 115
3.1.4. Продукты вулканической деятельности и вулканогенные породы . . . 118
3.1.5. Породы смешанного состава . . . . . 119
3.1.6. Другие породообразующие компоненты и породы . . . . . 122
3.2. Зональность постседиментационных преобразований . . . . . 127
3.3. Некоторые аспекты палеогеографии . . . . . 130
**Глава 4.** Нефтегазоматеринский потенциал и нефтегазоносность (*О.К. Баженова*) . . . . . 137
4.1. Нефтегеологическое районирование Сахалина и прилегающих акваторий . . . . . 137
4.1.1. Сахалино-Охотский бассейн . . . . . 138
4.1.2. Сахалино-Хоккайдский бассейн . . . . 141
4.1.3. Южно-Охотский бассейн . . . . . 143
4.2. Условия нефтеобразования в осадочных бассейнах . . . . . 146
4.2.1. Геохимическая характеристика осадочных образований . . . . . 147
4.2.2. Нефтегазоматеринские толщи и оценка их потенциала . . . . . 166
4.2.3. Характеристика углеводородных флюидов . . . . . 170
4.3. Условия нефтегазонакопления . . . . . 177
4.3.1. Характеристика коллекторских горизонтов . . . . . 177
4.3.2. Ловушки, зоны нефтегазонакопления . . . . . 185
**Глава 5.** Палеогеография . . . . . 195
5.1. Палеогеографические обстановки кайнозоя (*Ю.Б. Гладенков, Л.С. Маргулис, Б.А. Сальников*) . . . . . 196
5.2. Палеобиотические события (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 207
5.3. Календарь геологических событий (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 211
**Заключение** (*Ю.Б. Гладенков*) . . . . . 215
**Литература** . . . . . 216

# Content


**Introduction** (*Yu.B. Gladenkov*) . . . . . 3

**Chapter I.** Paleogene and Neogene stratigraphy . . . . . 7
1.1. Reference sections (*Yu.B. Gladenkov*) . . . . . 8
North Sakhalin . . . . . 8
1.1.1. Schmidt Peninsula (*Yu.B. Gladenkov*) . . . . 8
1.1.2. Okha region (*B.A. Salnikov*) . . . . . 16
1.1.3. Daga region (*B.A. Salnikov*) . . . . . 21
1.1.4. Pogranichnyi region (*Yu.B. Gladenkov*) . . 25
1.1.5. Langry region (*B.A. Salnikov*) . . . . . 31
1.1.6. Engizpal region (*B.A. Salnikov*) . . . . . 33
Southwest Sakhalin . . . . . 35
1.1.7. Aleksandrovsk region (*Yu.B. Gladenkov*) . . . . . 35
1.1.8. Uglegorsk-Chekhov region (*L.S. Margulis*) . . . . . 40
1.1.9. Kholmsk-Nevelsk region (*L.S. Margulis*) . . . . . 54
Southeast Sakhalin . . . . . 62
1.1.10. Makarov region (*Yu.B. Gladenkov*) . . . . 62
1.2. Horizons, zones, their paleontological substantiation, correlation and ages (correlation scheme) (*Yu.B.Gladenkov*) . . . . . 69
**Chapter 2.** Seismostratigraphy (*L.S. Margulis*) . . 77
2.1. Seismic profiles of individual regions. . . . 79
2.1.1. North Sakhalin and its shelf . . . . . 77
2.1.2. West Sakhalin, Tatarskii Strait, and the northern Sea of Japan . . . . . 90
2.1.3. South Sakhalin and its shelf . . . . . 100
2.2. Cenozoic cycles of sedimentation with reference to the global eustatic scale . . . . . 106
**Chapter 3.** Lithology (*V.I. Grechin*) . . . . . 109
3.1. Rock-forming components and their role in the formation of the principal type of deposits . . . . . 109
3.1.1. Terrigenous clastic material and terrigenous deposits . . . . . 110
3.1.2. Clayey matter and clay deposits . . . . . 115
3.1.3. Free silica and siliceous deposits . . . . . 115
3.1.4. Pyroclastics and volcanogic deposits . . 118
3.1.5. Deposits of mixed composition . . . . . 119
3.1.6. Other rock-forming components and deposits . . . . . 122
3.2. Postsedimentational transformation zones . . . . . 127
3.3.Some paleogeographical aspects . . . . . 130
**Chapter 4.** Oil and gas source potential and the presence of oil and gas in Sakhalin (*O.K. Bazhenova*) . . . . . 137
4.1. Oil-bearing regions of Sakhalin and the adjacent sea areas . . . . . 137
4.1.1. Sakhalin-Okhotsk basin . . . . . 138
4.1.2. Sakhalin-Hokkaido basin . . . . . 141
4.1.3. South Sakhalin basin . . . . . 143
4.2. Conditions of the oil formation in the sedimentary basins . . . . . 146
4.2.1. Geochemistry of sedimentary formations . . . . . 147
4.2.2. Oil and gas source deposits and their estimated potential . . . . . 166
4.2.3. Characteristics of hydrocarbon fluids . 170
4.3. Conditions of the oil and gas accumulation . . . . . 177
4.3.1. Collecting horizons . . . . . 177
4.3.2. Traps and zones of oil and gas accumulation . . . . . 185
**Chapter 5.** Paleogeography . . . . . 195
5.1. Cenozoic paleogeographic environments (*Yu.B. Gladenkov, L.S. Margulis, B.A. Salnikov*) . . . . . 196
5.2. Paleobiotic events (*Yu.B. Gladenkov*) . . . 207
5.3. Calendar of geological events (*Yu.B. Gladenkov*) . . . . . 211
**Conclusions** (*Yu.B. Gladenkov*) . . . . . 215
**Literature** . . . . . 216

**Научное издание**

**Ю.Б. Гладенков, О.К. Баженова, В.И. Гречин,**
**Л.С. Маргулис, Б.А. Сальников**

# КАЙНОЗОЙ САХАЛИНА И ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Редактор *Л.Н. Федосеева*
Художник *О.В. Кураленко*

Подписано к печати 20.05.2002
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1, 80 г/м$^2$
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 34,0.
Тираж 400 экз.
Тип. зак. № 895С, Москва

Издательство ПК ГЕОС.
Изд. лицензия *ИД* № 01613 от 19.04.2000.
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92.
Факс: (095) 231-04-43.