

В.В. Иванов А.В. Гревцев О.В. Щербань

СЕДИКАХИТЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

СЕВЕРО- ВОСТОЧНОЙ АЗИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт

В. В. Иванов

А. В. Гревцев, О. В. Щербань

5025

СЕДИКАХИТЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО- ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

А. Э. КОНТОРОВИЧ



МОСКВА "НАУКА" 1988



Седикахиты осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии / В.В. Иванов, А.В. Гревцев, О.В. Щербань. — М.: Наука, 1988. — 168 с. — ISBN 5-02-002038-9.

В целях установления условий нефтегазообразования в осадочных бассейнах Северо-Восточной Азии осуществлены анализ и обобщение накопленных данных по составу и характеру распределения седикахитов. Приведено описание реализованных на отечественной газохроматографической аппаратуре новых методик анализов легких и тяжелых углеводородов в микронавесках пород и нефтей. Рассмотрены вопросы влияния минеральной среды на характер и механизм нефтегазообразования. Обсуждаются новые подходы к идентификации нефтепроизводивших толщ, к прогнозу углеводородного состава нефтей (конденсатов) и газов, к определению генетического потенциала нефтегазоносности бассейнов.

Для специалистов в области региональной геологии и геохимии, нефтяников.

Табл. 17. Ил. 70. Библиогр.: 212 назв.

Рецензенты

д-р г.-м.н. *В.А. Чахмахчев*,
к.г.-м.н. *В.Н. Воропаев*

Научное издание

Иванов Валерий Владимирович,
Гревцев Александр Владимирович,
Щербань Олег Валентинович

СЕДИКАХИТЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Утверждено к печати Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом ДВО АН СССР

Редактор *В.Я. Енюкова*. Редактор издательства *И.С. Власов*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*. Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *Л.М. Сахарова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37417

Подписано к печати 21.03.88. Т — 01852. Формат 70×100 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,7. Усл. кр.-отт. 14,2. Уч.-изд.л. 15,6
Тираж 600 экз. Тип. зак. 177. Цена 3р.10к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Органическое вещество (ОВ) распространено во всех внешних оболочках Земли — в атмо-, пело-, педо-, гидро- и стратифере, а также в метаморфических и нередко в гидротермальных и магматических образованиях земной коры. Совокупность живых организмов (биом) изучается науками биологического цикла, а продукты их метаболизма и отмершие и фоссилизированные остатки (некрота) — бурно развивающейся наукой XX в. — органической геохимией. Трудями основоположника учения о биосфере В.И. Вернадского и его многочисленных последователей показана огромная роль ОВ в геохимических процессах литогенеза, в формировании месторождений многих видов полезных ископаемых. Особое значение изучению ОВ придается при расшифровке условий нефтегазообразования, в объемно-генетическом (историко-геохимическом) подходе к прогнозу ресурсов нефти и газа, в геохимических методах поисков углеводородных скоплений.

Учитывая многозначность термина "органический", употребляемого в биологическом, химическом и переносном (для характеристики прочной связи) смысле, Н.Б. Васюкович в 1967 г. предложил отказаться от использования этого слова в химическом смысле и заменить его неологизмом **кахины**, обозначающим все природные и искусственные соединения, основу которых составляют углерод (carbon) и водород (hydrogen). Углевородистые (углеродистые) вещества неживой природы, представляющие собой обычно те или иные смеси кахинов, было предложено именовать **кахитами**. Стало удобным различать **седикахиты**, т.е. кахиты современных и ископаемых осадков (седиментитов), и **педокахиты** — кахиты почв. Перечень подобных составных терминов, видимо, может быть существенно расширен. В соответствии с условиями (оболочками, сферами, типами пород) распространения кахитов рационально, на наш взгляд, различать такие дополнительные их разновидности, как **атмокахиты**, **аквакахиты**, **пелокахиты**, **метаседикахиты**, **гидротермокахиты** и **магмакахиты**, существо которых в силу правильной (высокой) смысловой ориентированности этих наименований и их системности, очевидно, не требует разъяснений.

В данной работе речь пойдет о седикахитах осадочных, или осадочно-породных (термин Н.Б. Васюковича), бассейнов (ОПБ) Северо-Восточной Азии, причем именно о кахитах или ОВ осадочных пород, а не современных осадков, для обозначения которых, как представляется, удобнее применять вышеуказанный термин "пелокахиты". Существует и еще одно уточнение при определении объекта изучения. В сферу настоящих исследований входят только породы с рассеянными формами ОВ или кахитов. Гомогенные разновидности последних являются, как известно, объектами специальных научных дисциплин — петрологии и геохимии углей, горючих сланцев, битумов.

Предлагаемая вниманию читателя книга является третьей в ряду монографий, представленных за последние годы сотрудниками лаборатории геологии нефти и газа Северо-Восточного КНИИ ДВО АН СССР и связанных одной общей проблемой. В первой из них [63] охарактеризованы проявления нафтидов и нафтоидов Северо-Восточной

Азии, проанализированы генезис и значение отдельных вещественных разновидностей битумов в оценке перспектив нефтегазоносности. Во второй книге [47] дана всесторонняя характеристика осадочных бассейнов того же региона, а также соседней Аляски, осуществлены их типизация, сравнительный нефтегеологический анализ по комплексу параметров и нефтегеологическое районирование, исследованы региональные закономерности изменения вещественно-структурных характеристик бассейнов. Целью настоящей работы является углубленное исследование условий нефтегазообразования в осадочных бассейнах региона, основанное на целенаправленном анализе и обобщении накопленных в лаборатории и в некоторых других организациях органогеохимических материалов. Авторы поставили перед собой ряд взаимосвязанных задач:

рассмотреть состав и характер распределения седикахитов по разрезам осадочных бассейнов, оценить нефтегазоматеринский потенциал пород;

проанализировать характер эволюции седикахитов в процессе прогрессивного катагенеза, установить общие и особенные стороны этого процесса в разнотипных осадочных породах;

попытаться найти методологически корректные подходы к идентификации нефтепроизводящих пород при помощи осуществления корреляционного анализа углеводородов нефтей и рассеянных седикахитов;

разработать приемы и осуществить прогноз состава нефтей с учетом катагенетической преобразованности вмещающих пород, состава содержащихся в них легких и тяжелых углеводородов (УВ);

исследовать особенности процесса нефтегазообразования в разнотипных осадочных бассейнах и разработать подходы к уточнению их генетического (нефтегазогенерационного) потенциала.

Перечисленные задачи определяют структуру книги и компоновку материала. Дополнительно в гл. 1 дается характеристика аналитических методов исследований, используемых схем классификаций и подходов к интерпретации материалов.

Постановка и решение всего комплекса вышеуказанных задач стали возможны лишь в самое последнее время, а именно после получения серии промышленных и полупромышленных притоков нефти, газа и газоконденсата на разведочных площадях в Анадырском, Хатырском и Западно-Камчатском бассейнах. По отношению к результативности настоящего исследования открытия первых месторождений, знаменующие переход от этапа региональных оценок к стадии поисково-разведочных работ, имели принципиальное значение. Во-первых, они подтвердили достоверность тех основных выводов региональных геохимических исследований о характере продуктивности указанных бассейнов, которые были получены на основе изучения нефтегазогенерационного потенциала отложений и структуры катагенетических полей. Во-вторых, эти открытия предоставили возможность получить реальные "конечные" геохимические реперы по фазовому и индивидуальному составу углеводородных скоплений, что на основе сопоставления с составом соответствующих фракций седикахитов позволило ставить и решать "обратные" геохимические задачи — прогнозировать состав углеводородов нефтей (конденсатов) в залежах по седикахитам и самым общим геологическим данным.

Поскольку аппаратно-методическая база лаборатории непрерывно развивалась и развивается, а также по причине неодинаковой степени нефтегеологической изученности региона имеет место заметная неоднородность в детальности и полноте органогеохимической информации по отдельным бассейнам. Наилучшим образом в этом отношении оказываются изученными те из них, где осуществлялись и осуществляются буровые нефтегазопроисследовательские работы.

Почти за 20-летний период деятельности лаборатории, помимо авторов книги, в полевых работах по изучению литолого-битуминологических параметров осадочных геотектонических формаций региона и в обработке материалов активно участвовали В.Н. Воропаев, Б.П. Гаврилов, Б.А. Клубов, А.А. Коршунов, Г.А. Семенов, С.М. Соинская, а в камеральной и лабораторной обработке материалов — И.Г. Бадера, Е.П. Балыкина, Г.А. Васильева, С.В. Мухортова, Г.М. Попова, Е.С. Санько, Д.И. Самсонова и др. Большую по-

мощь в оформлении работы оказали Н.Я. Андреева и А.Г. Гребенюк. Коллекции каменного материала из скважин Анадырского и Хатырского бассейнов представлялись в лабораторию главным геологом Чукотской нефтегазоразведочной экспедиции ПГО "Сахалингеология" Д.И. Агапитовым.

Существенную помощь при изучении разрезов скважин по Западно-Камчатскому бассейну оказали главные специалисты камчатских нефтегазоразведочной и геофизической экспедиций ПГО "Сахалингеология" А.С. Авдеев, В.К. Козьянин, А.И. Никишкин и Р.И. Шиленко.

Материалы по скв. Магаданской были представлены заместителем генерального директора ВПО "Сахалинморнефтегазпром" Ю.А. Троновым и главным геологом экспедиции того же объединения В.А. Касумовым.

Кроме того, в распоряжение авторов был любезно предоставлен материал из коллекций сотрудников СВКНИИ ДВО АН СССР В.И. Волобуевой, М.Х. Гагиева, Е.И. Качанова, В.П. Полихайнена, а также сотрудника комплексной тематической экспедиции ПГО "Севостгеология" Л.А. Анкудинова.

В процессе подготовки рукописи к печати ценные советы и замечания были получены от В.В. Ильинской, Н.В. Лопатина, Е.А. Рогозиной, М.Л. Сазонова, Е.П. Свистунова, В.А. Чахмахчева и В.К. Шиманского.

Авторы сердечно благодарят всех названных товарищей.

ГЛАВА 1

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОЦЕНКИ

В данной главе излагаются аналитические методы, применяемые классификации и методические подходы к интерпретации данных, которые использовались при изучении и анализе материалов по составу, характеру распределения седикахитов и условиям нефтегазообразования в осадочных бассейнах рассматриваемого региона.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

При исследовании седикахитов (СК), а также нефтей и газов применялся комплекс разнообразных методов. Их набор и последовательность аналитических операций отражены на рис. 1. Можно выделить две группы использовавшихся методов: а) классические, или традиционные, и б) углубленные и новые, не получившие еще широкого распространения в СССР, и в том числе разработанные или модернизированные в лаборатории геологии нефти и газа. Соответственно неоднородна и полнота последующего их описания.

КЛАССИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для общей химико-битуминологической характеристики объектов применялся комплекс классических методов изучения состава СК, которые описаны в ряде известных руководств и пособий [100, 109, 111, 131, 132, 134, 140, 152]. Поэтому в настоящей работе достаточно лишь перечислить эти методы, указать типы приборов, вспомогательного оборудования и режимы проведения анализов. Общий набор этих методов включает:

установление формы нахождения СК в породах и их взаимоотношений с минеральными компонентами с помощью изучения шлифов и аншлифов под люминесцентным микроскопом и бинокуляром;

определение содержания в породе органического (некарбонатного) углерода ($C_{нк}$) методом сжигания предварительно декарбонатизированной 10%-ной соляной кислотой породы в анализаторах углерода ГОУ-1 или АН-7529;

выделение хлороформенного битумоида (ХБ) производилось из раздробленных до 0,25 мм пород в аппарате Сокслета в течение 48 ч. Выделенный ХБ освобождался от элементарной серы путем отряхивания раствора с ртутью или активированной медью и доводился до постоянного веса (с точностью $\pm 0,1$ мг) в термостате при температуре 70°C ;

выделение спиртобензольного битумоида (ДСББ) производилось из проэкстрагированной хлороформом и затем декарбонатизированной 10%-ной соляной кислотой породы в аппарате Сокслета смесью этанола и бензола (1:1) в течение 48 ч. Полученный битумоид освобождался от элементарной серы и доводился до постоянного веса так же, как и ХБ;

элементный состав ХБ, ДСББ и битумов осуществлялся методом сжигания пробы в токе кислорода на микроаналитической установке с весовым окончанием или на приборе "СНН—Analyzer" (Ково, СССР). В первом случае определялись углерод и водород, во втором — азот, углерод и водород. Остальные элементы определялись по разности;

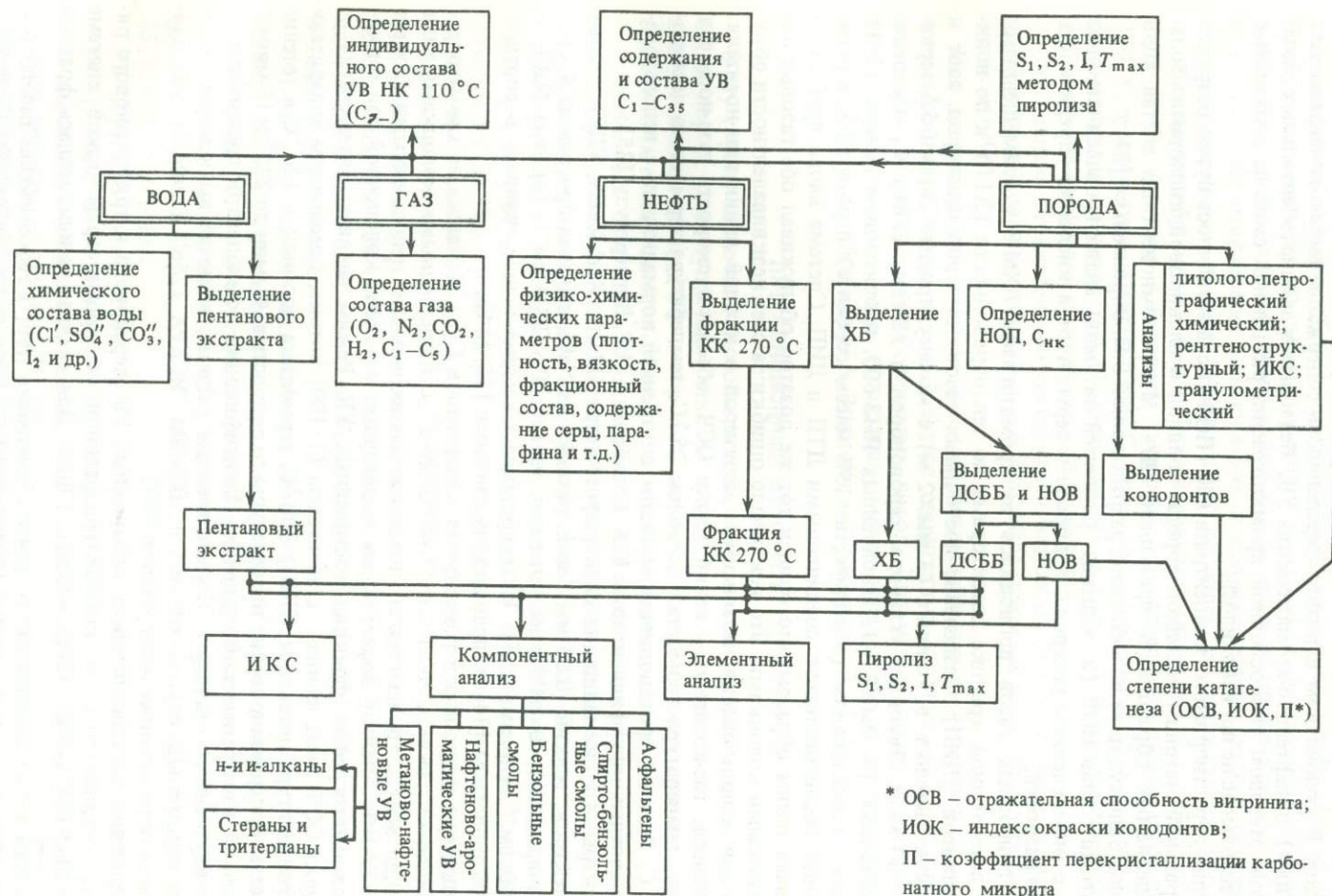


Рис. 1. Схема аналитических операций изучения состава пород, СК, нефтей, газов и вод, применяемая в лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ ДВО АН СССР

компонентный (групповой) анализ битумоидов, битумов, фракций нефтей C_{15+} ¹ проводился методами нисходящей колоночной хроматографии на силикагеле и окиси алюминия для препаративной тонкослойной хроматографии на силикагеле в закрепленном слое. В колоночном варианте определялось содержание метаново-нафтеновых (насыщенных) и нафтеново-ароматических УВ, бензолных и спиртобензолных смол, асфальтенов. Методом тонкослойной хроматографии разделения смол на бензолные и спиртобензолные не производилось;

выделение нерастворимого концентрата СК (НОВ) осуществлялось путем разрушения минеральной матрицы исходной породы соляной и плавиковой кислотами. Зольность выделяемых образцов не превышала 20%. Микрокомпонентный состав НОВ изучался под бинокуляром по методике, разработанной В.Н. Воропаевым [27];

элементный состав НОВ (и зольных разностей битумов) анализировался методом сжигания с определением углерода, водорода и серы. Азот и кислород определялись в сумме по разности;

анализ природных газов проводился на хроматографе ЛХМ-8 с совмещенными на одной детекторной крышке детекторами по теплопроводности (ДТП) и по ионизации в пламени (ДИП). Разделение постоянных газов (водород, кислород, азот и метан) осуществлялось в колонке (3 мм×2 м) с молекулярными ситами 5 Å зернением 80–100 меш. Двоокись углерода, сероводород и УВ-газы (УВГ) C_1-C_5 делились в колонках (3 мм×3 м), заполненных ИНЗ-600, пропитанным смесью (1:1) тетрадекана с гексадеканом (в количестве 15% массы сорбента) и рогагаркQ, и регистрировались последовательно соединенными ДТП и ДИП. Система ввода проб была организована таким образом, что один и тот же дозатор обслуживал обе газовые линии с различными колонками. Это исключало ошибки за счет неэквивалентности объемов доз при использовании независимых дозаторов в каждой линии газа-носителя. Режим анализа: газ-носитель – гелий марки ОСЧ, объемная скорость газа-носителя 40 мл/мин, температура термостата колонок 25 °С, температура термостата детекторов 100 °С. Расчеты производились методом внутренней нормализации с использованием поправочных коэффициентов по К.А. Гольберту и М.С. Вигдергаузу [35];

ИК-спектры ХБ снимались на спектрофотометре UR-20 (Carl Zeiss, ГДР). Режим снятия спектров: тонкий (0,03 мм) слой, окошки из NaCl, шелловая программа 4, скорость сканирования 10 см⁻¹/мин, диапазон частот 700–2000 см⁻¹ (призма NaCl) и 2700–4000 см⁻¹ (призма LiF). Интерпретация спектров осуществлялась в соответствии с руководством [34] и справочными данными [15, 114];

распределение n-алканов и регулярных изопренанов C_{15+} изучалось на хроматографах "CHROM-41" (Kovo, ЧССР) и "БИОХРОМ-1" с капиллярными колонками типа WCOT (0,25 мм×25 м) из стекла, покрытых силиконовыми неподвижными фазами OV-17 и OV-101. Анализировались выделенные методами колоночной или тонкослойной хроматографии фракции насыщенных УВ. Режим анализа: газ-носитель – гелий марки ОСЧ, ввод пробы – с делителем (1:100) потока, температура испарителя 320 °С, температура детектора (ДИП) 300 °С, термостата колонок – 120 °С в течение 3 мин, затем программирование температуры со скоростью 4°/мин до 275° и 15-минутной конечной изотермической ступенью. Идентификация компонентов производилась методом внутреннего стандарта. Количественные расчеты, включая вычисление геохимических параметров, осуществлялись на ПЭКВМ "ИСКРА 1256" и опирались на площади пиков, определенные интегратором И-02;

распределение полициклических насыщенных УВ стеранового и тритерпанового рядов C_{27+} определялось на компьютеризированной газохроматографической системе "SIGMA-2B–SIGMA-10B" (Perkin-Elmer, США). Для анализа использовалась фракция

¹ После выхода в свет исследования Н. Бэйли с соавторами [160] в геохимических работах как признание перехода на молекулярный уровень получило широкое распространение обозначение температурных фракций не по интервалу температур кипения, а по числу атомов углерода в алканах, имеющих температуру кипения, соответствующую началу и концу изучаемой фракции. Для обозначения фракций, ограниченных только с одной стороны, например НК 125 °С или КК 270 °С, используются индексы "–" и "+" соответственно (для приведенного примера C_{8-} и C_{15+}).

насыщенных УВ. Удаление содержащихся в ней n-алканов производилось с помощью молекулярных сит Linde-5A, помещенных непосредственно в стеклянный вкладыш испарителя. Разделение компонентов пробы происходило в капиллярной колонке из плавленого кварца (Fused silica), импрегнированной метилсиликоном OV-101. Прибор калибровался по смеси стеранов и тритерпанов, выделенных из нефти месторождения Бурун, любезно предоставленной в наше распоряжение О.А. Арефьевым (ИГиРГИ). Идентификация компонентов и количественные расчеты осуществлялись станцией обработки данных "SIGMA-10B" по индексам удерживания, рассчитанным из анализа калибровочной смеси. Режим анализа: газ-носитель — гелий марки ОСЧ, ввод пробы (раствор в бензоле) — прямой безделительный, температура испарителя 320 °С, температура детектора 300 °С, термостата колонок 35 °С в течение 2 мин, программирование со скоростью 15 °/мин до 160 ° и затем до 285 °С со скоростью 3 °/мин и 20-минутной конечной изотермической ступенью;

определения отражательной способности витринита (ОСВ) углей и углистых включений производилось в аншлифах и в аншлифах-брикетах на модернизированной установке ПООС-1.

При исследованиях катагенетической зональности использовались и другие показатели преобразованности пород. В случае терригенных и глинистых толщ определялась плотность абсолютно сухих глинистых пород. Для установления степени преобразованности карбонатных толщ использован метод определения индексов окраски конодонтов (ИОК), предложенный А. Эпштейн и Л. Харрис [173, 174].

НЕТРАДИЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В эту группу включены способы экспрессной оценки нефтематеринского потенциала СК и пород, одноступенчатые методы выделения, количественного и качественного анализа низкокипящих УВ в породах, нефтях и газах, а также приемы определения степени катагенетической преобразованности карбонатных пород.

Современный этап органогеохимических исследований характеризуется интенсивным внедрением экспрессных методов оценки УВ-потенциала СК по данным его пиролиза. Использование данных по термодеструкции СК в целях оценки его нефтегазоматеринского потенциала впервые было предложено В.Ф. Линецким [106], который показал, что этот потенциал может рассчитываться по выходу летучих продуктов полукоксования. В 70-х годах за рубежом развернулись исследовательские работы, нацеленные на создание технических средств, способных быстро, с высокой чувствительностью и точностью определить количество и состав продуктов термодеструкции СК [160, 164, 184 и др.]. Эти средства, получившие название Rock Evolution Technique, завершились разработкой [178–180] и созданием фирмой Delsi Instrument (Франция) нескольких модификаций прибора Rock-Eval для оценки нефтегазоматеринского потенциала СК и пород.

Суть метода вкратце заключается в следующем. Навеска породы (50–100 мг) или НОВ (3–10 мг) нагревается со скоростью 25 или 50 °С/мин в атмосфере гелия до температуры 600 °С. В результате анализа количественно определяются:

свободные УВ в форме газа (S_0), выделяющиеся из породы до 90 °С и представленные УВ C_1 – C_7 , и нефти (S_1') — температура 90–300 °С, УВ C_8 – C_{30} или их сумма (S_1), кг УВ/т породы;

УВ (S_2) и двуокись углерода (S_3), образующиеся при термодеструкции СК; температура максимума деструкции СК (T_{max}).

В последних модификациях прибора Rock-Eval II и III в силу ряда причин [175] определение пирогенной двуокиси углерода не производится, но установлен блок определения содержания общего органического углерода ($C_{нк}$).

По величине УВ-потенциала (S_2) породы подразделяются на бедные (< 2 кг УВ/т породы), посредственные (от 2 до 5 кг УВ/т породы) и хорошие (> 5 кг УВ/т породы). Значения T_{max} отражают степень катагенетической преобразованности и тип СК.

Помимо указанных первичных параметров пиролитического анализа пород, рассчитываются также производные (генетические) показатели:

водородный индекс (HI — Hydrogen Index), отвечающий количеству пирогенных УВ, отнесенных к $C_{нк}$ ($HI = \frac{S_2 \text{ (в г УВ/г породы)}}{10C_{нк} \text{ (в \%)}}$) (в мг УВ/г $C_{нк}$). Значения водородного индекса до 300 мг УВ/г $C_{нк}$ отвечают СК III типа; 300–600 — II; более 600 — I типа;

индекс продукции (PI), равный отношению $\frac{S_1}{S_1 + S_2} \cdot 100$ (в %). В незрелых породах его значения, как правило, не выходят за рамки 5–10%, в зоне главной фазы нефтегазообразования (ГФН) достигают значений 30–40% и в дальнейшем обычно не изменяются. Значения индекса продукции могут также рассчитываться раздельно для газовых ($GPI = \frac{S_0}{S_0 + S'_1 + S_2} \cdot 100\%$) и нефтяных ($OPI = \frac{S'_1}{S_0 + S'_1 + S_2} \cdot 100\%$) УВ. Величина PI крайне чувствительна к присутствию в породах аллохтонных УВ.

Проведенными исследованиями установлено, что значения водородного и кислородного индексов НОВ хорошо коррелируются с содержанием в элементном составе последнего водорода и кислорода. Эта корреляция сохраняется и в случае пород, обогащенных (> 5–10%) органическим материалом. По мере накопления данных по пиролизу пород с меньшим содержанием СК было установлено отличие результатов от аналогичных данных, полученных при анализе выделенного из тех же пород НОВ [74, 171, 176, 177, 179, 182, 186, 194, 205]. В этой связи рационально, на наш взгляд, различать показатели пиролиза керогена ($S_1^{НОВ}$, $S_2^{НОВ}$, $S_3^{НОВ}$, $HI^{НОВ}$ и др.) и пород (S_1^n , S_2^n , S_3^n , HI^n и др.).

В настоящих исследованиях рассматриваемая методика использовалась в двух вариантах. Первый полностью соответствовал модификации Rock-Eval I (определение $S_1^{НОВ}$, $S_2^{НОВ}$, $S_3^{НОВ}$) и был реализован на базе хроматографа "ЦВЕТ-4". Особенности конструкции установки позволяли получать на ней только характеристики НОВ.

Второй вариант был предназначен для экспресс-анализа пород и был собран на базе хроматографа ЛХМ-8 с ДИП. В результате извлекалась информация о содержании в породе свободных и сорбированных УВ, о водородном индексе (HI^n), об индексе продуктивности и T_{max} . Кислородный индекс не определялся. Определение площади пиков в обоих вариантах производилось интегратором И-02, работавшим в ручном режиме.

На современном этапе развития аналитических приемов органической геохимии особую роль приобретают методы одноступенчатого выделения и анализа летучих УВ, основанные на применении фазовых равновесий вне хроматографической колонки. Газохроматографическое окончание обеспечивает высокую чувствительность анализов и детальность извлекаемой информации о составе УВ.

К настоящему времени отчетливо наметились две тенденции в разработке и развитии методов рассматриваемого вида [83]. В основе первой лежат технические приемы и методический аппарат статического парофазного (Head Space) анализа. Они предусматривают нагрев образца породы [165, 212] или нефти [187] в замкнутом объеме, отбор некоторой части выделившихся и перешедших в газовую фазу летучих компонентов и их анализ на хроматографе. Далее путем пересчетов, опирающихся на коэффициенты распределения индивидуальных компонентов между газовой и жидкой фазами при заданных условиях (температуре, давлении), определяется содержание этих компонентов в исходной породе или жидкости. Ряд зарубежных приборостроительных фирм разработали и начали серийное производство автоматических приставок к газовым хроматографам для проведения статического парофазного анализа, например HS 250 (Karlo Erba, Италия), HS 6 (Perkin-Elmer, США), HP 7675A (Hewlett Packard, США) и др.

Вторым направлением, наиболее активно разрабатываемым во Французском инсти-

туте нефти, является создание и отработка методик исчерпывающей газовой экстракции (Thermal distillation). Суть этого (динамического) направления сводится также к нагреву образцов в токе инертного газа, к улавливанию всех выделившихся подвижных компонентов и их последующему анализу на газовом хроматографе. Количественная оценка содержания УВ-компонентов в породе здесь прямая. Конструктивно приспособления для газовой экстракции (термической дистилляции) также оформляются в виде приставок к хроматографу. В качестве примеров методик данной группы можно привести определение в породах УВ C_2-C_8 [203], C_5-C_{12} [190], C_2-C_{15} [181] и C_1-C_{35} [202].

Динамическое направление в развитии методической базы органической геохимии по сравнению со статическим обладает, на наш взгляд, двумя ценными преимуществами. Во-первых, уменьшается необходимое количество (навеска) исходного материала, так как анализу подвергаются все выделенные компоненты, а не равновесный пар, и, во-вторых, появляется возможность прямого, а не косвенного количественного определения выделившихся в процессе эксперимента соединений. Кроме того, за счет отсутствия ряда промежуточных операций (создание точно установленного свободного объема в сосуде, где происходит нагрев пробы, отбор определенной дозы паровой фазы и ее ввод в обогащительное устройство хроматографа), требующих иногда сложного технического обеспечения, повышается точность анализа.

Анализ УВ C_1-C_{35} , содержащихся в породах, производился в соответствии с методикой Сан-Поля с соавторами [202]. Навеска образца породы (100–300 мг) вводилась в обогреваемую до 250°C зону кварцевой трубки, через которую протекал гелий. Выделившиеся УВ захватывались гелием и вносились в охлаждаемую жидким азотом ловушку, где происходило количественное улавливание УВ-компонентов. После 15-минутного прогрева проба выводилась из нагретой зоны, а УВ, скопившиеся в ловушке, вводились в хроматографическую колонку (3 мм \times 2 м), заполненную Хезасорбом N-AW-DMCS с 3% SE-30. После ввода УВ в колонку ее температура повышалась со скоростью $6^\circ/\text{мин}$ до 240°C . Регистрация разделенных УВ-компонентов осуществлялась ДИП.

Необходимо отметить, что определение всего ряда УВ C_1-C_{35} по описанной методике возможно только в случае, если анализу подвергаются угли, породы, обогащенные СК (не менее 5–10%), или породы, зараженные нефтью. При анализе данным методом пород, содержащих СК в околосларковых концентрациях, вследствие удерживания минеральной матрицей породы высокомолекулярных УВ [179, 182] могут быть оценены содержание и состав только УВ $C_{15}...$

Поскольку в наших исследованиях изучались породы с содержанием СК, не превышающим 3%, то в результате анализа образцов по данной методике получалась следующая информация: 1 – содержание в породе УВ-фракций C_1-C_5 , C_6-C_{10} , $C_{11}-C_{15}$ и их суммы ($C_{15}...$) и 2 – диагностика аллохтонных разностей.

Анализ распределения алканов C_1-C_{35} в нефтях осуществлялся методом капиллярной хроматографии на хроматографе "Биохром-1". Разделение компонентов производилось в стеклянном капилляре (0,25 мм \times 50 м), покрытом метилсиликоном OV-101, и регистрировалось микродетектором по ионизации в пламени. Анализу подвергалась сырая нефракционированная нефть. Для удерживания механических примесей и смолисто-асфальтовых компонентов стеклянный вкладыш испарителя (до делителя потока) заполнялся отмытым кислотой инертном. Режим анализа: газ-носитель – гелий марки ОСЧ, температура испарителя 320°C , температура детектора 300°C , температура термостага колонок 25° в течение 4 мин, затем программирование со скоростью $4^\circ/\text{мин}$ до 285°C с 15-минутной конечной изотермической ступенью.

Определение индивидуального состава УВ C_8^2 пород опиралось на исчерпывающую газовую экстракцию УВ и их последующий анализ методом капиллярной хромато-

² Описываемая методика без каких-либо изменений позволяет выделять из пород и анализировать УВ $C_{10}...$

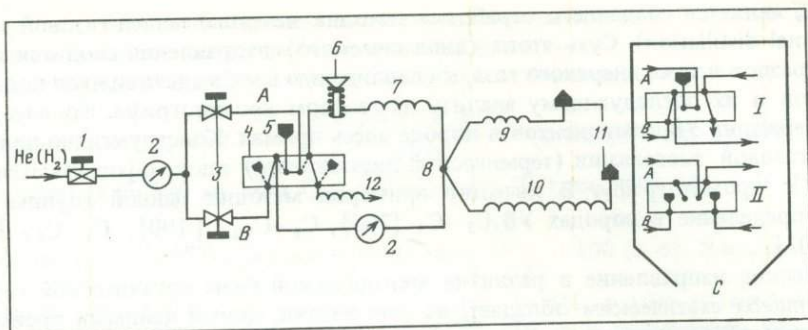


Рис. 2. Схема газовых коммуникаций в хроматографе, использовавшаяся при анализе индивидуального состава низкокипящих УВ в нефракционированных нефтях

1 — редуктор; 2 — манометры; 3 — игольчатые вентили; 4 — газовый кран-дозатор; 5 — заглушка; 6 — испаритель; 7 — форколонка; 8 — четырехканальный делитель потока; 9 — делительный капилляр; 10 — аналитическая колонка; 11 — пламенно-ионизационные детекторы; 12 — демпферный капилляр. На вставке С приведены схемы коммуникаций внутри газового крана-дозатора в режиме ввода пробы (II) и обратной отдувки (I); остальные условные обозначения см. в тексте

графии. Принципиальная газовая схема установки и последовательность основных операций выделения и анализа УВ из пород описаны в работе Р. Шейфера с соавторами [203]. Анализ реализован на базе хроматографа "Биохром-1" с микродетектором по ионизации в пламени. Масса навески породы с околосларковым (приблизительно 1%) содержанием $C_{НК}$ составляла 1–3 г. Выделение низкокипящих УВ из породы производилось нагреванием образца до $100^{\circ}C$ в токе гелия. Выделившиеся УВ улавливались в капиллярной ловушке, охлаждаемой жидким азотом, а последующее их разделение происходило в капиллярной колонке (0,32 мм X 35 м), импрегнированной скваланом. Идентификация компонентов проводилась по методике Э.К. Брянской с соавторами [16]. Обсчет площадей пиков осуществлялся интегратором "Hewlett Packard 3380A", а количественный расчет индивидуального состава фракций — с помощью микроЭВМ "Искра-1256".

Определение индивидуального состава УВ C_{8-3} в нефракционированных нефтях производилось на хроматографе "CHROM-5" на капилляре из нержавеющей стали (0,25 мм X 50 м), импрегнированном скваланом. Система ввода пробы основана на принципе обратной отдувки не подлежащей анализу высококипящей фракции.

В нашей стране для целей нефтяной геохимии методика анализа низкокипящих УВ нефтей, опирающаяся на принцип отдувки высококипящих компонентов, впервые была разработана на ВНИГНИ М.Х. Лунским [107]. Здесь приводится более простая в техническом отношении и обладающая рядом преимуществ методика анализа аналогичного назначения, разработанная в лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ. Принципиальная схема газовых коммуникаций хроматографа представлена на рис. 2. Поток газа-носителя (гелий) от общего источника разветвляется на две линии — А и В, скорости гелия в которых регулируются игольчатыми вентилями (3). При вводе пробы (положение крана II на вставке С) газ-носитель по линии А вносит ее в форколонку (3 мм X 1 м), заполненную Хезасорбом N-AW-DMCS с 3% силиконового эластомера SE-30. На выходе из форколонки (7) происходит деление пробы в соответствии с пневмосопротивлениями аналитической колонки (10) и делительного капилляра (9). Основная часть пробы (приблизительно 99%) практически без задержки поступает в ДИП и регистрируется в виде хроматограммы, по которой производится отсечка не подлежащей анализу высококипящей фракции. Последнее достигается переводом крана в положение I (см. рис. 2, вставка С). В этот момент линия А запирается и газ-носитель поступает непосредственно на делитель (8) по линии В. Не успевшие выйти из форколонки (7) (и соответственно войти в аналитическую колонку)

³ По описанной методике также может определяться состав УВ C_{10-} .

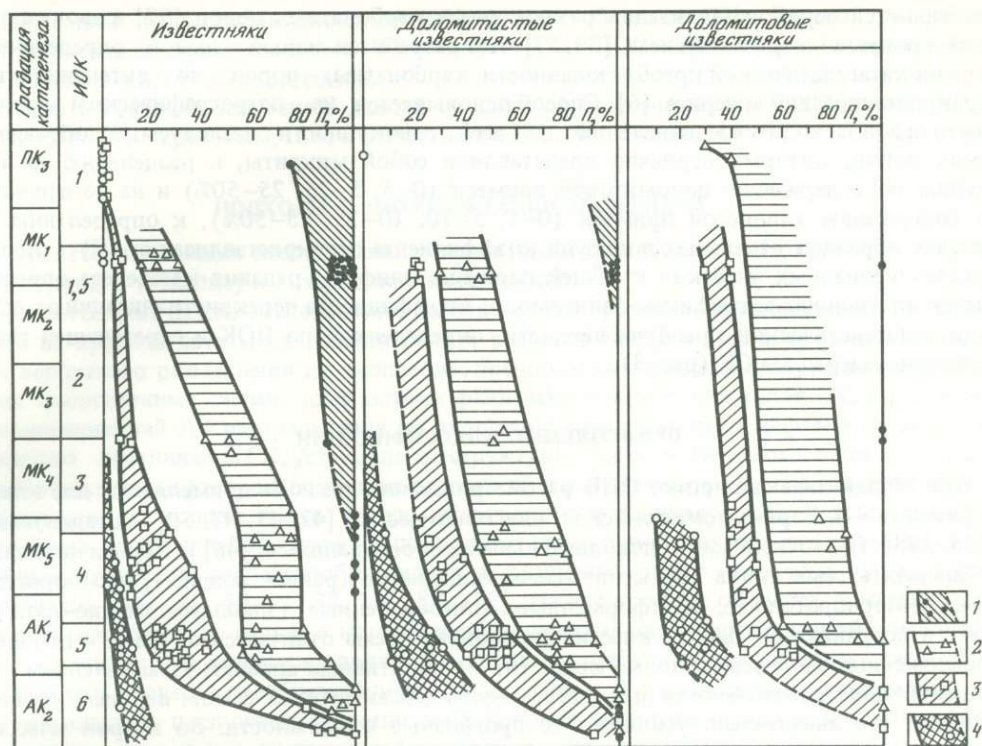


Рис. 3. Зависимость коэффициента перекристаллизации карбонатного микрокрита (Π) от степени катагенетической преобразованности отложений

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — сильно глинистые известняки; 4 — мергели

высококипящие УВ выносятся в атмосферу. Введенные в капиллярную колонку УВ делятся и регистрируются вторым ДИП.

Идентификация индивидуальных УВ C_8 — производилась по методике Э.К. Брянской и др. [16], а расчет площадей пиков и индексов удерживания элюируемых из колонки соединений — с помощью интегратора "Hewlett Packard 3380A".

По сравнению с обычно используемой методикой, где анализу подвергается предварительно выделенная путем перегонки бензиновая фракция нефти, описанная методика обладает двумя преимуществами. Во-первых, это повышение точности и достоверности результатов. Форколону (7) можно рассматривать как ректификационную колонку, имеющую по сравнению с обычно используемыми в лабораториях дефлегматорами и ректификационными колонками не менее чем на 1–2 порядка более высокую эффективность (более 2000 теор. тарелок). Это обеспечивает вполне удовлетворительное отделение подлежащей анализу фракции УВ, тогда как бензиновая фракция, полученная путем перегонки, с одной стороны, всегда содержит более высококипящие УВ, а с другой — в ней не полностью представлены УВ, отвечающие верхней границе кипения данной фракции. Во-вторых, к преимуществам следует отнести весь комплекс экономии материальных ресурсов, затрачиваемых на предварительное выделение бензинов и стерилизацию хроматографической колонки после их анализа (удаление высококипящих компонентов).

Определение степени катагенетической преобразованности карбонатных пород. Столкнувшись с трудностью изучения катагенетической зональности в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях, в которых очень редко присутствуют гомогенные включения витринита, авторы встали перед необходимостью разработки новых экспрессных методов определения степени катагенеза этих образований. На основе изучения

особенностей перекристаллизации разных типов карбонатных пород [37] и эволюции этого процесса в ходе катагенеза [39, 57] был разработан новый способ определения степени катагенетической преобразованности карбонатных пород по интенсивности перекристаллизации микрита [6]. Способ основывается на петрографическом изучении шлифов и сводится к выделению из всей совокупности исследуемых образцов таких пород, которые первично представляли собой микриты, к разделению их на группы по содержанию доломитовой примеси (0–5, 5–25, 25–50%) и на подгруппы по содержанию глинистой примеси (0–5, 5–10, 10–25, 25–50%), к определению в шлифах образцов отдельных подгрупп коэффициента перекристаллизации (П) — перекристаллизованных участков к общей площади шлифа. Градация катагенеза определяется по эталонным графикам зависимости коэффициента перекристаллизации от степени катагенетической преобразованности, определенной по ИОК и отражающей способности мацераллов СК (рис. 3).

ПРИМЕНЯЕМЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ

При общей характеристике ОПБ рассматриваемого региона применяются две классификации — историко-тектоническая, или генетическая [42, 45–47, 50], и стадийная [135, 198] (с уточнениями и дополнительными обоснованиями [46]). Первая позволяет выделять семь типов объектов: геосинклинальные (ранне-, средне-, поздне-), протоорогенные, дейтероорогенные, платформенные, триорогенные (эпиплатформенно-орогенные) и пограничные. Данная классификационная схема отличается от ранее и позднее предложенных моделей, использующих тот же понятийный аппарат, установлением отношений последовательности и родства между объектами на самом верхнем уровне деления, что значительно усиливает ее прогнозные возможности. Во второй классификационной модели (стадийной) обособляются зародышевые (юные), зрелые и редуцированные (отмершие) стадийные типы ОПБ.

При литологической характеристике пород используются известные классификации С.Г. Вишнякова, Л.Б. Рухина, В.Б. Татарского, И.В. Хворовой, В.Д. Шутова, а также ряд понятий и терминов других авторов.

При характеристике СК в зависимости от целей используются различные классификации⁴. Первая, давно существующая (предложенная Г. Потонье в 1908–1920 гг.) и широко распространенная, применяется для качественной оценки фациально-генетических типов СК (сапропелевый, гумусовый, смешанные разности) и опирается на связь состава СК с определенным фациальным типом отложений или (в настоящее время) на особенности состава и структуры жидких компонентов СК — хлороформенных битумоидов, выделенных из пород низких степеней катагенетической преобразованности. В некоторых случаях для того, чтобы подчеркнуть своеобразие химического состава СК в контрастных типах (сапропелевый, гумусовый), используются термины, предложенные Н.Б. Вассоевичем, — соответственно алиновое и арконовое (также алиновое или арконовая составляющая СК). Данные термины употребляются, как правило, в контексте дополнительной информации, характеризующей химико-вещественный состав СК и дающей представление о его структуре.

Для наиболее полно изученных объектов используется классификация, разработанная во Французском нефтяном институте [170], которая дифференцирует СК на три типа, используя данные элементного состава и/или пиролиза НОВ [176, 178]. К I типу относятся СК со значениями атомного отношения Н/С (Н/С ат) НОВ более 1,4 и $HI^{НОВ} > 600$ мг УВ/г С. В микрокомпонентном составе СК I типа преобладает альгивый (альгитовый) материал. СК II типа связаны, как правило, с морскими отложениями и характеризуются значениями Н/С ат от 1,2 до 1,4 и $HI^{НОВ}$ от 300 до 600 мг УВ/г С,

⁴ Поскольку конечной целью изучения СК в данном случае является оценка их нефтегазоматеринского потенциала и условий его реализации, а также ввиду отсутствия возможностей для широкого изучения мацерального и химического состава концентратов НОВ, авторы в большинстве случаев оперировали самыми общими классификационными понятиями.

Наименьшим нефтегазоматеринским потенциалом обладают СК III типа, имеющие континентальное происхождение. Величины N/C ат НОВ и HI^{HOB} здесь не превышают 1,2 и 300 мг УВ/г С соответственно.

Стадии и градации катагенеза даются по широко применяемой в СССР шкале, предложенной С.Г. Неручевым, Н.Б. Вассоевичем и Н.В. Лопатыным [119].

ПОДХОДЫ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛА

В процессе настоящих исследований разработано и реализовано несколько методических подходов к анализу и интерпретации материала.

Органогеохимические исследования регионального уровня, направленные в конечном счете на прогноз начальных потенциальных ресурсов нефти и газа и на оконтуривание зон вероятного размещения их скоплений, предполагают, как известно, решение целого ряда традиционных задач: диагностика фациально-генетических типов СК, выявление закономерностей его распределения по площади и разрезу, оценка нефте- и газогенерационного потенциалов СК, установление структуры катагенетического поля бассейна, идентификация нефтепроизводивших отложений и выделение зон (условий), в которых происходит реализация нефте- и газоматеринского потенциалов СК. В аспекте перечисленных задач в лаборатории были осуществлены теоретические исследования специфики процессов нефтегазообразования в различных типах осадочных пород и их ассоциаций [41, 49, 59, 61, 72, 76, 188, 189]. На конкретных объектах показано, что минеральная среда, ее состав и количественные соотношения с органической компонентой оказывают существенное влияние на состав продуктов, направленность, масштабы и динамику процесса преобразования СК в катагенезе. Установленные зависимости и закономерности послужили теоретической основой развития нового породно-геоформационного подхода к анализу нафтидогенеза. Этот подход реализован в нескольких методических разработках.

Развитию методов материального баланса процессов катагенетического преобразования СК и оценке масштабов газообразования посвящены многочисленные работы [30, 79, 93, 128, 146, 155, 157, 191, 192 и др.]. Наиболее корректный и теоретически обоснованный способ предложен В.А. Успенским [146]. В дальнейшем он детализирован и уточнен А.Э. Конторовичем и Е.А. Рогозиной [95], показавшими, что изменение элементного состава СК является функцией количества и состава генерируемых продуктов.

Наглядно изменение элементного состава СК в катагенезе и образование продуктов соответствующего состава могут быть представлены с использованием диаграммы, каждая точка которой однозначно отвечает элементному составу СК. Впервые подобные построения были проведены Б. Дюраном с соавторами [172], показавшими, что на диаграмме Ван-Кревелена [208] генерации $(CH_2)_n$, CO_2 или H_2O отвечают вполне определенные направления векторов изменения элементного состава (путей эволюции) материнского субстрата. Позднее И.Е. Лейфман и Н.Б. Вассоевич установили,

что на диаграмме с координатами $F_1 = \frac{H-2(O+N+S)}{C}$ ат, $F_0 = \frac{H}{C}$ ат протеканию

реакций декарбосилирования, дегидратации и отщепления метана также соответствуют строго детерминированные направления векторов изменения элементного состава СК. Естественно, приведенные данные могут быть интерпретированы и обратным образом: каждому направлению вектора эволюции элементного состава СК на диаграмме отвечает вполне определенный состав элиминируемых продуктов. Исходя из этой посылки, оказалось возможным разработать графический способ оценки состава и количества продуктов катагенетического преобразования СК с использованием диаграммы Лейфмана-Вассоевича [155, 157].

Вкратце суть метода заключается в следующем. Установлено, что при изменении элементного состава СК, которое представлено на диаграмме некоторым прямолиней-

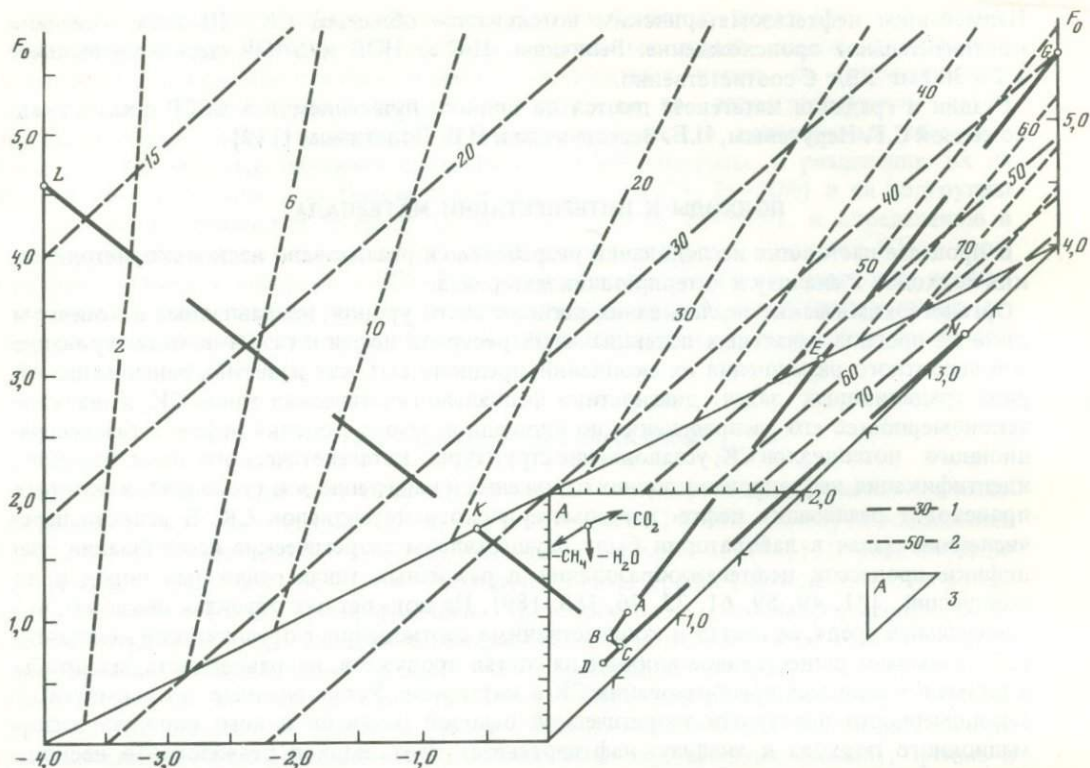


Рис. 4. Рабочее поле диаграммы для оценки состава летучих продуктов катагенетического преобразования СК

Изолинии содержания, вес. %: 1 — углерода, 2 — метана; 3 — фрагмент диаграммы Лейфмана—Вассоевича [105] для диагностики типов каустобиолитов и оценки нефтегазоматеринского потенциала СК; A—B—C—D — рассматриваемый путь катагенетической эволюции НОВ; остальные условные обозначения см. в тексте

ным вектором, элементный состав продуктов может иметь множество значений, лежащих только на противоположно направленном (противодействующем) векторе — векторе продукта (ВП).

Поле диаграммы, в котором соотношение углерода, водорода и гетероэлементов (ГЭ) подчиняется законам стехиометрии, ограничено значениями координат: $-4 \leq F_1 \leq +4$; $F_0 \geq 0$ и $F_0 \geq F_1$ (рис. 4). Все вещества, элементный состав которых находится внутри этого поля, могут быть представлены в виде соединений. Вещества, состав которых оказывается за пределами рабочего поля диаграммы, представляют собой смесь соединений и простых веществ (элементов). Точка пересечения ВП с границей диаграммного поля отвечает предельно допустимому составу продуктов, когда они представлены соединениями. На примере, помещенном на рис. 4, показано, что при эволюции СК по пути АВ продукты преобразования последнего могут иметь элементный состав, лежащий на противоположно направленном векторе АГ.

Количество образующихся продуктов снижается по мере удаления их состава вдоль ВП от исходного состава СК. Состав продукта, отвечающий точке пересечения ВП с границей рабочего поля (G для этапа АВ, L для ВС и N для CD), характеризует минимально возможное количество продуктов, образующихся на данном этапе. В большинстве случаев это количество совпадает с минимальными масштабами деструкции, определяемыми по методу В.А. Успенского [146]. Несовпадение оценок имеет место только тогда, когда система уравнений В.А. Успенского не балансируется (например, для этапа CD), т.е. решения, даваемые диаграммой, являются более точными.

Средний состав продуктов, лежащий на середине отрезка ВП, отвечает наиболее ве-

роятному. Количество продуктов, определенное по их среднему составу, как правило, несколько ниже средней потери массы СК, рассчитанной по В.А. Успенскому.

Количественные расчеты легко осуществляются, если на диаграмму нанести изолинии содержания какого-либо элемента в СК или в продуктах их изменения (на рис. 4 — изолинии содержания углерода). Количество продуктов определяется по формуле

$$M = \frac{C_{\text{исх}} - C_{\text{кон}}}{C_{\text{прод}} - C_{\text{кон}}} \cdot 100\%,$$

где $C_{\text{исх}}$, $C_{\text{кон}}$, и $C_{\text{прод}}$ — содержания углерода в СК в начале и конце этапа и в продуктах (в вес. %). Кроме того, на диаграмму могут быть нанесены и изолинии содержания тех или иных соединений в продуктах изменения СК (на рис. 4 нанесены изолинии содержания метана). В этом случае может сразу оцениваться не только элементный состав продуктов, но и компонентный.

Проведенный с помощью предложенного метода сравнительный анализ характера генерации УВ-газов в отложениях с разнотипными и разноконцентрированными СК [72, 76, 189] позволил установить различия эволюции указанных типов и форм СК и снять известные противоречия во взглядах на место и условия проявления фаз (ы) газообразования при катагенезе СК. Установлено, что в глинистых породах с сильно рассеянными (< 3%) СК генерация УВ-газов носит двухэтапный характер — в зонах ПК₂₋₃—МК₁ и конец МК₂—АК. Повышение содержания СК ведет к снижению генерации УВ-газов в верхней зоне, в результате чего имеет место только одна фаза газообразования, выделявшаяся ранее [121, 130] как главная.

Несмотря на то что со времени разработки и создания первого поколения специализированных приборов для пиролитического изучения СК прошло почти 10 лет, отдельные вопросы методического характера, информативности и границ применимости пиролитических показателей остаются выясненными не до конца. Об этом свидетельствует, в частности, обобщение опыта использования и анализа полученных результатов, выполненное разработчиками [175—177], где поднимаются вопросы о влиянии типа, степени катагенетической измененности, содержания в порядке СК и состава минеральной среды на значения пиролитических показателей.

Определенный опыт использования в течение нескольких лет метода пиролитического изучения СК ряда разрезов осадочных бассейнов Северо-Востока СССР, а также проведенные в незначительном объеме экспериментальные исследования позволяют представить здесь результаты, имеющие непосредственное значение для корректной интерпретации геохимических данных по диагностике генетического типа СК, а точнее, по оценке их УВ-потенциала и характера изменения последнего в катагенезе.

Метод пиролиза в геохимических исследованиях применяется для изучения как пород, так и выделенного из них НОВ. При анализе пород для генетической характеристики СК производится перерасчет исходных пиролитических показателей ($S_1^{\text{П}}$, $S_2^{\text{П}}$ и $S_3^{\text{П}}$) на массу $C_{\text{НК}}$. При пиролизе НОВ аналогичные показатели ($S_1^{\text{НОВ}}$, $S_2^{\text{НОВ}}$ и $S_3^{\text{НОВ}}$) относятся к содержанию в элементном составе НОВ углерода. Имеющиеся литературные [179, 182, 186, 194] и полученные авторами [74] материалы по сравнению одноименных показателей пиролиза НОВ и пород указывают, что эти показатели не адекватны друг другу. Так, водородный индекс породы ($HI^{\text{П}}$), как правило, меньше, а кислородный индекс ($OI^{\text{П}}$) больше, чем водородный и кислородный индексы НОВ ($HI^{\text{НОВ}}$ и $OI^{\text{НОВ}}$ соответственно), причем наблюдаемые различия усиливаются по мере снижения содержания в породе $C_{\text{НК}}$. Разность водородных индексов породы и выделенного из нее НОВ была отнесена первооткрывателями этого эффекта [179—186] на счет минеральной матрицы породы, которая удерживает некоторые образующиеся при пиролизе соединения. Этими же исследователями было установлено, что количество удерживаемых минеральной средой УВ пиролиза зависит от состава минеральной матрицы (ММ) (минералогического и гранулометрического), величины отношения СК/ММ и типа СК. Наибольшей удерживающей способностью обладают глинистые минералы монтмориллонитовой группы, меньшей — силикаты и еще меньшей — карбонаты. С увеличением содержания в породе СК относительное количество окклюдируемых мине-

ральной матрицей УВ снижается. В наименьшей степени удерживаются УВ пиролиза СК I типа ($H/C_{ат} > 1,4$); СК II и III типа дают при пиролизе продукты, удерживаемые в приблизительно одинаковой степени; в наибольшей степени ММ удерживает тяжелые соединения, образующиеся на начальной стадии пиролиза.

Приводимые в настоящей работе данные по изменению величины водородного индекса пород с глубиной по разрезам верхнеэоцен-олигоценых отложений Анадырского бассейна и кайнозойских Северо-Охотского, а также материалы по изменению этого же параметра в верхнемеловых образованиях бассейна Дуала [179] указывают на "нелогичное" поведение величины водородного индекса (рис. 5). Исходя из общих соображений о том, что выход УВ пиролиза отражает способность СК генерировать то или иное количество УВ (УВ-потенциал), следовало бы ожидать снижения его значений с глубиной по мере расходования нефтегазогенерационных возможностей СК.

Однако такое поведение характерно только для значений водородного индекса, полученного в результате пиролиза выделенного из породы НОВ — $HI^{НОВ}$ или пород с содержанием $C_{нк}$ более 5–10% [176]. Значения же водородного индекса, полученные в результате пиролиза обедненной СК породы и затем пересчитанные на $C_{нк}$, с глубиной возрастают приблизительно до уровня конца МК₁ — начала МК₂ и лишь в более жестких условиях начинают снижаться.

Для объяснения несоответствия в поведении водородных индексов пород и выделенных из них НОВ с глубиной было высказано предположение [74, 158] об изменении свойств минеральной среды и характера органико-минеральных связей с глубиной. На рис. 5 представлены кривые индекса удерживания ММ ($I^{уд}$), равного отношению

$$I^{уд} = \frac{HI^{НОВ} - HI^{п}}{HI^{НОВ}} \cdot 100\%, \text{ для Анадырского бассейна и бассейна Дуала. Величина}$$

$I^{уд}$ выступает мерой активности данной породы по отношению к СК. Она резко снижается с глубиной до начала градации МК₂ и в дальнейшем с увеличением погружения практически не изменяется. Наблюдаемое поведение величины индекса удерживания может объясняться как изменением свойств собственно ММ, так и изменением свойств СК. Для оценки изменений с глубиной свойств самой ММ был проведен эксперимент по пиролизу искусственных смесей палеогеновых глинистых пород Анадырского бассейна с углями двух генетических типов — оленекским богхедом (тип I) и клареновым (тип III) углем марки Д Аркагалинского месторождения (коллекция В.Н. Воропаева). Содержание добываемого угля в смесях составляло во всех случаях 3%.

Результаты этого эксперимента сведены на рис. 6 и могут быть суммированы следующим образом. Во-первых, подтверждаются ранее сделанные выводы [179] о том, что в меньшей степени удерживаются УВ, образующиеся при пиролизе СК I типа. Во-вторых, четко проявляется эффект изменения удерживающей способности ММ с глубиной. Величина индекса удерживания смесей претерпевает наибольшее уменьшение до мезокатагенеза, но в отличие от индекса удерживания сингенетичных СК породы (см. рис. 5) в позднем мезокатагенезе как будто намечается тенденция некоторого возрастания $I^{уд}$. Различия в абсолютных значениях $I^{уд}$ СК и $I^{уд}$ искусственных органико-минеральных смесей, скорее всего, связаны с большим содержанием угля в смеси (3%), чем СК в породе (около 1%).

Таким образом, эффект изменения удерживающей активности ММ, определяющей несоответствие поведения водородного индекса НОВ и породы с глубиной, устанавливается достаточно точно. Абсолютные значения $I^{уд}$ искусственных смесей с каким-либо углем, избранным в качестве стандарта, могли бы (подобно стандарту для измерения изотопного состава углерода) использоваться для унифицированной оценки активности породы.

Влияние степени катагенетической преобразованности СК на количество удерживаемых УВ пиролиза было рассмотрено в нескольких работах [182, 194, 205]. Обобщение полученных результатов [176] показало, что четкой связи здесь не обнаруживается, хотя для СК III типа (разрез скважины Logbaba, бассейн Дуала, Камерун) отмечено снижение доли удержанных УВ при вхождении отложений в зону "жирного газа" (гра-

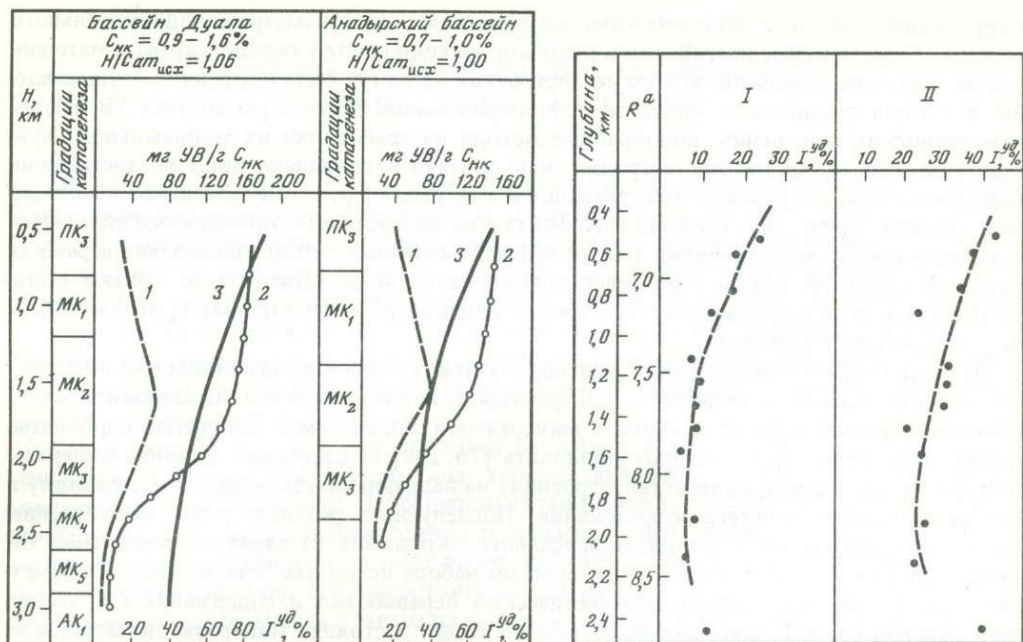


Рис. 5. Изменение водородного индекса пород (1), выделенного из них НОВ (2) и индекса удерживания ($I^{УД}$) минеральной матрицы (3) с глубиной в верхнемеловых отложениях бассейна Дуала (рассчитано и построено по [179]) и в верхнеэоцен-олигоценых отложениях Анадырского бассейна

Рис. 6. Изменение индекса удерживания ($I^{УД}$) минеральной матрицы верхнеэоцен-олигоценых отложений Анадырского бассейна с глубиной по отношению к СК сапропелевого (оленинский богхед) и гумусового (клареновый уголь) типов

I — 97 г породы + 3 г оленинского богхеда; II — 97 г породы + 3 г кларенового угля

дация МК₄). Оценивая влияние зрелости СК на количество удерживаемых ММ пирогенных УВ, необходимо, однако, иметь в виду следующее обстоятельство. В отличие от СК, преобразованность которых превышает градацию МК₂ и УВ-продукты пиролиза которых представлены преимущественно легкими и газовыми УВ, в пирогенных продуктах слабо преобразованных СК присутствуют высокомолекулярные УВ и асфальтово-смолистые компоненты, удерживаемые ММ в наибольшей степени.

Различия в определении кислородного индекса по данным пиролиза породы и НОВ и причины несоответствия подробно рассмотрены в ряде исследований [194, 205] и проанализированы [176]. Поскольку в настоящей работе использовались только $OI^{НОВ}$, ограничения пиролитического метода при изучении $OI^П$ здесь не затрагиваются.

Ключевое значение для правильного понимания и построения адекватных действительности моделей нефтеобразования имеет проблема выделения нефтепроизводивших отложений и определение положения в разрезе зон нефтеобразования. К настоящему времени сложились два основных подхода к решению этой проблемы. Первый ориентирован на изучение СК и характера изменения содержания и элементного состава ХБ в катагенезе. Разработанные системы расчетов [93, 115, 116] позволяют достаточно уверенно представить динамику генерации и эмиграции битумоидных компонентов с глубиной, выделить зону нефтеобразования и оценить количество эмигрировавших УВ. Прогнозная значимость этого подхода, который может применяться на самых ранних стадиях нефтепоисковых работ, достаточно высока и реализована, в частности, в объемно-генетическом (историко-геохимическом) методе оценки потенциальных ресурсов УВ слабо изученных бассейнов.

Вторым направлением решения этой же проблемы выступает прямая геохимическая

корреляция нефтей с материнскими отложениями по параметрам индивидуального состава. Теоретические разработки и опыт корреляции нефтей (конденсатов) с материнскими породами показали, что такие построения не могут быть корректно осуществлены без учета стадийности процесса нефтеобразования. Параметры состава УВ нефтей и материнских отложений, подобранные исходя из требования их минимальной "чувствительности" к процессам миграции, как оказалось, совпадают лишь по достижении породами зоны, где реализуются генерация и эмиграция УВ, т.е. СК достигают необходимой степени "зрелости". Помимо того факта, что этот результат органически вписывается в ткань осадочно-миграционной теории нефтеобразования, его использование в рамках решения обратной задачи открывает принципиальную возможность не только количественного, но и качественного (на уровне индивидуального состава) прогноза нефтеносности новых территорий.

Процесс нефтегазообразования контролируется большим количеством как внешних, так и внутренних по отношению к СК факторов. Вовлечение в анализ широкого круга объектов, различавшихся составом минеральной подсистемы (глиниты, карбонаты, кремнистые породы), позволило установить [76, 189] существенное влияние минеральной среды (ее состава, количества, строения) на направленность, масштабы, динамику и состав продуктов нефтегазообразования. Последующее развитие работ по уяснению роли и механизма воздействия минерального окружения на характер реализации СК своего УВ-потенциала показало, что, помимо набора исходных "статических" параметров (исходный тип, степень диагенетической переработки и содержание СК, состав минеральной среды), немаловажное значение имеет состояние минеральной матрицы на последовательных этапах катагенетической эволюции. Динамичность этого фактора требует параллельного изучения трансформации как собственно СК, так и вмещающих пород в их диалектической взаимосвязи.

В отношении глинистов, послуживших базовым объектом для создания осадочно-миграционной теории образования нефти и газа, такой подход в настоящее время в целом реализован. В качестве одной из иллюстраций можно сослаться на рассмотренный выше пример изменения активности глинистых пород в катагенезе, которое наряду с температурным фактором определяет выделение в разрезе термокаталитической и термической зон.

Карбонатным породам, как известно, присущи многообразие структур и значительные вариации минерального состава, контролирующие как первичные битуминологические показатели, так и характер эволюции СК и ММ. В этих условиях наиболее перспективным представляется параллельное исследование преобразования СК и вторичных изменений пород в процессе катагенеза в рамках узких групп отложений, выделенных по фаціальным, структурным и минералогическим признакам. При этом становится возможным осуществление сравнительного анализа не только карбонатных отложений с другими крупными группами седиментитов, но и отдельных типов карбонатных пород между собой [38]. Такой подход может быть назван структурно-минералогическим дифференцированным. Вполне очевидно, что дифференциация отложений по указанным признакам приводит к снижению (в пределах отдельных групп) числа факторов, влияющих на преобразование СК и вторичные изменения минерального окружения. Это, в свою очередь, позволяет при сравнительном анализе различных групп более обоснованно оценить роль отдельных факторов и приблизиться к однозначной причинной аргументации особенностей нафтидогенеза в карбонатных отложениях.

По-видимому, подобный подход, учитывающий взаимное влияние эволюционирующих ММ и СК, требуется и в отношении кремнистых пород, также имеющих специфические черты в развитии нафтидогенеза [76, 189, 209].

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕДИКАХИТОВ В ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ

Объектами настоящего исследования служат СК, изученные по разрезам естественных обнажений и буровых скважин в 16 осадочных бассейнах Северо-Восточной Азии, а также в некоторых прилегающих с запада районах (рис. 7). Помимо материалов авторов, в данной главе используются аналитические данные по коллекциям В.И. Волобуевой, В.Н. Воропаева, Б.А. Клубова, Г.А. Семенова, А.И. Скуба, полученные в лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ, а также данные НПО "Севморгеология". Определения отражательной способности различных мацералов ОВ выполнены В.Н. Воропаевым, А.А. Коршуновым, Э.И. Стефановой и А.И. Уткиной. Индексы окраски конodontов определены М.Х. Гагиевым.

Среди рассматриваемой совокупности бассейнов в соответствии с принятой классификацией выделяются четыре типа: геосинклинальные, протоорогенные, дейтероорогенные и платформенные. Особенности их геологического строения, условия нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции и сравнительный анализ перспектив нефтегазоносности охарактеризованы в ряде работ [44—48, 55, 68 и др.]. В данной главе ОПБ Северо-Восточной Азии сгруппированы по географическому принципу и характеризуются в последовательности с запада на восток и с севера на юг, однако отдельные географически обособленные их группы объединяются и по принадлежности к тем или иным историко-генетическим типам.

ЛАПТЕВСКО-ЯНСКИЙ БАСЕЙН

Лаптевско-Янский бассейн в совокупности с Тастахским, Северо-Колымским, Чаунским, Лонгско-Чукотским бассейнами и Новосибирским мегабассейном образует северную группу впадин, связанную с пассивной континентальной окраиной или с областями прогибания платформенного типа, различающимися по времени начала накопления плитного комплекса. Бассейн занимает акваторию моря Лаптевых и западную часть Приморской низменности в низовьях рек Омолоя, Яны и Чондона. В данном случае он рассматривается только в той своей части, которая лежит к востоку от дельты р. Лены и ограничивается с юга и востока складчатыми структурами Яно-Колымской и Котельническо-Бруксовской зон мезозойда. Геотектоническая природа бассейна еще не выяснена окончательно, в связи с чем неоднозначно и отнесение его либо к дейтероорогенному (скорее), либо к платформенному типу.

Бассейн характеризуется ярко выраженной блоковой тектоникой [26, 45, 47, 54, 139]. Грабенообразные впадины и горстовидные поднятия имеют обычно северо-западное и субмеридиональное простирание, в большинстве случаев резко дискордантны к простиранию мезозойда Верхоянского хребта и лишь вписываются в них (Омолойский грабен). Мощность комплекса осадочного выполнения бассейна меняется здесь от 0 до 3—4 км. Вопрос о стратиграфическом объеме чехла остается во многом неясным. В юго-восточной части бассейна в состав осадочного выполнения обычно включаются датские—эоценовые, существенно глинистые паралические угленосные образования, а также более молодые разнообразные по составу континентальные толщи кайнозоя [26, 47, 54, 139 и др.]. Однако не исключено, что внутри глубоких частей грабенов распространены и более древние угленосные отложения мелового (посленеокомового) возраста [43]. В южной части бассейна осадочный чехол несогласно перекрывает интенсивно дислоцированные и прорванные гранитоидными интрузиями терригенные образования геосинклинального (верхоянского) и позднегеосинклинального (верхнеюрского—валанжинского) комплексов, которые рассматриваются здесь в качестве фундамента бассейна. В северном направлении структуры мезозойда, вероятно, начинают трансформироваться и теряют типичные геосинклинальные признаки [127, 142, 143]. Ряд

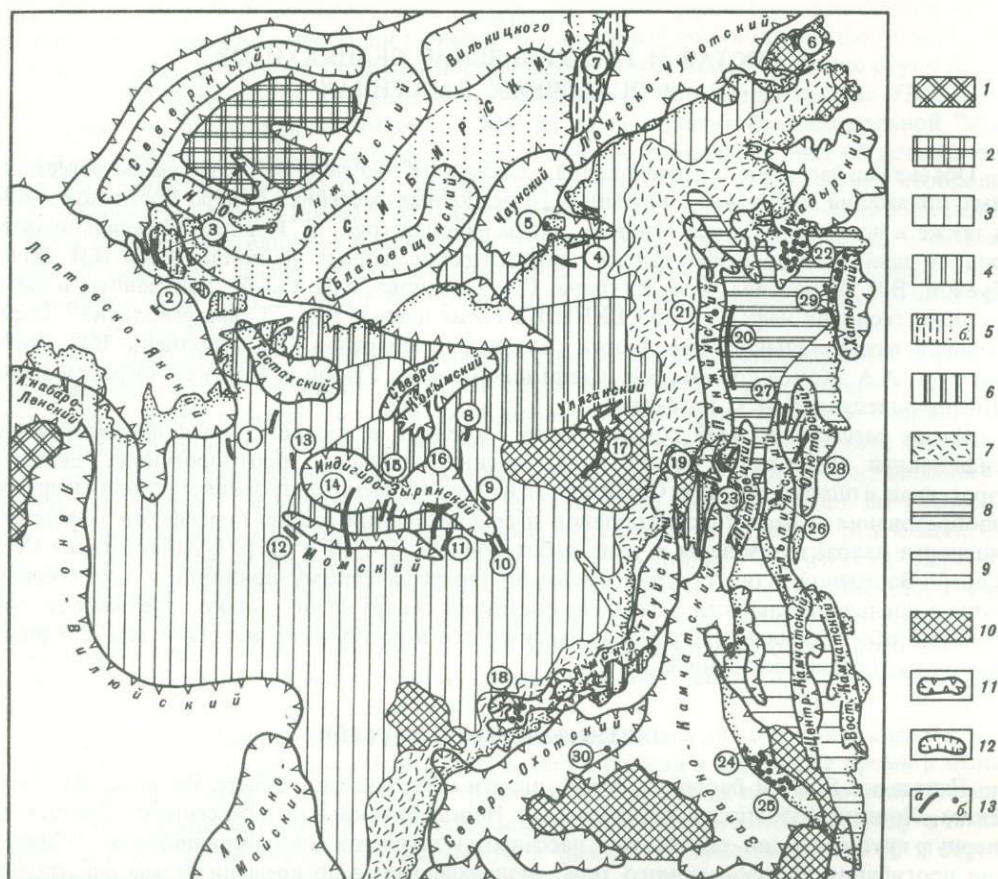


Рис. 7. Схема тектонического районирования Северо-Восточной Азии и объектов исследования

Платформы, выходы (или) приближенное залегание к поверхности залегающие породы фундамента: 1 – Сибирская, Оленекское поднятие, 2 – Восточно-Арктическая (эпикаледонская); Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости, системы: 3 – Яно-Кольмская и Чукотская, 4 – Алазейско-Олойская, 5 – Котельническо-Бруксовская краевая зона, прослеживаемая: а – уверенно, б – предположительно, 6 – Кони-Тайгонская; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; Корьяско-Камчатская область кайнозойской складчатости, системы: 8 – Анадырьско-Корьянская, 9 – Олюторско-Камчатская; 10 – древние блоки и срединные массивы; границы осадочных: 11 – бассейнов и мегабассейнов, 12 – суббассейнов; 13 – разрезы: а – естественных обнажений, б – скважин

Цифры на карте – разрезы и районы: 1 – реки Чондон, Хрома, 2 – о-в Столбовой, 3 – Новосибирский архипелаг, 4 – р. Рауча и побережье Чаунской губы, 5 – скв. Айонская-1, 6 – р. Чегитунь и Колочинско-Мечигменский прогиб, 7 – западные и восточные побережья о-ва Врангеля, 8 – Верхний Половинный Камень, 9 – Известковый Карьер, 10 – реки Ясачная и Поповка, 11 – р. Рассоха, 12 – р. Догдо, 13 – реки Талынжа и Сеймчан, 14 – р. Индигирка, 15 – реки Мятсье, Сулаккан, 16 – реки Зырянка, Силяп, 17 – реки Омолон, Уляган, 18 – скважины в Кавинско-Тауйской впадине, 19 – восточное побережье Пенжинской губы и р. Айны, 20 – реки Майи, Березовая, Русские горы, 21 – скв. 40 (Гринецкая площадь), 22 – скважины в Анадырьской впадине, 23 – побережье Пенжинской губы в районе бухты Чемурунаут и Маметчинского залива, 24 – скважины в Ичинском прогибе, 25 – скважины в Колпаксовской впадине, 26 – побережье Ильинского полуострова, 27 – хребет Майи-Касьяне и Ивтыгин, 28 – побережье Олюторского залива, 29 – разрезы и скважины Хатырского бассейна, 30 – скв. Магаданская-1

исследователей [8, 26, 139, 141 и др.] предполагают наличие в центральной части моря древней Лаптевской платформы. При любой из существующих трактовок геологического строения этого района можно ожидать расширения стратиграфического диапозона осадочного выполнения бассейна в его центральной части за счет мезозойских и палеозойских отложений.

С органогеохимических позиций бассейн изучен слабо. Битуминологические данные

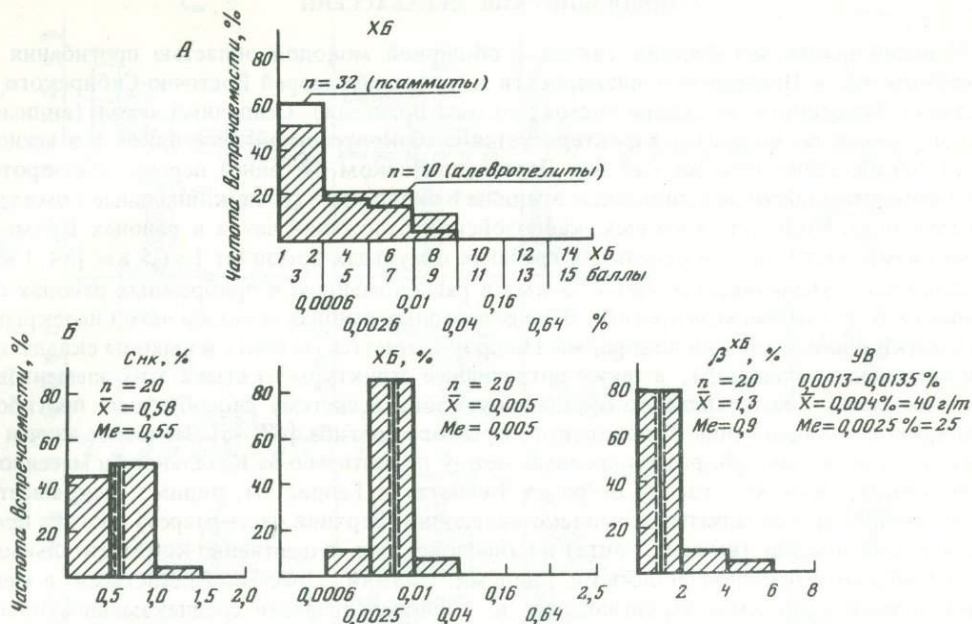


Рис. 8. Гистограммы значений органогеохимических параметров пород складчатого основания Лаптевско-Янского бассейна

А — для верхнеюрских пород в бассейнах рек Чондона и Хромы (люминесцентно-битуминологические данные Г.В. Труфанова, В.Н. Смирнова, В.Н. Кислякова, Б.И. Кима и др.); Б — для верхнеюрских—берриасских алевропелитов о-ва Столбового (по [62])

по верхнемеловым и кайнозойским образованиям чехла отсутствуют. Верхнеюрские терригенные породы на южном обрамлении бассейна сильно уплотнены ($2,65 - 2,75 \text{ г/см}^3$), преобразованы и, судя по люминесцентно-битуминологическим данным В.Н. Кислякова, Б.И. Кима, Г.В. Труфанова, В.Н. Смирнова и др., характеризуются очень низкой битуминозностью (рис. 8). В северо-западном направлении намечается некоторое сокращение мощности верхнеюрских—нижнемеловых образований и ослабление напряженности складчатых деформаций [45]. Однако степень катагенетической преобразованности верхнеюрско-берриасской флишоидной толщи на о-ве Столбовом (коллекция В.В. Иванова, Б.А. Клубова, В.П. Похилайнена) остается высокой и отвечает, судя по ОСВ ($R^a = 10 \div 11$), градациям $МК_5 - АК_1$ [62]. Содержание $C_{нк}$ в алевропелитовых разностях этих пород варьирует от 0,13 до 1,15%, снижаясь в песчаниках до 0,09%. Содержание ХБ составляет обычно тысячные доли процента, средние и медианные значения не выходят из интервала 0,004—0,006%. Степень битуминизации СК низкая — $\beta^{ХБ}$ изменяется от 0,2 до 5,4%, медианное значение (Me) и \bar{x} — 0,9—1,3% (см. рис.5). В битумоидных компонентах имеет место существенное преобладание ДСББ над ХБ — отношение ХБ/ДСББ изменяется от 0,2 до 1,3 при Me и \bar{x} — 0,4—0,7. ХБ отличается широкими вариациями состава: Н/С ат — 1,68—1,84 (Me и \bar{x} — 1,74—1,77), содержание УВ — 42,0—86,1% (Me и \bar{x} — 64,2—66,4%). Судя по всему, эти изученные породы, входящие в комплекс складчатого основания бассейна, во многом исперпали свой нефтегазоматеринский потенциал.

Полученные органогеохимические данные могут быть распространены и на разновозрастные и однотипные по составу образования, вскрывающиеся на обрамлении соседних Тастахского и Северо-Колымского ОПБ [43].

НОВОСИБИРСКИЙ МЕГАБАССЕЙН

Новосибирский мегабассейн связан с обширной молодой областью прогибания в восточной части Приморской низменности и на шельфе морей Восточно-Сибирского и частично Чукотского (к северо-востоку от о-ва Врангеля). Осадочный чехол (видимо, неоднородный по возрасту) характеризуется слабоконтрастной тектоникой и в южной части мегабассейна (так же как и в Лаптевско-Янском бассейне) перекрывает проторогенные, позднегеосинклинальные впадины и складчатые геосинклинальные комплексы мезозойского возраста. Мощность меловых—кайнозойских отложений чехла в районах Приморской низменности лишь в отдельных грабенах и мульдах достигает 1–1,5 км [54, 138] и несколько увеличивается (до 2–3 км) в расположенном в прибрежных районах обширном Благовещенском прогибе. В более северных районах молодой чехол перекрывает участки эпикаледонской платформы (Барроу-Беннеттскую плиту и выходы складчатого комплекса каледонид), а также пограничные структуры на стыке этих элементов с мезозоидами — Котельническо-Бруксовскую зону и систему своеобразных прогибов, лежащих на продолжении Колвиллского краевого прогиба [47, 45]. Наиболее изучен из них Анжуйский прогиб, расположенный между поднятием о-ва Котельного и массивом, или щитом, Де-Лонга, где на островах Беннетта и Генриетты, видимо, вскрывается геосинклинально-складчатый комплекс каледонид. Верхняя часть разреза прогиба представлена меловыми (начиная с апта) и кайнозойскими, существенно континентальными и угленосными песчано-глинистыми толщами. Нижняя — песчано-глинистыми, в меньшей степени карбонатно-терригенными и горючесланцевыми среднекаменноугольно-нижнемеловыми (неокомовыми) образованиями. Погребенный этаж могут составлять карбонатные и карбонатно-терригенные отложения среднего палеозоя.

В западной части прогиба, на островах Земля Бунге, Фаддеевском, Новая Сибирь, установлена система гребневидных, нередко наклоненных антиклиналей и более широких синклиналей, в целом напоминающая зону передовой складчатости. Не исключено, что Анжуйский прогиб, так же как и расположенный восточнее прогиб Вилькицкого (Северо-Чукотский), следует относить к бассейнам пограничного типа.

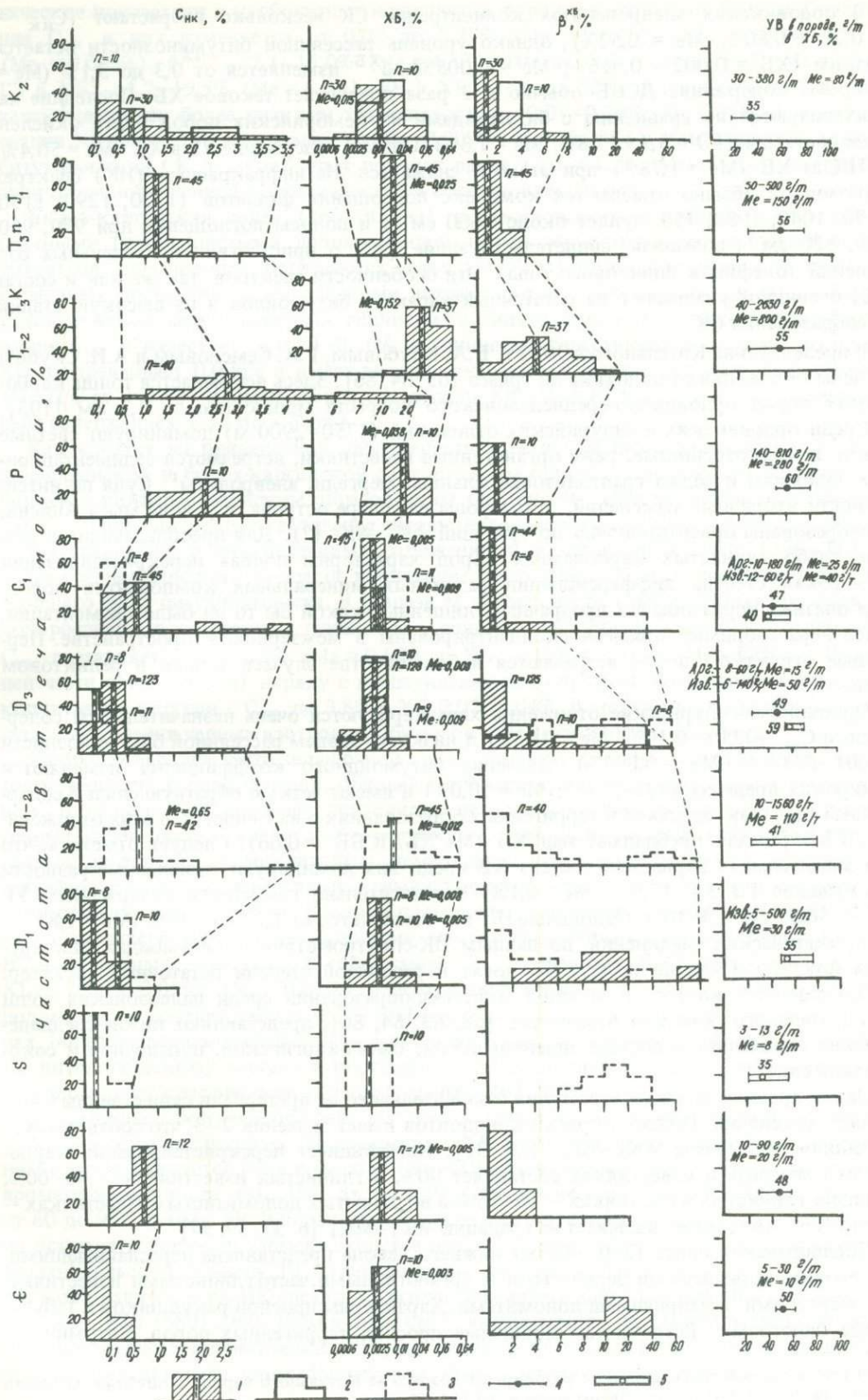
В пределах и на обрамлении Анжуйского прогиба, в районе Новосибирского архипелага, вскрывается мощный разрез от кембрия до кайнозоя включительно.

Отложения кембрия, нижнего и среднего ордовика, обнажающиеся на о-ве Беннетта, изучены Б.А. Клубовым и Г.А. Семеновым (1972 г.). Эти отложения представлены монотонной тонкослоистой флишоидной толщей мощностью около 1,7 км [92]. Породы сильно преобразованы. Плотность аргиллитов составляет 2,68–2,70 г/см³, отмечается вторичная сланцеватость и хлоритизация, для алевро-псаммитов характерны кварцитовидные структуры и конформность. Судя по этим признакам, степень преобразованности отложений оценивается в пределах градаций катагенеза МК₅–АК₂ [47, 92].

Кембрийские породы характеризуются очень низкими значениями $S_{\text{нк}}$ (0,007–0,14%; $M_e = 0,04\%$) (рис. 9). Содержание ХБ не превышает 0,009% при $M_e = 0,003\%$. Битуидный коэффициент меняется от 1,4 до 36,0% ($M_e = 13,0\%$). Высокие значения последнего объясняются незначительным содержанием в породах СК. Отмечается резкое преобладание ДСББ над ХБ ($XБ/ДСББ = 0,07–0,58$; $M_e = 0,27$). Состав ХБ характеризуется высокой восстановленностью и алифатичностью (содержание ГЭ = $0,74 \div 8,84\%$ при $M_e = 2,7\%$; УВ = $35,1 \div 60,2\%$ при $M_e = 47,1\%$; Н/С ат = $1,72 \div 1,90$; $M_e = 1,80$). По данным ИК-спектрометрии, в структуре ХБ преобладают длинные цепочечные фрагменты, ароматических компонентов мало и среди них практически отсутствуют полициклические. Содержание УВ S_{15+} в породах не превышает 30 г/т (см. рис. 9).

Рис. 9. Гистограммы и пределы значений органогеохимических показателей пород Анжуйского прогиба и его обрамления (островов Котельного, Беннетта, Новая Сибирь) (построено по материалам В.В. Иванова и др., 1975 г., Д.А. Вольнова и др., 1975 г., Г.П. Арсеньевой и др., 1978 г.)

Гистограммы для: 1 — алевропелитов, 2 — псаммитов, 3 — известняков; пределы значений и медианы для: 4 — алевропелитов, 5 — известняков



В ордовикских алевропелитах концентрации СК несколько возрастают ($C_{\text{нк}} = 0,22 \div 0,80\%$; $Me = 0,52\%$), однако уровень рассеянной битуминозности остается низким ($XБ = 0,002 \div 0,016\%$; $Me = 0,005\%$). $\beta^{XБ}$ изменяется от 0,3 до 3,1% ($Me = 1,5\%$). Содержание ДСББ обычно в 2 раза превышает таковое ХБ. Последние характеризуются по сравнению с битумоидами из кембрийских пород более окисленным составом ($\GammaЭ = 3,9 \div 17,8\%$; $Me = 7,8\%$). Однако содержание УВ в ХБ ($Me = 50,4\%$) и Н/С ат ХБ ($Me = 1,78\%$) при этом не снижается. На инфракрасных (ИК) спектрах битумоидов обычно отмечаются комплекс поглощения фталатов (1730, 1290, 1130, 1170, 1040, 1080, 750, дуплет около 1600 см^{-1}) и полосы поглощения при 970, 950, 890, 820 см^{-1} , возможно свидетельствующие [92] о присутствии непредельных соединений (олефинов винилового типа). Эти особенности спектров, так же как и состав ХБ, очевидно, указывают на остаточный характер битумоидов и на высокую стадию преобразования СК.

В пределах о-ва Котельного в 1972 г. Б.А. Клубовым, Г.А. Семеновым и А.И. Скубом изучены отложения от ордовика до триаса [63, 64, 86]. Здесь вскрывается толща карбонатных пород ордовикско-среднедевонского возраста мощностью до 4,7 км [103].

Среди ордовикских и силурийских отложений (1750–2900 м) доминируют светлые тонко- и мелкозернистые, реже органогенные известняки, встречаются седиментационные доломиты и редко граптолитовые сланцы, мергели, алевролиты¹. Судя по интенсивности вторичных изменений, эти породы на севере острова, в районе мыса Анисий, преобразованы ориентировочно до градаций АК₅–АК₁ (?). Для преобладающих в разрезе слабо глинистых карбонатных пород характерны полная перекристаллизация и высокая степень дифференциации различных минеральных компонентов пород. Карбонатные зерна обычно прозрачные, лишённые какой бы то ни было пигментации, а все нерастворимые примеси сконцентрированы в межзерновом пространстве. Первичные структуры пород встречаются в большинстве случаев только в реликтовом виде.

Ордовикско-силурийские отложения характеризуются очень незначительным содержанием $C_{\text{нк}}$ (0,008–0,10%; $Me = 0,03\%$) и низким уровнем рассеянной битуминозности (0,001–0,008%; $Me = 0,003\%$). Значения битумоидного коэффициента изменяются в широких пределах (1,0–20,0%; $Me = 10,0\%$) и имеют четкую обратную связь с содержанием $C_{\text{нк}}$. Так же как и в терригенных образованиях о-ва Беннетта, в этих отложениях ДСББ обычно преобладают над ХБ ($Me \text{ ХБ/ДСББ} = 0,66$). Следует отметить, что при значительных вариациях состава ХБ среди них доминируют окисленные разности (содержание $\GammaЭ$ 3,4–17,9%; $Me = 6,1\%$) с относительно невысоким содержанием УВ (22,2–56,9; $Me = 35,0\%$). Отношение Н/С ат изменяется от 1,63 до 1,89% ($Me = 1,81\%$). Из ароматических соединений, по данным ИК-спектрометрии, в битумоидах фиксируются фталаты. Судя по всему, ХБ носят в различной степени остаточный характер.

Повышенный интерес с позиций нефтегазообразования среди палеозойских толщ о-ва Котельного, как уже отмечалось [58, 63, 64, 86], представляют ниже-среднедевонские отложения в составе пшеницынской, бысах-каргинской, шлюпочной и соколовской свит.

Ниже-среднедевонские отложения о-ва Котельного не претерпели существенных вторичных изменений. Индекс окраски конодонтов имеет значения 2–3, что соответствует градациям катагенеза МК₃–МК₄ [29, 38]. Коэффициент перекристаллизации карбонатного микрита в известняках составляет 90%, в глинистых известняках – 40–60%, в сильно глинистых известняках – 10–15%, а в глинистых доломитистых известняках – около 15%, что также указывает на градации МК₃–МК₄ [6, 37, 39, 57].

Пшеницынская свита (210–400 м) нижнего девона представлена переслаивающимися серовато-коричневыми зернистыми и органогенными, часто глинистыми известняками, мергелями и вторичными доломитами. Характерны прослои ракушняков и табулятовые биостромы. Встречаются единичные прослои терригенных пород. Битуминоло-

¹ При вещественной характеристике разрезов палеозоя о-ва Котельного наряду с опубликованными данными [63, 64, 86] использованы материалы Б.А. Клубова.

гические показатели в карбонатных и глинистых породах в этой свите близки. Содержание $S_{нк}$ в них изменяется от 0,02 до 0,37% ($Me = 0,09\%$); ХБ — 0,001–0,017% ($Me = 0,005\%$), $\beta^{ХБ}$ — 2,1–15,0% ($Me = 4,8\%$), Н/с ат ХБ — 1,36–1,68 ($Me = 1,52$), ГЭ в ХБ — 1,2–19,5% ($Me = 6,6\%$), УВ в ХБ — около 55%. Алевролиты и песчаники характеризуются более низкими значениями $S_{нк}$ (0,01–0,10%; $Me = 0,06\%$), а концентрация ХБ имеет тот же уровень (0,003–0,009%; $Me = 0,007\%$). Как следствие, степень битуминизации СК в терригенных породах выше (3,0–64,2%; $Me = 9,7\%$). Состав ХБ отличается повышенной алифатичностью и восстановленностью.

Бысах-каргинская свита (165–300 м) раннедевонского возраста сложена темноцветными грубослоистыми доломитизированными зернистыми, коралловыми и детритовыми известняками. Встречаются пачки (до 50 м) бурых и коричнево-серых кавернозных доломитов с выделениями антраксолитов, а также прослой (0,25–0,3 м) тонкослоистых сланцеподобных глинистых и сильно глинистых известняков. Содержание $S_{нк}$ в известняках 0,10–0,26%, в глинистых известняках возрастает до 0,61%, ХБ не превышает 0,006% и имеет весьма контрастный состав: высокая алифатичность (Me Н/С ат = 1,78) и значительное содержание УВ ($Me = 61,6\%$) сочетаются с повышенным содержанием ГЭ ($Me = 9,6\%$).

Как следует из приведенной характеристики, в целом нижнедевонские отложения пшеницынской и бысах-каргинской свит по своим органо-геохимическим показателям близки к нижнепалеозойским образованиям (см. рис. 9). Отличительной особенностью является лишь некоторое увеличение абсолютного содержания УВ в породах (до 500 г/т).

По сравнению с нижежащими отложениями в шлюпочной свите (220–310 м) ранне-среднедевонского возраста происходит постепенное повышение содержания СК и общего фона битуминозности. В разрезе ее нижней части (около 100 м) преобладают водорослевые и детритовые глинистые зернистые известняки, в которых содержание $S_{нк}$ составляет 0,12–0,78% ($Me = 0,6\%$), а ХБ — 0,004–0,02% ($Me = 0,01\%$). В средней части свиты (60 м) наряду с вышеуказанными породами появляются черные тонкоплитчатые мергели с $S_{нк}$ до 3,8% и ХБ 0,02–0,04%. В мелких породах начинают встречаться включения черных изотропных битумов типа антраксолита [63, 86].

В породах верхней части шлюпочной свиты зонально развиты вторичная трещиноватость, каверны выщелачивания, обильные прожилки, выполненные кальцитом и кварцем. В разрезе присутствуют линзовидные переслаивающиеся розовато-серые органо-генные известняки с аренитовым матриксом, темно-коричневые глинистые органо-генные известняки с микритовым цементом, кавернозные доломитизированные и частично окремненные известняки, кремнистые мелкозернистые доломиты и черные известково-глинистые сланцы. Помимо повышенного фона рассеянной битуминозности, пачка характеризуется разнообразными макропроявлениями твердых битумов [63]. В органо-генных известняках содержание $S_{нк}$ составляет 0,32–1,83% ($Me = 0,7\%$), ХБ — 0,002–0,025% ($Me = 0,01\%$), в доломитизированных известняках и кремнистых доломитах — соответственно 0,24–1,04 и 0,008–0,01%, в известково-глинистых сланцах, образующих маломощные (до 5 см) прослой, $S_{нк}$ достигает 7,30%, а ХБ — 0,04%. По литологическому составу и обогащенности СК отдельные прослой шлюпочной свиты напоминают классические породы доманика [63, 86].

Битумоиды, экстрагированные из пород шлюпочной свиты, отличаются весьма специфическим характером. По сравнению с ХБ более древних отложений в их элементном составе снижается доля водорода ($Me = 10,4\%$) и соответственно возрастает степень ароматизированности (Me Н/С ат = 1,49). Ароматические УВ составляют по весу от 60 до 93% суммы УВ. В повышенной степени ароматизированности битумоидов можно усмотреть еще один элемент сходства данных пород с доманиковыми отложениями Волго-Уральской области [9]. Особенностью изученных битумоидов о-ва Котельного является наличие в их ИК-спектрах узких интенсивных полос поглощения при 755, 770, 790, 810, 870 (880), 960, 1030 и 1050 $см^{-1}$, указывающих на значительное количество полициклических ароматических УВ ряда фенантрена и нафталина. Этот вывод подтверждается результатами ультрафиолетовой (УФ) спектроскопии, при помощи которой

в битумоидах и их ароматической фракции устанавливается высокое содержание указанных индивидуальных УВ. Вместе с этим во фракции спиртобензольных смол четко фиксируются эфиры фталевой кислоты (фталаты), служащие признаком значительного преобразования СК и битумоидов [63].

Соколовская свита (600–800 м) среднего девона представлена темно-серыми и светло-коричневыми водорослевыми и детритовыми известняками, карбонатными брекчиями и конглобракчиями с маломощными прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников с остатками фауны живетского яруса. Содержание S_{HK} изменяется от 0,05 до 1,49% при $Me = 0,9\%$. Характерны высокие значения ХБ (0,008–0,060%; $Me = 0,046\%$) и β^{XB} (6,4–57,5%; $Me = 11,1\%$), ХБ отличается низкой окисленностью (ГЭ 1,4–8,7%; $Me = 3,5\%$) и значительным содержанием УВ (46,4–69,3%; $Me = 53,8\%$). В составе УВ доминируют метаново-нафтеновые, а максимум распределения нормальных алканов приходится на молекулы с 19 атомами углерода. Характерно, что в ИК-спектрах битумоидов по-прежнему отмечаются полосы поглощения конденсированных ароматических УВ, среди которых, однако, заметно преобладают бициклические.

В целом в нижне-среднедевонских отложениях содержания S_{HK} варьируют в широких пределах – от нескольких сотых долей процента до 7,3% (см. рис. 9, 10), средние модальные и медианные значения этого показателя обычно приходятся на интервал 0,1–0,8%. Повышение содержания СК характерно для отложений шлюпочной свиты (см. рис. 10). Существенные вариации отмечаются и для абсолютных содержаний ХБ. В отложениях пшеницынской и бысах-каргинской свит значения ХБ обычно измеряются тысячными долями процента, а в породах шлюпочной и соколовской свит достигают 0,042–0,064%. Углеводородный потенциал (УВ C_{15+}) достигает 1560 г/т.

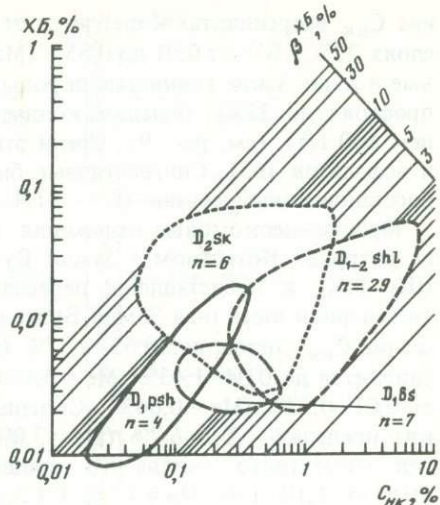
Связь между содержаниями S_{HK} и ХБ наиболее отчетливо прослеживается в совокупностях образцов пшеницынской и шлюпочной свит (см. рис. 10). Данные по двум другим свитам на графике S_{HK} –ХБ представлены изометричными облаками точек. Большой разброс значений β^{XB} и показателей качественного состава ХБ, повышенные содержания УВ и пониженные значения содержания ГЭ свидетельствуют о преимущественно аллохтонной природе битумоидов в бысах-каргинской и соколовской свитах. С учетом вещественного состава и повышенных содержаний в породах S_{HK} следует признать, что наибольший интерес с позиций нефтегазообразования представляют отложения шлюпочной свиты.

При анализе материалов по СК рассматриваемого разреза отмечается еще несколько закономерностей. При прочих равных условиях связь S_{HK} –ХБ усиливается с ростом глинистости. Кроме того, обращает на себя внимание большая дисперсия показателей состава ХБ в известняках по сравнению с другими литотипами, что свидетельствует о повышенной роли перемещенных битуминозных компонентов в чистых разностях карбонатных пород. Особую позицию по битуминологическим параметрам занимают глинистые известняки. С одной стороны, они вместе с сильно глинистыми карбонатными породами отличаются повышенной степенью битуминизации СК, а с другой – минимальной окисленностью битумоида и повышенным содержанием в его составе УВ.

Состав и мощность верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений в пределах о-ва Котельного испытывают резкие изменения. На северо-западе развиты карбонатные и карбонатно-терригенные породы мощностью от 60 до 650 м, на юго-западе – многокилометровый (~ 10 км) разрез существенно терригенных образований. Соответственно с севера на юг меняется и степень катагенетической преобразованности – от MK_2 – MK_3 до MK_4 – AK_1 [47].

В верхнедевонских отложениях юго-западной части о-ва Котельного, характеризующихся сильными вторичными изменениями, СК распределены неравномерно. Повышенные значения S_{HK} отмечаются в глинистых сланцах нижней части франского яруса (0,40–2,76%; $Me = 1,9\%$). В остальной секции разреза количества S_{HK} не превышают нескольких десятых долей процента, возрастая до 0,5–0,8% лишь в прослоях с углистым детритом. Содержание ХБ обычно ниже 0,01% ($Me = 0,004\%$). Битумоидные коэффициенты в глинистых сланцах в большинстве случаев не превышают 2% и закономерно

Рис. 10. Диаграмма зависимости C_{HK} и ХБ в различных литолого-стратиграфических подразделениях нижнего и среднего девона западного побережья о-ва Котельного, свиты: $D_1\text{psh}$ – шпеницинская, $D_1\text{bs}$ – бысах-каргинская, $D_{1-2}\text{shl}$ – шлюпочная, $D_2\text{sk}$ – соколовская (Гревцев и др., 1983 г.)



возрастают в породах с минимальными содержаниями C_{HK} . Это относится как к глинистым, так и к песчаникам и известнякам (последние образуют редкие прослои и линзы).

Состав ХБ обнаруживает связь с литологией пород. Максимальной окисленностью (Me ГЭ = 10,4%) отличаются битумоиды, экстрагированные из алевро-псаммитов. Они же характеризуются минимальными содержаниями УВ-фракции (Me = 41%). Степень окисленности ХБ глинистых сланцев несколько ниже (Me Ге = 9,3%). Минимальные значения этого показателя фиксируются в породах карбонатно-глинистого ряда (Me ГЭ = 7,2%) причем наибольшей восстановленностью (Me ГЭ = 5,1%) и обогащенностью УВ (Me = 53,0%) отличаются битумоиды, экстрагированные из известняков и мергелей. В этих случаях не исключена примесь аллохтонных компонентов, что подтверждается и повышенными значениями β^{XB} (см. рис. 9). В целом же в большинстве проанализированных образцов, особенно в глинистых сланцах, фиксируются сингенетичные остаточные битумоиды, обедненные углеродом (71–80%), водородом (10–11%) и УВ (до 35%). На их ИК-спектрах четко выражены полосы поглощения фталатов, алифатических соединений с неопределенными связями и ароматики различных типов замещения. Подобные характеристики находятся в полном соответствии [34] с высокой степенью катагенетической преобразованности СК.

Содержание C_{HK} в карбонатных и кремнисто-карбонатных отложениях нижнего карбона изменяется от 0,04 до 0,24% (Me = 0,12%), а в алевропелитах – от 0,6 до 3,5% (Me = 0,89%). Однако рассеянная битуминозность остается столь же низкой, как и в верхнедевонских образованиях (измеряется тысячными долями процента), а вариации β^{XB} контролируются изменением C_{HK} . Большинство образцов характеризуется преобладанием ДСББ над ХБ, а последние – высокими значениями содержания ГЭ (Me = 8,1%) и Н/С ат (Me = 1,75). Битумоиды в большинстве своем классифицируются как остаточные.

Отложения верхнего палеозоя и мезозоя, судя по показателю преломления витринита (1,770–1,820) и элементному составу НОВ, преобразованы до градации МК₂.

На западном побережье о-ва Котельного, около лагуны Станции, по наблюдениям Б.А. Клубова, породы башкирского яруса мощностью 10–15 м, залегающие с угловым несогласием на образованиях среднего девона, представлены органогенными и органогенно-обломочными известняками. При C_{HK} 0,25–0,73% содержание ХБ в них составляет в среднем 0,04%. β^{XB} изменяются от 5 до 16. По химическому составу (С – 84,0–84,65%, Н – 11,4–11,7%, УВ в ХБ 65–70%) и спектральным характеристикам битумоиды близки к миграционным продуктам. В распределении нормальных алканов максимум приходится на C_{19} .

Отложения перми (около 200 м), нижнего, среднего (20–370 м) и верхнего (50–900 м) триаса на северо-западе о-ва Котельного представлены глинами, аргиллитами, известковистыми аргиллитами с прослоями и линзами пелитоморфных известняков, алевролитов, песчаников. По своим органогеохимическим показателям эти породы резко отличаются от всех вышеописанных. Дисперсно рассеянные СК имеют в них существенно сапропелевую природу, и лишь в отдельных прослоях (особенно часто в верхнем триасе) отмечается примесь углефицированных остатков высших растений. Содержа-

ние C_{HK} в аргиллитах колеблется от 1 до 5% ($Me = 2,52\%$), достигая в отдельных прослоях 22%, ХБ — от 0,01 до 0,35% ($Me = 0,05\%$). Особо выделяются ниже-среднетриасовые и карн йские глинистые породы, содержащие в среднем 2,5–3% C_{HK} (в отдельных прослоях до 22%), большое количество ХБ (десятые доли процента) и УВ (в среднем 800 г/т) (см. рис. 9). Среди этих образований зафиксированы проявления малых и асфальтов [63]. Сингенетичные битумоиды (при $\beta^{XB} = 3 \div 10$), как правило, имеют восстановленный состав ($C - 81,4-86,5\%$; $H - 12,0-12,5\%$; $УВ$ в ХБ 50,0–74,3%).

Юрские—неокомовые отложения, изученные сотрудниками НПО "Севморгеология" на островах Котельном, Земля Бунге и Новая Сибирь, преобразованы до градаций ПК₃—МК₂ и представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников (в северной части о-ва Земля Бунге разрез существенно песчаный). В аргиллитах содержание C_{HK} составляет 0,63–2,87% ($Me = 1,19$), а в алевро-псаммитах этот показатель снижается до 0,04–1,43% ($Me = 0,48\%$). Содержание ХБ в пелитовых породах составляет 0,01–0,57% ($Me = 0,04\%$). Степень битуминизации СК невысокая и варьирует в узких пределах — 1,2–6,7% ($Me = 3,0\%$). Однако, судя по большой дисперсии показателей элементного состава ХБ, процессы перераспределения идут достаточно активно (H/C ат 1,18–1,91, $Me = 1,56$; $ГЭ$ 3,2–14,2%, $Me = 7,6\%$). Содержание УВ в составе ХБ из аргиллитов невысокое ($Me = 34,5\%$). В их составе преобладают ароматические соединения ($MH/NAp - 0,19-0,68$ при $Me = 0,25$).

Более молодые аптско-кайнозойские отложения представлены в основном континентальными и субконтинентальными, часто угленосными толщами, обогащенными СК существенно гумусовой природы. Степень преобразованности турон-коньякских отложений на о-ве Новая Сибирь оценивается градациями ПК₂—ПК₃ [47]. Содержания C_{HK} и битумоидов изменяются в широких пределах и зависят от степени обогащенности пород растительным детритом. В аргиллитах и алевролитах C_{HK} присутствует в количествах 0,48–4,32%, а ХБ — от 0,017 до 0,08%, в псаммитах — соответственно от 0,11 до 2,3% и от 0,06 до 0,07% (Б.А. Клубов и др., 1976 г.). Между ХБ и C_{HK} имеет место четкая прямая зависимость. Степень битуминизации СК составляет 0,39–14,7% ($Me = 3,2\%$). Для битумоидов характерны невысокое содержание УВ ($Me = 35\%$), существенная окисленность (Me $ГЭ = 12,3\%$) и обогащенность асфальтово-смолистыми компонентами. При этом H/C ат имеет повышенные значения (1,61–1,84; $Me = 1,72$).

Таким образом, в мощном разрезе осадочного выполнения северной части Новосибирского мегабассейна отчетливо выделяются два стратиграфических уровня пород, в наибольшей степени обогащенных СК существенно алинового состава и обладающих высоким нефтематеринским потенциалом. В погребенном этаже это ниже-среднедевонские терригенно-карбонатные отложения, и прежде всего шлюпочная и соколовская свиты. В разрезе верхнего палеозоя — нижнего мезозоя особо выделяются ниже-среднетриасовые и карнийские глинисты, переходящие в отдельных прослоях в горючие сланцы (C_{HK} до 22%). По обогащенности СК, ХБ и $УВ_{1,5+}$ (до 2650 г/т) эти образования близки к классическим нефтематеринским породам типа тоарских сланцев Парижского бассейна, баженовской свиты Западной Сибири, майкопской и кумской свит Предкавказья.

ЧАУНСКИЙ БАССЕЙН

Бассейн связан с одноименной кайнозойской впадиной, наложенной на структуры Анюйской, Чаунской геосинклинально-складчатых зон и Раучуанского позднегеосинклинального прогиба Чукотских мезозоид. Впадина занимает территорию Чаунской низменности, о-ва Айон и прибрежные участки акватории Восточно-Сибирского моря. В строении складчатого основания бассейна принимают участие интенсивно дислоцированные, прорванные интрузиями и в той или иной степени метаморфизованные породы палеозойского—раннемелового возраста, а в составе осадочного чехла широко распространены кайнозойские терригенные континентальные угленосные и прибрежно-морские отложения. В наиболее погруженных зонах бассейна не исключено присутствие и верхнемеловых осадочных образований.

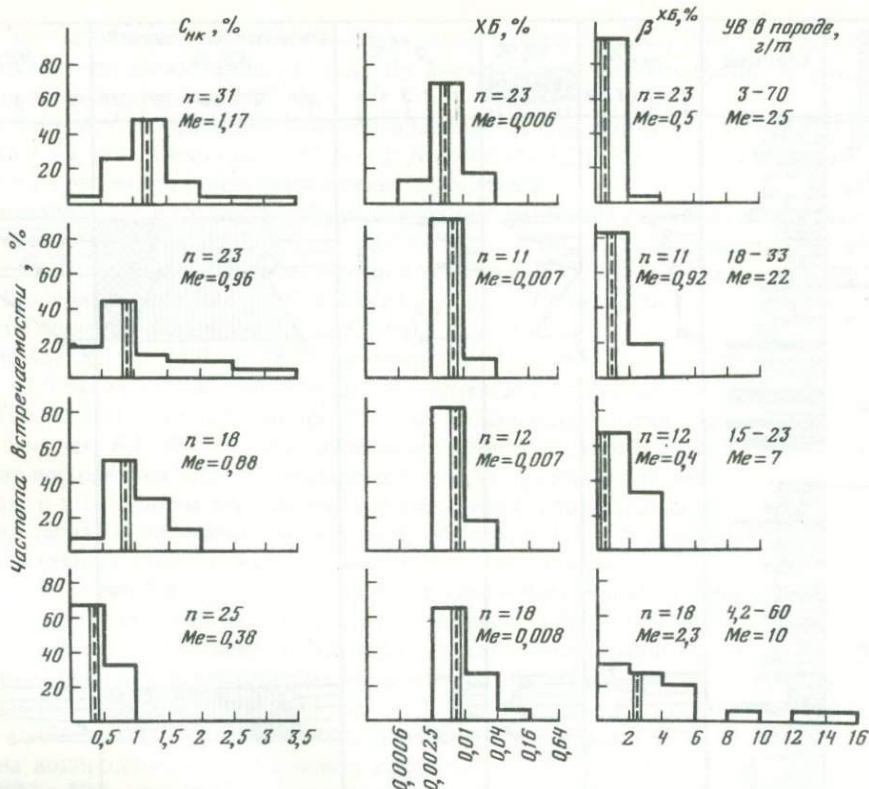


Рис. 11. Гистограммы значений органогеохимических показателей мезозойских отложений на обрамлении Чаунского бассейна. Рассчитано и построено по данным СВКНИИ

Геохимическому изучению подвергались седикахиты как комплекса складчатого основания, так и осадочного чехла.

Палеозойские породы, обнажающиеся на обрамлении бассейна в пределах Алярмаутского и Куульского поднятий, метаморфизованы до амфиболитовой и зеленосланцевых фаций. В наиболее обогащенных СК алевролитоглинистых сланцах содержания $C_{нк}$ не превышают 0,6–0,7%, составляя в среднем 0,3–0,4%. Концентрации ХБ, как правило, измеряются тысячными долями процента и лишь в единичных случаях достигают 0,0128–0,014%. Битумоидные коэффициенты низки – не превышают 2–3%. Судя по результатам элементного ($C = 63,6 \div 67,3\%$; $ГЭ = 23,2 \div 27$;) и компонентного (масла до 17,3%, смолы бензольные 15–38%, смолы спиртобензольные 38–62%, асфальтены 8–10%) анализов ХБ, последние относятся к категории остаточных, сильно окисленных.

Мошный разрез триасовых–валанжинских образований в районах обрамления бассейна представлен неравномерно чередующимися сериями глинисто-сланцевых, терригенных и туфогенных пород, среди которых, особенно в триасовой части, доминируют пачки тонкого флиша. Степень преобразованности пород и заключенных в них СК уменьшается снизу вверх по разрезу от зеленосланцевой фации метаморфизма (T_{1-2}) до градации AK_2 апокатагенеза (K_1v), замеренной по ОСВ. Анализ и обработка полученных ранее данных показали наличие нескольких закономерностей в изменении органогеохимических показателей изученных алевропелитовых разностей пород (рис. 11). Снизу вверх по разрезу возрастают максимальные и средние содержания $C_{нк}$. Это происходит в основном за счет увеличения доли углистого материала. В то же время фон рассеянной битуминозности (ХБ) остается весьма низким (медианные значения нигде не превышают тысячных долей процента) и даже несколько уменьшается при переходе от нижне-среднетриасовых отложений к валанжинским. Соответственно вверх по разрезу

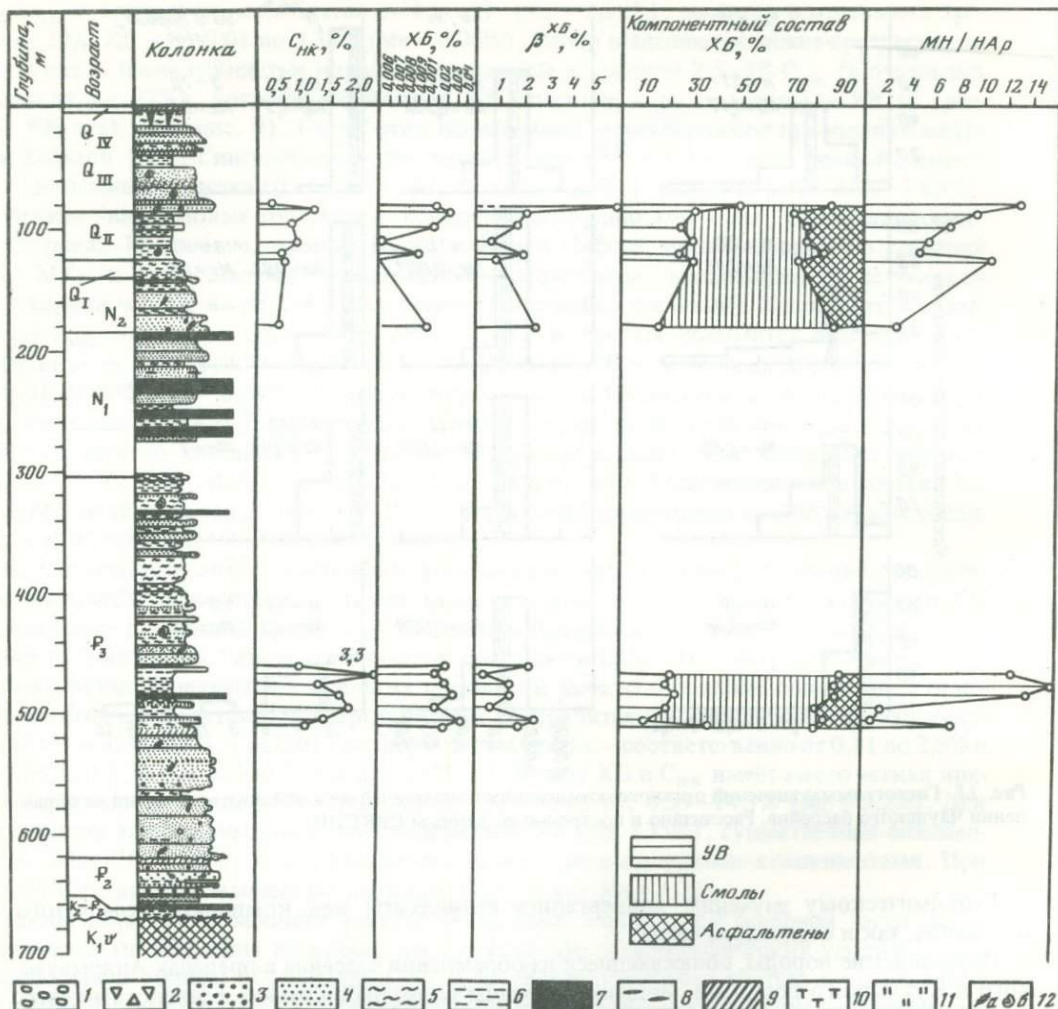


Рис. 12. Литолого-геохимический разрез скв. Айонской-1.

Условные обозначения к литологической колонке: 1 – галечники, конгломераты, 2 – брекчии, 3 – гравелиты, 4 – пески, песчаники, 5 – алевриты, алевролиты, 6 – глины, аргиллиты, 7 – угли, 8 – углистые породы, 9 – почва, 10 – туфогенный материал, 11 – кремнистый материал, 12 – растительные (а) и фаунистические (б) находки

снижаются в среднем весьма низкие значения коэффициента $\beta^{ХБ}$. Несмотря на заметные вариации состава, хлороформенные битумоиды в подавляющем большинстве случаев содержат повышенное количество гетероатомных смолистых и асфальтеновых компонентов и обеднены маслами и УВ. Средние содержания последних не выходят за рамки 25 г/т, а по разрезу несколько возрастают в верхнеюрских и валанжинских породах. В целом мезозойские образования, несмотря на окологларковые содержания СК, характеризуются остаточной битуминозностью, что находится в полном соответствии с высокой степенью их вторичной преобразованности.

Мощность кайнозойских отложений на суше невелика. Максимально она достигает 670 м в разрезе скв. 1, пробуренной на северо-западном берегу о-ва Айон. Здесь вскрыты (рис. 12) эоценовые, олигоценные, неогеновые и четвертичные образования в континентальных и частично мелководно-морских фациях, которые через кору выветривания позднемелового–палеоценового (?) возраста несогласно перекрывают дислоцированные песчано-сланцевые породы мезозоя. В составе кайнозойского разреза присут-

ствуют песчаники (пески), алевролиты, глины, пласты бурых углей. Степень их катагенетической преобразованности, судя по выходам летучих соединений в углях (54–63%), не превышает градации ПК₂.

Присланный в лабораторию материал позволил охарактеризовать породы двух интервалов разреза скв. Айонской-1: 81,6–125,8 и 460–509,2 м. Они достаточно сильно различаются по своим органогеохимическим параметрам².

Содержание С_{НК} в глинистых породах верхнего интервала в среднем составляет 0,65%. Выход ХБ колеблется от 0,005 до 0,024% (ср. – 0,011%). Значения β^{ХБ} невысоки (ср. – 2,2). По данным пиролиза, значения водородного индекса пород составляют 377–612 г УВ/т породы, или 55,1–109 мг УВ/г С_{НК} (ср. – 72,8 мг УВ/г С_{НК}). Величина индекса продуктивности (IP) равна 3,5–6,4% (ср. – 5,4%).

В составе ХБ от 38,0 до 58,7% приходится на смолы (ср. – 47,0%) и 16,9–28,2% (ср. – 21,7%) на асфальтены. Среди УВ, содержание которых колеблется от 24,3 до 49,0% (ср. 31,2%), существенно преобладают насыщенные – отношение МН/НАр составляет в среднем 8,4. По данным газово-жидкостной хроматографии (ГЖХ), в составе метаново-нафтеновых УВ главенствующее место принадлежит высокомолекулярным нафтанам с положением максимума распределения, отвечающего н-алканам С₂₇–С₂₉. Значения фона на хроматограмме в этой области в 1,3–1,5 раза превышают высоты пиков соответствующих алканов. В распределении н-алканов самые легкие из рассматриваемой фракции УВ С₁₅–С₂₂ находятся в резко подчиненном положении. Нечетность распределения н-алканов выражена слабо: значение CPI = 1,70. Величины отношений Пр/н-С₁₇ и Ф/н-С₁₈ составляют 0,70 и 0,54 соответственно; Пр/Ф = 0,88.

Нижний интервал в значительно большей степени обогащен СК – содержания С_{НК} здесь изменяются от 0,85 до 3,34 (ср. – 1,63%). Соответственно выше и выход ХБ (0,015–0,034%, ср. – 0,021%), однако значения β^{ХБ} меньше – 0,4–2,2% (ср. – 1,5%). Величина водородного индекса пород колеблется здесь от 846 до 1273 г УВ/т породы (ср. – 983 г УВ/т породы), или, в пересчете на С_{НК}, от 38,1 до 69,2 мг УВ/г С_{НК} (ср. – 54,9 мг УВ/г С_{НК}). Величины индекса продуктивности незначительно ниже, чем в верхнем интервале, – в среднем 4,2% при колебаниях от 1,1 до 6,4%.

По составу ХБ и данным ГЖХ второй интервал может быть подразделен на две части. Верхняя, представленная тремя образцами с глубины 467,0–483,2 м, характеризуется высоким содержанием в ХБ смол (66,9–70,5%) и пониженным асфальтенов (8,7–10,4%). В УВ, доля которых колеблется от 19,1 до 22,9%, очень сильно преобладают насыщенные – значения МН/НАр изменяются от 12,2 до 16,4. Для н-алканов характерно существенное преобладание нечетных в области С₂₃₊, значения коэффициента CPI составляют 3,6, максимум распределения приходится на н-С₂₇ или н-С₂₉. Для алканов этой части разреза характерно более высокое содержание изопреноидов. Отношения Пр/н-С₁₇ и Ф/н-С₁₈ равны 2,46 и 1,27. Показатель Пр/Ф больше единицы (1,32). В ХБ второй части нижнего интервала (три образца на глубинах 495,5–509,2 м) содержание смол несколько ниже (ср. – 59,9%), а асфальтенов – выше (ср. – 17,8%). Хотя суммарное содержание УВ в ХБ остается на том же уровне, внутри их резко снижается доля насыщенных УВ (МН/НАр изменяется от 1,1 до 7,3, ср. – 3,3). Алканы отличаются несколько меньшей нечетностью (CPI = 3,0) и меньшим содержанием изопреноидов (Пр/н-С₁₇ и Ф/н-С₁₈ равны 1,33 и 0,68 соответственно). Существенно ниже здесь и содержание УВ стеранового и гопанового рядов, присутствующих в вышележащей части; Пр/Ф = 0,57.

Приведенные характеристики позволяют говорить, что основную роль в формировании состава СК нижнего интервала играл материал континентального генезиса (велика роль арконовой составляющей). Нефтематеринский потенциал СК такого типа невысок (S₂^н – 54,9 мг УВ/г С_{НК}), однако благодаря повышенному содержанию СК сами породы обладают высокими нефтегенерационными возможностями – в среднем 983 г УВ/т породы. СК верхнего интервала (81,6–125,8 м) связаны в основном с низшими

² Образец с глубины 180 м по различным показателям состава СК тяготеет то к верхнему, то к нижнему интервалу, т.е., как и в разрезе, занимает промежуточное положение.

организмами и имеют более алиновый характер. Обладая несколько более высоким УВ-потенциалом (ср. — 72,8 мг УВ/г $C_{нк}$), СК в то же время содержатся в породах в малых количествах, что определяет более низкие нефтегенерационные возможности толщи, потенциал которой оценивается значениями S_2^H 474 г УВ/т породы.

ЛОНГСКО-ЧУКОТСКИЙ БАССЕЙН

Данный объект связан с крупной наложенной впадиной, занимающей акваторию южной части Чукотского моря и пролива Лонга. Ее южным ограничением служат складчатоблоковые сооружения Чукотской, Кускоквием-Кобукской систем мезозой и Чукотско-Сьюардского массива, а северным — поднятия Врангеля и Геральда, являющиеся структурными элементами Котельническо-Бруксовской краевой зоны [45, 47]. Осадочное выполнение бассейна включает комплекс кайнозойских континентальных и прибрежно-морских терригенных образований, а также, вероятно, ряд погребенных комплексов, сложенных различными по составу породами мелового (начиная с альба) возраста.

Складчатое основание бассейна гетерогенно и объединяет породы от архейских (?) и протерозойских до неоконских включительно. В районах обрамления эти комплексы в различной степени метаморфизованы и прорваны многочисленными разнообразными по составу интрузиями. Однако зональность метаморфизма и катагенеза доальбских пород на Северной Чукотке, как и на соседней Аляске, выражена достаточно ярко [47, 64, 183]. Снижение регионального уровня вторичной преобразованности наблюдается обычно в карбонатных породах палеозойского возраста, слагающих отдельные тектонические блоки на Уэленском поднятии, а также в западной части п-ова Сьюард и на о-ве Святого Лаврентия [183]. В соответствии с вещественным составом и вторичными изменениями пород находятся и их органогеохимические показатели. Литолого-битуминологическому изучению подверглись палеозойские и мезозойские отложения Уэленского поднятия, Колючинско-Мечигменского прогиба и о-ва Врангеля [87, 88] (Т.Н. Копылова, А.В. Дитмар, 1971 г.).

На Уэленском поднятии, в бассейне р. Чегитунь, вскрывается разрез от нижнего ордовика до нижнего карбона включительно [88, 122]. Наиболее интенсивно здесь преобразованы среднедевонские отложения, и в частности танатапская свита, глинистые породы которой превращены в карбонат-мусковит-хлоритовые и кремнистые сланцы, а карбонатные — в мраморы. Для каменноугольных отложений характерны скарнированные карбонатные породы, бластез обломочных зерен и ороговикование глинистых сланцев. Карбонатные ордовикско-силурийские и нижнедевонские отложения в большинстве случаев также интенсивно преобразованы. В них отмечаются обилие полисинтетических двойников кальцита, элементы рассланцованности карбонатного вещества (в том числе и минерального выполнения трещин), признаки многоэтапной твердофазной перекристаллизации. В то же время в отдельных блоках встречаются относительно слабо преобразованные породы. В некоторых глинистых известняках коэффициент перекристаллизации микрита составляет 50—60%, что соответствует широкому диапазону градаций катагенеза от $МК_4$ до $АК_1$.

Отдельные литотипы палеозойских пород рассматриваемого разреза характеризуются различными, но в целом низкими концентрациями $C_{нк}$ (рис. 13). Наименьшими его содержаниями, в пределах нескольких десятых и сотых долей процента, отличаются известняки и доломиты. Медианные значения $C_{нк}$ в глинистых образованиях выше, но нигде не достигают кларкового уровня. Содержание ХБ в подавляющем большинстве образцов не превышает 0,01% и практически не зависит от литологии пород. Битумоидные коэффициенты низки, а их вариации при относительном постоянстве содержания ХБ тесно связаны с изменением $C_{нк}$. Концентрации ДСББ всегда превышают таковые ХБ. Состав ХБ характеризуется дефицитом углерода (62—78%; $Me = 71\%$), масел (15—45%; $Me = 28\%$) и высокой окисленностью (ГЭ — 6,2—18,8; $Me = 10,2\%$). Как показывает анализ выборки образцов икычуренской свиты среднего девона, в ХБ

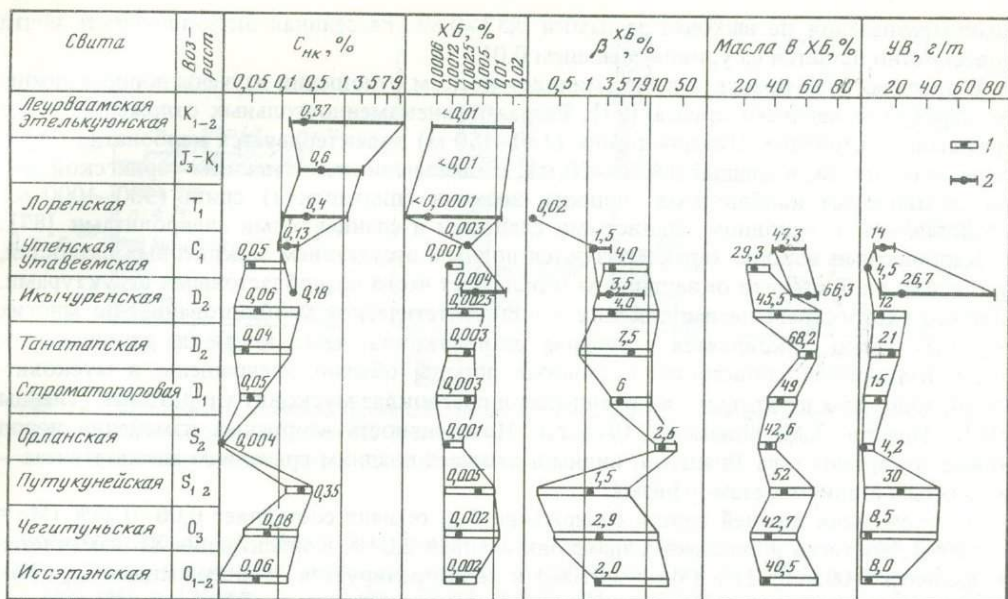


Рис. 13. Изменение органогеохимических показателей карбонатных (1) и глинистых (2) пород в разрезе Уэленского поднятия (рассчитано и построено по данным СВКНИИ [87] и материалам Т.П. Копыловой и А.В. Дитмара, 1971 г.)

карбонатных пород при прочих равных условиях содержание гетероэлементов оказывается несколько выше, а УВ — ниже, чем в битумоидах из глинистых разностей. Степень алифатичности ХБ очень высокая и практически не зависит от литологии вмещающих пород ($H/C_{ат} = 1,69-1,88$; $Me = 1,80$). Судя по низким абсолютным количествам и составу битумоидов, последние имеют остаточный характер. Это подтверждается и данными ИК-спектрометрии. Спектры указывают на большое количество кислородсодержащих компонентов, причем в глинистых породах среди них преобладают структуры типа альдегидов, кетонов, кислот, ароматических эфиров, о чем свидетельствует повышенная оптическая плотность в области 1700 см^{-1} по сравнению с интервалом 1740 см^{-1} . В битумоидах карбонатных пород кислородсодержащие соединения представлены в основном ненасыщенными нециклическими структурами ($1730, 1630, 970 \text{ см}^{-1}$). Кроме того, в этих битумоидах отмечаются повышенные концентрации сернистых соединений — сульфонов и сульфокислот ($1060, 1100, 1690, 1010 \text{ см}^{-1}$) [88].

В некоторых образцах карбонатных пород чегитуньской (O_3), путукунейской (S_{1-2}) свит и строматопоровой толщи (D_1) Б.А. Клубовым в минеральных трещинах и по стилолитам обнаружены люминесцирующие битумоиды аллохтонного типа. Для таких пород характерно общее возрастание содержания ХБ ($Me = 0,013\%$). Состав последних отличается возрастанием концентраций УВ ($Me = 50\%$) и восстановленности (ГЭ снижаются до $Me = 9,3\%$). По ИК-спектрам фиксируется снижение содержания кислородсодержащих ($1700-1740 \text{ см}^{-1}$) и ароматических (1600 см^{-1}) структур. Подобные образования могут служить иллюстрацией процессов перераспределения подвижных компонентов СК в карбонатах в условиях интенсивного катагенеза.

Т.Н. Копыловой и А.В. Дитмаром получены самые общие битуминологические данные по мезозойским терригенным породам Колючинско-Мечигменского прогиба. Степень вторичной преобразованности триасовых и верхнеюрско-нижнемеловых отложений высока и соответствует стадии филлитов и глинистых сланцев. Нижне-верхнемеловые угленосные осадочно-вулканогенные образования (леурваамская и этелькумская свиты), связанные со структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, изменены зонально, но в целом в несколько меньшей степени, чем более древние. Диапазон содержаний $S_{НК}$ в этих породах достаточно широк ($0,1-10\%$, см. рис. 13), но ме-

дианные значения не выходят за рамки 0,37–0,6%. Рассеянная битуминозность почти повсеместно остается на уровне, меньшем 0,01%.

В пределах о-ва Врангеля в битуминологическом отношении изучены породы нижнего карбона и верхнего триаса [87]. Разрез нижнекаменноугольных отложений имеет трехчленное строение. Нижняя толща (130–150 м) характеризуется карбонатно-терригенным составом, в средней (400–450 м), выделяемой под названием уэрингской свиты, доминируют карбонатные породы, верхняя (пилларская) свита (900–1000 м) представлена в основном глинистыми сланцами и сланцеватыми алевролитами [87].

Карбонатные породы характеризуются полным отсутствием микритовых разностей, в той или иной степени окварцованы и обладают часто гранобластовыми структурами. Широко распространены импликация и полисинтетическое двойникование. Во многих образцах четко фиксируется вторичная сланцеватость, часто косая по отношению к седиментационной слоистости. Глинистые породы обычно превращены в мусковит-кварц-доломит-хлоритовые и рутил-кварц-плагиоклаз-мусковит-хлоритовые сланцы (М.К. Иванов, Т.М. Шлыкова, 1975 г.). Интенсивность вторичных изменений пород нижнего карбона о-ва Врангеля, видимо, отвечает поздним грациям апокатагенеза — начального стадиям метаморфизма.

В отложениях нижней толщи содержание $S_{нк}$ обычно составляет 0,06–0,21% (Me = 0,09%), достигая в единичных прослоях сланцев 2,04%. Концентрация ХБ изменяется в пределах 0,005–0,021% (Me = 0,010%) и не коррелируется с содержанием $S_{нк}$. Как следствие, имеют место значительные вариации коэффициента β^{XB} (0,2–25,6%; Me = 6,5%). Весьма изменчив и состав ХБ (УВ — 31,1–73,4%, Me = 63,6%; ГЭ — 4,3–26,7%, Me = 15,4%), причем обращает на себя внимание высокий уровень значений Н/С ат (1,74–2,05; Me = 1,93). Отчетливых закономерностей изменения битуминологических показателей в зависимости от литологии пород в этой толще не наблюдается.

В преобладающих в уэрингской свите карбонатных породах фиксируется очень низкий фон $S_{нк}$ (0,003–0,04%; Me = 0,02%) и ХБ (0,004–0,009%; Me = 0,006%). В прослоях сланцев содержание $S_{нк}$ на 1–2 порядка выше (0,30–3,06%; Me = 0,50%). Однако значения ХБ сохраняются в среднем на том же уровне (Me = 0,006%). Связь между содержанием $S_{нк}$ и ХБ не прослеживается. Битумоиды характеризуются весьма окисленным составом (ГЭ — 11,5–24,9%; Me = 18,0%), низким содержанием УВ (17,9–49,2%; Me = 30,0%) и высокой алифатичностью (Н/С ат — 1,54–1,94; Me = 1,82). Степень окисленности ХБ повышается с ростом карбонатности.

В сланцах пилларской свиты содержание $S_{нк}$ составляет 0,10–4,73% (Me = 0,38%), снижаясь в прослоях карбонатных пород до 0,07–0,08%. Количество ХБ нигде не превышает 0,01%, а их медианные значения в сланцах и карбонатных породах равны соответственно 0,007 и 0,004%. В элементном составе ХБ различия между разными литотипами не проявляются: содержание ГЭ колеблется от 4,3 до 23,2% (Me = 15,9%), отношение Н/С ат составляет 1,72–1,95 (Me = 1,80). Углеродородная фракция ХБ возрастает при переходе от карбонатных пород (12,6–32,6%; Me = 22,6%) к сланцам (32,0–67,2%; Me = 42,7%).

Таким образом, как и в большинстве палеозойских пород о-ва Врангеля, в данном случае фиксируется битуминозность остаточного характера. Концентрации $S_{нк}$ варьируют в значительных пределах (0,01–4,73%) и возрастают с повышением содержания в породах нерастворимого остатка (рис. 14). Содержание ХБ отличается низким уровнем и относительным постоянством вне явной связи с литологией. По мере уменьшения карбонатности пород содержание ГЭ в ХБ падает, а концентрация УВ возрастает. Степень алифатичности битумоидов при этом практически не изменяется.

В составе верхнетриасовых отложений о-ва Врангеля выделяются [87] три толщи: нижняя — существенно глинистая (700–800 м), средняя, сложенная глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками (280–300 м), и верхняя, представленная песчаниками с прослоями алевропелитов (300–350 м). Отложения достигли стадии филлитизированных глинистых и глинистых сланцев, что, по-видимому, отвечает поздним грациям апокатагенеза.

Содержание СК в верхнетриасовых отложениях существенно выше, чем в нижнека-

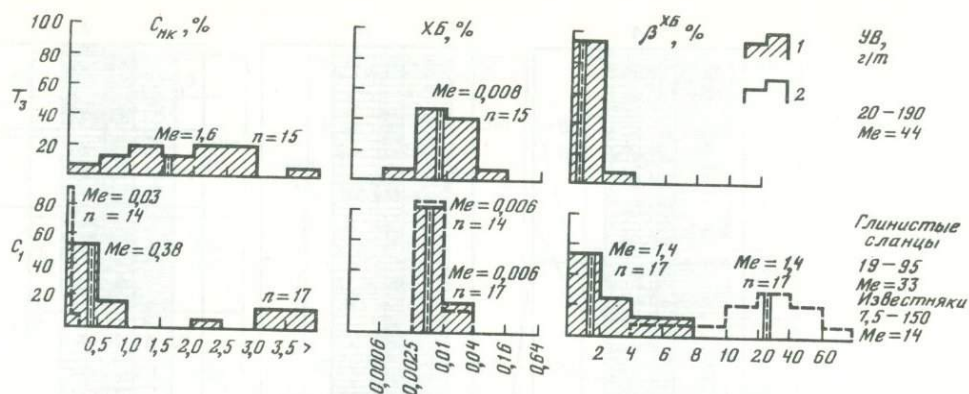


Рис. 14. Гистограммы значений органогеохимических показателей нижнекаменноугольных и верхнетриасовых отложений о-ва Врангеля (рассчитано и построено по данным СВКНИИ [87])

1 — для глинистых сланцев; 2 — для известняков

менноугольных (см. рис. 14). При этом отмечается отчетливая тенденция роста $C_{НК}$ снизу вверх по разрезу: в нижней толще — 0,51–1,44% (Me = 0,7%), в средней — 1,32–2,34% (Me = 1,90%), в верхней — 0,43–4,06% (Me = 2,77%). Содержание ХБ, как и в нижнекаменноугольных отложениях, измеряется обычно тысячными долями процента (Me в нижней, средней и верхней толщах составляют соответственно 0,006; 0,010 и 0,010%). Однако в средней и верхней толщах встречаются отдельные прослои глинистых сланцев с содержанием ХБ 0,011–0,073%. Между $C_{НК}$ и ХБ прослеживается слабо выраженная прямая зависимость. Степень битуминизации СК незначительно возрастает вверх по разрезу (Me соответственно 0,3; 0,4 и 0,5%), не выходя за пределы 2%. По элементному составу ХБ рассматриваемых толщ близки к таковым нижнекаменноугольных отложений и практически не изменяются по разрезу (ГЭ — 3,9–24,6%, Me = 12,5; Н/С ат — 1,73–1,95, Me = 1,85). Отличительной их особенностью являются несколько повышенные концентрации УВ в расчете как на ХБ (30,6–74,1%; Me = 52,2%), так и на породу (см. рис. 14).

Сидекахиты кайнозойского комплекса чехла Лонгско-Чукотского бассейна не изучены. Судя по вещественной и фацальной близости палеогеновых и неогеновых пород, вскрытых мелкими скважинами в Ванкаремской и Валькарайской низменностях Северной Чукотки, с одновозрастными породами Чаунского бассейна, можно, видимо, говорить о сходстве их органогеохимических характеристик.

ИНДИГИРО-ЗЫРЯНСКИЙ И МОМСКИЙ БАСЕЙНЫ

Расположенные по соседству друг с другом, но по разные стороны Илий-Тасского горст-антиклинория, рассматриваемые объекты близки по возрасту и отчасти по составу выполняющих их отложений. В этой связи, а также с учетом того факта, что ряд изученных с органогеохимических позиций разрезов палеозойских и мезозойских отложений занимают положение в смежных районах обрамления обоих бассейнов, материалы по СК этих объектов удобно рассматривать совместно.

Индигино-Зырянский бассейн относится к протоорогенному типу и занимает положение на стыке Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской миогеосинклинальной систем. Своеобразие его заключается в двух главных особенностях. Во-первых, в верхнеюрской—нижнемеловой секции разреза, суммарная мощность которой достигает 10–13 км, присутствует, особенно в юго-западной полосе бассейна, классический ряд геосинклинальных формаций: вулканогенно-осадочная, аспидная, флишевая, морская и континентальная молассовые. Орогенный комплекс наращивается грубообломочными континентальными отложениями верхнего мела и кайнозоя. Во-вторых, породы основного верхнеюрского—кайнозойского этажа выполнения

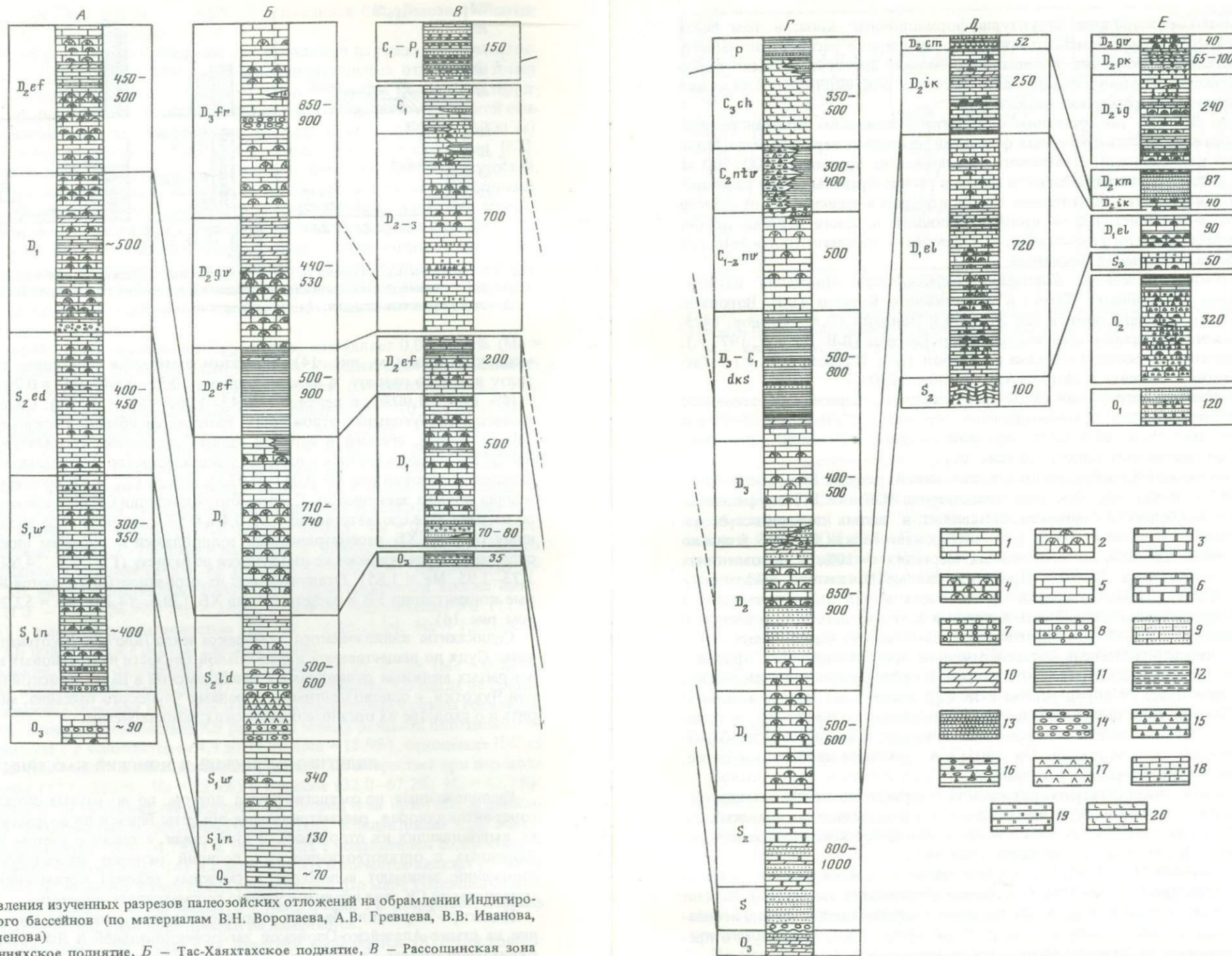


Рис. 15. Схема сопоставления изученных разрезов палеозойских отложений на обрамлении Индигиро-Зырянского и Момского бассейнов (по материалам В.Н. Воропаева, А.В. Гревцева, В.В. Иванова, Б.А. Клубова, Г.А. Семенова)

Разрезы: А – Селеняхское поднятие, Б – Тас-Хаяхтахское поднятие, В – Рассошинская зона Омудевского поднятия, Г – южная часть Приколымского поднятия (реки Ясачная, Поповка), Д – Известковый Карьер, Е – Верхний Половинный Камень (слева – возраст отложений, справа – мощность, м); 1 – известняки; 2 – органогенные известняки; 3 – доломиты; 4 – органогенные доломиты; брекчии: 5 – известняковые, 6 – доломитовые; 7 – известняковые конгломераты;

8 – известняковые конглобрекчии; 9 – известняковые песчаники; 10 – мергели; 11 – аргиллиты и глинистые сланцы; 12 – алевролиты; 13 – песчаники; 14 – конгломераты; 15 – брекчии; 16 – конглобрекчии; 17 – гипсы и ангидриты; породы: 18 – известково-кремнистые, 19 – кремнистые; 20 – эффузивы

бассейна перекрывают разнородные структурно-формационные зоны, в том числе склоны Селенняжского и Приколымского поднятий, где широко распространены карбонатные и терригенно-карбонатные ассоциации зонально преобразованных пород палеозойского возраста. В юго-восточной части бассейна они участвуют в строении нижнего погребенного этажа комплекса выполнения.

Разрез Момского бассейна по сравнению с Индигино-Зырянским заметно редуцирован, главным образом за счет орогенных формаций нижнего и верхнего мела. Мощность же молодого кайнозойского грабенного комплекса не превышает 400–500 м.

На обрамлении рассматриваемых объектов широко распространены толщи палеозойских карбонатных и карбонатно-терригенных пород, которые в зависимости от степени дислоцированности и катагенетической преобразованности в одних случаях входят в состав комплекса складчатого основания, а в других – нижнего (погребенного) комплекса осадочного выполнения бассейнов.

В литолого-битуминологическом отношении палеозойские отложения изучены в пределах Верхнего Половинного Камня и Известкового Карьера (В.Н. Воропаев, Г.А. Семенов, 1977 г.), среднего течения рек Ясачной и Поповки (Г.А. Семенов, 1975, 1977 гг.), Омудевского поднятия в среднем течении р. Рассохи (В.В. Иванов, 1977 г.), Селенняжского поднятия по рекам Талынджа и Сеймчан (Б.А. Клубов, 1978 г.) и Тас-Хаяхтажского поднятия в бассейне р. Догдо (А.В. Гревцев, 1980 г.).

Разрез Верхнего Половинного Камня (ВПК) расположен в северной части западного борта Приколымского поднятия, в правобережных обрывах р. Колымы, в 25–30 км ниже устья р. Седедемы. Здесь обнажается ордовикско-девонская толща терригенно-карбонатного состава мощностью более 1 км (рис. 15).

Степень катагенетической преобразованности отложений разреза ВПК оценивалась по интенсивности перекристаллизации карбонатных пород, ИОК и ОСВ. Коэффициенты перекристаллизации карбонатного микролита составляют в чистых доломитистых известняках и известковых доломитах 100%, в глинистых известняках 60–80%, в сильно глинистых известняках 20–40%, в известковых мергелях 5–10%, в доломитовых сильно глинистых известняках 40–50%. При этом данные показатели практически не меняются по разрезу. Индекс окраски ордовикских конодонтов соответствует интервалу 4–4,5. Отражательная способность витринита в отложениях чемудундинской свиты среднего девона – 11,0% (определение В.Н. Воропаева). Совокупность всех данных позволяет определить степень катагенетической преобразованности ордовикско-девонских отложений рассматриваемого разреза в пределах градаций МК₅–АК₁.

Обогащенность палеозойских пород района ВПК $C_{нк}$ в целом по разрезу изменяется от 0,02 до 1,02%, при этом около 86% изученных образцов содержат $C_{нк}$ в количествах менее 0,25%. Максимальных значений этот показатель достигает в карбонатных отложениях нижней части игульдинской свиты и в кремнисто-карбонатной пачке, условно датированной позднесилурийским возрастом.

Во всех выделенных литолого-стратиграфических подразделениях наибольшие содержания СК отмечаются в мергелях, а наименьшие – в известняках и глинистых известняках. При сравнении одних и тех же литотипов намечается некоторая тенденция снижения содержания СК с возрастом отложений (рис. 16).

Количество ХБ изменяется от 0,002 до 0,32% и также снижается вниз по разрезу. В подавляющем большинстве случаев их содержания измеряются тысячными долями процента. Соответствие количеств $C_{нк}$ и ХБ достаточно хорошо проявляется в небольшом разбросе средних величин коэффициента $\beta^{ХБ}$ (4–11%) и свидетельствует о преимущественно автохтонной природе битуминозных компонентов.

Содержание УВ в ХБ колеблется от 30 до 56% и коррелируется (обратная связь) с содержанием ГЭ в ХБ. Отчетливых связей компонентного и элементного состава ХБ с литологией вмещающих пород в данном разрезе не фиксируется. Вниз по разрезу отмечается снижение содержания УВ в ХБ и соответственно повышение количества ГЭ в элементном составе ХБ.

Среди насыщенных УВ основная роль принадлежит нафтанам. Распределение n-алка-

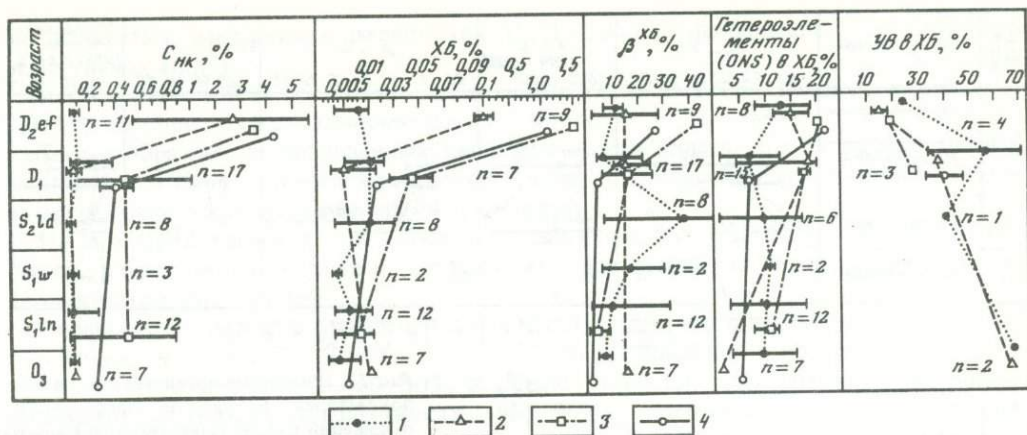


Рис. 16. Изменение органогеохимических показателей в разрезе палеозойских отложений района Верхнего Половинного Камня (Приколымское поднятие, Гревцев и др., 1983 г.)
 1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — сильно глинистые известняки; 4 — мергели

нов ровное, а максимум приходится на молекулы с 23–25 атомами углерода. Отношение $Pr/n-C_{17}$ и $\Phi/n-C_{18}$ больше единицы, отношение изопреноидов Pr/Φ составляет 0,70–0,75. Доля n-алканов в мергелях несколько выше, чем в известняках.

В разрезе Известкового Карьера, расположенном на правом берегу р. Колымы, в 15 км ниже устья р. Шаманихи, в моноклинальном залегании обнажаются отложения верхней части силура (?), нижнего и среднего девона (см. рис. 15). Степень катагенетической преобразованности пород, судя по коэффициентам перекристаллизации карбонатного микрита [38], ИОК (3,5–4) и ОСВ ($R^a = 10,0 \div 11,6$ — определения В.Н. Воропаева), соответствует грациям $MK_5 - AK_1$, однако в среднем она несколько ниже, чем в разрезе ВПК (ближе к MK_5) [38].

Содержание $S_{НК}$ в целом по разрезу варьирует от 0,01 до 2,13%. Наиболее высокие концентрации СК (1–2%) характерны для мергелей и сильно глинистых известняков известково-карьерской свиты, а в других литотипах средние значения $S_{НК}$ составляют 0,3%. Степень битуминизации СК в них не превышает 3%. С учетом литологической характеристики эти отложения могут быть отнесены к доманикоидам [38].

Распределение $S_{НК}$ по различным литотипам в эльгенекской свите весьма контрастно: в сильно глинистых известняках и известково-кремнистых породах концентрации $S_{НК}$ достигают 1%, а в чистых и глинистых известняках обычно не превышают 0,1%. Заметно варьируют и значения β^{XB} (рис. 17).

Повышенные значения $S_{НК}$ в породах доломитовой толщи фиксируются лишь в образцах, содержащих твердые битумы типа керитов-антраксолитов.

Несмотря на высокую степень катагенеза пород Известкового Карьера, литологический фактор оказывает заметное влияние на их битуминологические показатели. Содержания $S_{НК}$ и ХБ закономерно снижаются с увеличением карбонатности пород (рис. 18). Концентрации ХБ изменяются от 0,001 до 0,009%, медианные значения сгруппированы в интервале 0,002–0,004%. Связь между содержанием $S_{НК}$ и ХБ наилучшим образом прослеживается в пределах сильно глинистых разностей пород и почти исчезает в известняках с низкой глинистостью (см. рис. 17, 18).

Не менее тесную связь с литологией пород обнаруживает и состав ХБ. В пределах известково-карьерской и эльгенекской свит содержания УВ и ХБ снижаются от 47–49% в известняках до 34–39% в сильно глинистых известняках и мергелях и до 25% в глинистых известняках. Как известно [99], существует прямая корреляционная зависимость между содержаниями в ХБ асфальтово-смолистых компонентов и ГЭ. В рассматриваемом разрезе данная закономерность проявляется только внутри литологически однородных разностей. Так, возрастание доли УВ в известняках от 47% в извест-

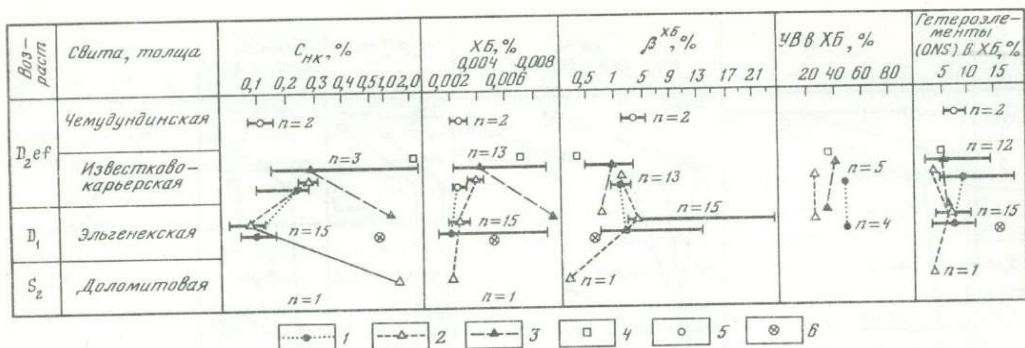


Рис. 17. Изменение органогеохимических показателей в разрезе палеозойских отложений района Известкового Карьера (Приколымское поднятие, Гревцев и др., 1983 г.)

1 — известняки и доломиты; 2 — глинистые известняки; 3 — сильно глинистые известняки; 4 — мергели; 5 — аргиллиты; 6 — известково-кремнистые породы

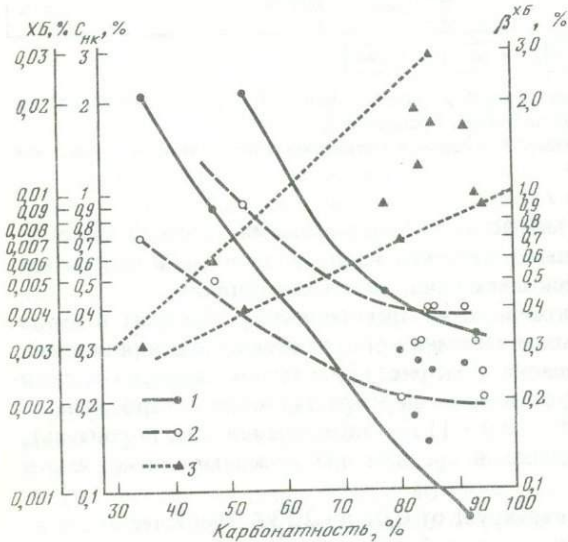


Рис. 18. Зависимость $C_{НК}$, $ХБ$ и $\beta^{ХБ}$ от карбонатности в отложениях известковокарьерской свиты в районе Известкового Карьера (Приколымское поднятие, Гревцев и др., 1983 г.)

1 — $C_{НК}$; 2 — $ХБ$; 3 — $\beta^{ХБ}$

ковокарьерской свите до 49% в эльгенекской сопровождается снижением содержания ГЭ в $ХБ$ от 8,5 до 7,0%, снижение содержаний УВ от 39 до 34% в сильно глинистых разностях этих же свит отражается в возрастании концентраций ГЭ в $ХБ$ от 4,3 до 5,7%.

В то же время данная зависимость меняется на противоположную при сравнении элементного и компонентного состава $ХБ$ литологически разнотипных групп в рамках отдельных свит. В этом случае наиболее обогащенные УВ битумоиды известняков имеют максимальные значения и ГЭ, а глинистые известняки с минимальным содержанием ГЭ имеют и наименьшую долю УВ в составе $ХБ$. Приведенные факты еще раз указывают на существенную роль минеральной среды в катагенетической эволюции СК. Вариации вещественного состава карбонатных пород не только влекут за собой изменение абсолютных концентраций СК и $ХБ$, но и определяют механизм формирования состава битумоида на каждом стадийном рубеже.

Представляет интерес и связь состава УВ с характером минеральной матрицы вмещающих пород при близком содержании $ХБ$. Углеводороды известняков в наибольшей степени обогащены нафтеново-ароматической фракцией ($МН/НАр = 9,5$), несколько ниже доля ароматических соединений среди УВ сильно глинистых известняков и мергелей ($МН/НАр = 13,6$) и еще ниже в глинистых известняках ($МН/НАр = 15,7$).

Среди насыщенных УВ также фиксируются вполне закономерные изменения. В известняках эта фракция практически целиком представлена нафтеновыми соединениями, а n-алканы $C_{15}-C_{20}$ присутствуют в следовых концентрациях. Если судить о соотношении n-алканов и суммы нафтенос по величине отношения высоты пика $n-C_{19}$ к высоте фонового сигнала под ним, то минимальные концентрации n-алканов характерны для известняков (указанное отношение — 0,14), несколько выше — в силь-

но глинистых известняках и мергелях (0,31–0,47) и наибольшие — в глинистых известняках (0,65).

Пр/Ф в известняках составляет 3,1, в сильно глинистых известняках и мергелях — 1,0–1,2, в глинистых известняках — 0,6.

Таким образом, на приведенных примерах можно видеть, что на рубеже мезо- и апокатагенеза по всем показателям состава ХБ и УВ глинистые известняки отличаются от других литотипов экстремальными значениями.

На юге Приколымского поднятия, в бассейне средних течений рек Ясачной и Поповки, изучен мощный разрез палеозойских образований от нижнеордовикских до пермских (см. рис. 15) [69].

Коэффициент перекристаллизации карбонатного микрита в ниже-среднедевонских отложениях разреза по р. Ясачной имеет следующие значения: в известняках — 100%, в глинистых известняках — 60–80%, в сильно глинистых известняках — 20–30%, в доломитистых глинистых известняках — 60–90%, в доломитовых сильно глинистых известняках — 50–70%, что соответствует градации АК₁. Индекс окраски конодонтов из франско-фаменских отложений этого района (сборы М.Х. Гагиева, 1980 г.) изменяется от 3 до 4, что отвечает градации катагенеза МК₅. В разновозрастных отложениях в бассейне р. Поповки (сборы В.С. Шульгиной, 1980 г.) обнаружены конодонты, имеющие ИОК около 5 (градация АК₁). В верхнефаменско-нижневизейских отложениях ИОК изменяется от 4 до 5 (градации МК₅–АК₁). В отложениях нятвенской свиты этого района R_{max}^a витринита составляет 9,4% (градация МК₃ — заключение В.Н. Воропаева). Таким образом, степень катагенетической преобразованности девонско-каменноугольных отложений на юге Приколымского поднятия варьирует в пределах градаций МК₃–АК₁. Ордовикско-силурийские образования, по-видимому, преобразованы до более высоких градаций апокатагенеза.

Содержание СК в палеозойском разрезе юга Приколымского поднятия изменяется в широких пределах (С_{нк} = 0,02 ÷ 1,6%). В ордовикско-силурийских породах С_{нк} не превышает 0,1%, что при низких значениях ХБ (до 0,004%) свидетельствует о крайне низком нефтегазоматеринском потенциале этих отложений.

Девонские образования, напротив, характеризуются широким развитием сингенетично-битуминозных пород [69]. Наибольшие содержания С_{нк} характерны для мергелей и сильно глинистых известняков (0,15–0,6%), сингенетичная рассеянная битуминозность достигает в них 0,01–0,02%. Седикахиты в этих породах встречаются исключительно в тонкодисперсном состоянии и тесно связаны с минеральной матрицей. Этот факт находит отражение и в битуминологических показателях — наблюдается четкая положительная связь между ХБ и С_{нк}, что указывает на преимущественно сингенетичную природу растворимых компонентов СК, хотя в их совокупности можно встретить также остаточные и аллохтонные разности. В известняках и глинистых известняках этого возраста С_{нк} измеряется сотыми долями процента, а ХБ не превышает 0,003%.

Состав битумоидов девонских отложений также обнаруживает тесную связь с литологией вмещающих пород. ХБ известняков и глинистых известняков отличается от таковых более глинистых разностей повышенной алифатичностью (Н/С ат соответственно 1,76–1,84 при Me = 1,80 и 1,39–1,74 при Me = 1,60), меньшим разбросом содержания ГЭ (соответственно 5,0–13,9% при Me = 7,9% и 3,9–19,8% при Me = 5,8%) и УВ (соответственно 41,5–78,1% при Me = 60,0% и 14,6–71,1% при Me = 57,1%). Для пород первой группы также отмечается более резкое преобладание спиртобензольных компонентов над хлороформенными.

В отложениях нижнего карбона С_{нк} изменяется в пределах 0,05–0,20%, причем возрастает с повышением нерастворимого остатка пород (НОП). Зависимость между С_{нк} и ХБ не такая тесная, как в девонских отложениях. Состав ХБ по сравнению с образованиями девона отличается повышенной алифатичностью (Н/С ат — 1,50–1,94; Me = 1,82), степень окисленности и содержание УВ в ХБ сохраняются на том же уровне.

Нятвенская толща среднего карбона представлена туфогенно-кремнистыми ар-

гиллитами, которые на отдельных участках замещаются породами, близкими по составу к сопочным брекчиям [123].

Вмещающая разнообразные обломки и конкреции тонкообломочная масса нятвенских отложений отличается богатым содержанием $S_{нк}$ (2,2–3,9%) и битуминозных компонентов (0,05–0,20%); ХБ характеризуются низкой окисленностью (содержание ГЭ не превышает 5%) и преобладанием в своем составе УВ (55,3–69,3%), причем в углеводородной фракции резко доминируют алканы. Нятвенская толща на р. Поповке характеризуется яркими макропроявлениями окисленных нефтей, малых и чистых парафинитов – гачетитов, которые заполняют каверны, трещины и пустоты форменных элементов фауны внутри обломков разнообразных по составу пород и карбонатных конкреций [123]. Эта толща в изученном разрезе обладает наиболее высоким нефтематеринским потенциалом.

В пределах Рассошинской зоны Омуревского поднятия (бассейн р. Рассохи между устьями рек Хаханджа и Булкут) изучен разрез палеозойских отложений от верхнего ордовика до нижней перми (см. рис. 15).

Ордовикские отложения подверглись наиболее значительным вторичным изменениям. Для них характерны рассланцевание пелитовых, а иногда карбонатных и более грубых разностей пород, частичный бластез. Зачастую в алевро-псаммитовых разностях наблюдается явление конформности, в ряде случаев – инкорпорационные структуры. В карбонатных породах первичные структуры практически не сохранились, часто отмечается единая оптическая ориентировка зерен, распространено полисинтетическое двойникование кальцита, свидетельствующее о существенных стрессовых нагрузках. За счет вторичной доломитизации, развивающейся вдоль трещин, породы приобрели брекчиевидную текстуру. Широко развиты и инкорпорационные структуры.

Средне-верхнепалеозойские отложения также подверглись интенсивным вторичным изменениям. Плотность глинистых пород составляет 2,65–2,73 г/см³. Глинистые минералы представлены крупно-среднедисперсным агрегатом гидрослюд и хлорита, иногда с примесью галлуазита, вермикулита и каолинита. Органогенные структуры известняков фиксируются только в сильно глинистых разностях. В менее глинистых карбонатных породах сохранились лишь наиболее крупные и устойчивые аллохемы (криноидеи, обломки брахиопод, остракод).

Коэффициент перекристаллизации известняков составляет 100%, глинистых известняков – 90–100%, сильно глинистых известняков – 80–100%, известковых мергелей – 5–10%. Для доломитистых известняков характерны прозрачные зерна доломита плохой огранки, обычно не превышающие 0,05 мм и образующие изометричные скопления. По-видимому, эти образования являются продуктом грануляции более крупных зерен диагенетического доломита [37]. Для зиген-эмских отложений этого разреза М.Х. Гагиевым определен ИОК, составляющий 6. Отражательная способность твердых битумов R_{\max}^a из среднедевонских отложений составляет 12,7% (определение В.Н. Воропаева).

С учетом вышеизложенного степень катагенетической преобразованности палеозойских отложений в Рассошинской зоне Омуревского поднятия оценивается грациями $AK_2 - AK_3$.

Верхнеордовикские отложения характеризуются очень низким содержанием СК и битуминозных компонентов. Даже в наиболее благоприятных литотипах известково-глинистого ряда концентрация $S_{нк}$ составляет 0,01%, а ХБ – 0,002%. Состав битумоида близок к таковому интенсивно преобразованных пород Узленского поднятия и о-ва Врангеля (Н/С ат – 1,7; ГЭ – 11,4%).

Большинство образцов нижедевонских отложений в той или иной степени насыщены твердыми битумами – антраксолитами (от микро- до макровыделений), что обуславливает широкие вариации содержания $S_{нк}$ (0,02–3,89%). Причем количество битумов, а следовательно, и значения $S_{нк}$ тесно связаны с интенсивностью перекристаллизации и возрастают по мере снижения НОП. Для глинистых и сильно глинистых

известняков этого возраста, в которых макропроявления твердых битумов не обнаружены, доверительный интервал средних значений $C_{\text{НК}}$ составляет 0,06–0,08%, а количество ХБ измеряется тысячными долями процента. С увеличением НОП возрастает степень битуминизации СК, а в составе битумоида повышается содержание УВ и ГЭ и снижается отношение Н/С ат, т.е. в данном случае, так же как и в отложениях Известкового Карьера, нарушается обычное [99] соотношение между групповым и элементным составом ХБ.

Не менее контрастно распределение $C_{\text{НК}}$ в различных литотипах среднего девона. Однако для этих пород битумопроявления не характерны и наблюдается нормальная зависимость между $C_{\text{НК}}$ и НОП. Известняки содержат около 0,04% $C_{\text{НК}}$, в то время как в мергелях этот показатель в среднем составляет 1,01%. Степень битуминизации СК известняков значительно превышает таковую для мергелей (5,0 против 0,6–0,8%). Как и в других сильно преобразованных разрезах, ХБ известняков отличается большей окисленностью при близкой степени алифатичности.

Верхнедевонские образования по своим битуминологическим характеристикам близки к отложениям среднего девона. $C_{\text{НК}}$ в известняках составляет 0,03–0,06% и возрастает в сильно глинистых известняках до 0,93%. $\beta^{\text{ХБ}}$ при относительном постоянстве ХБ (0,002–0,01%) имеет противоположную тенденцию. С повышением карбонатности возрастает степень окисленности ХБ.

Характеризуя битуминологические особенности девонских отложений в целом, следует отметить присутствие среди них пластов темноцветных карбонатных пород с повышенной глинистостью и содержанием $C_{\text{НК}}$ в пределах 0,7–1,34%. В них иногда встречаются и проявления антраксолитов. Вероятно, пачки переслаивания таких пород с более чистыми разностями известняков следует рассматривать как доманикоидные фации. Однако высокая степень катагенетической преобразованности, состав битумоидов и их распределение в разрезе заставляют расценивать эти отложения лишь как нефтепроизводившие, в значительной степени израсходовавшие свой нефтематеринский потенциал.

В отложениях верхнего палеозоя значения $C_{\text{НК}}$ ниже кларковых: в аргиллитах нижней перми они составляют 0,24%, а в верхнепермских сильно глинистых известняках — 0,01%. ХБ измеряются тысячными долями процента. В их составе содержание ГЭ изменяется от 6,0 до 8,3%, а атомное отношение Н/С — 1,73–1,82.

В пределах Тас-Хаяхтахского поднятия, на правом берегу р. Догдо, изучен разрез верхнеордовикских—франских отложений общей мощностью около 3,5 км (см. рис. 15).

Судя по коэффициенту перекристаллизации карбонатного микрита (табл. 1), силурийские отложения преобразованы до градации AK_2 . В отложениях нижнего девона, по заключению В.Н. Воропаева, ОСВ составляет 10,8–11,3%, а твердых битумов — 12,2–12,6% (градации MK_5 — AK_1); ИОК в этих отложениях изменяется от 5,5 до 6 (градации AK_1 — AK_2). Значения П соответствуют градации AK_1 . В среднедевонских отложениях (нижняя часть живетского яруса) ИОК = 6 (градация AK_2). Однако значения П (см. табл. 1) ниже таковых для нижнедевонских пород и отвечают градации AK_1 . Степень катагенетической преобразованности франских отложений, исходя из значений П, соответствует градации MK_5 . Таким образом, интенсивность катагенетической трансформации изученного разреза изменяется от MK_5 в отложениях франского яруса до AK_2 в низах силура.

Для всех карбонатных пород характерна высокая степень обособленности органических компонентов. Они не встречаются в виде пигментов карбонатных зерен и в смеси с глинистой примесью, а представлены микроскопическими исключительно гомогенными черными выделениями, приуроченными к межзерновому пространству. В нижней части лудловских отложений и биогермных карбонатных породах живетского яруса обнаружены мелкие проявления антраксолитов.

В целом по разрезу содержание $C_{\text{НК}}$ изменяется в пределах 0,01–0,35% и для большинства изученных образцов (62,5%) не превышает 0,1% (рис. 19). Наблюдается обычная тенденция увеличения $C_{\text{НК}}$ с ростом НОП (рис. 20). Содержание ХБ, как правило,

Таблица 1

Оценка степени катагенетической преобразованности палеозойских карбонатных пород в разрезе на правобережье р. Догдо по коэффициенту перекристаллизации микрита

| Порода | Возраст | | | | | |
|--|--------------------------------|----------------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|
| | D ₃ fr | D ₂ gv | D ₂ ef | D ₁ | S ₂ ld | S ₁ |
| | Коэффициент перекристаллизации | | | | | |
| Известняки | $\frac{100}{1}$ | $\frac{100}{1}$ | | $\frac{100}{2}$ | $\frac{100}{2}$ | $\frac{100}{1}$ |
| Глинистые известняки | $\frac{40-60 (50)}{8}$ | $\frac{40-70 (55)}{9}$ | $\frac{55-60}{2}$ | $\frac{55-90 (65)}{2}$ | $\frac{70-90 (75)}{2}$ | $\frac{80-95 (80)}{1}$ |
| Сильно глинистые известняки | $\frac{5-25 (20)}{10}$ | $\frac{15-40 (25)}{18}$ | $\frac{20-30 (20)}{3}$ | $\frac{20-55 (30)}{19}$ | $\frac{30-55 (55)}{3}$ | $\frac{35-70 (55)}{3}$ |
| Известковые мергели | | $\frac{0-5 (5)}{7}$ | $\frac{5-10}{2}$ | $\frac{5-15 (5)}{9}$ | $\frac{20}{1}$ | $\frac{10-25 (15)}{3}$ |
| Доломитистые глинистые известняки | $\frac{65}{1}$ | $\frac{45-80 (60)}{7}$ | | $\frac{55-85 (75)}{10}$ | | |
| Доломитистые сильно глинистые известняки | $\frac{30}{1}$ | $\frac{15-40 (35)}{12}$ | $\frac{50}{1}$ | $\frac{40-55 (45)}{9}$ | | |
| Доломитисто-известковые мергели | | $\frac{10-25 (15)}{7}$ | $\frac{5-15}{2}$ | $\frac{10-30 (25)}{5}$ | | |
| Градации катагенеза | MK ₅ | MK ₅ -AK ₁ | AK ₁ | AK ₁ | AK ₂ | AK ₂ |

Примечание. В числителе — диапазон значений П, в скобках — медианное значение, в знаменателе — число замеров.

не превышает 0,01%, а его состав отличается относительным постоянством (отмечается лишь некоторое поокисление ХБ сверху вниз по разрезу).

В известняках и глинистых известняках венлокского яруса С_{нк} изменяется от 0,05 до 0,13% (Me = 0,12%), однако ХБ не превышает 0,005% и отличается более окисленным составом (содержание составляет ГЭ 7,3–12,2%) по сравнению с другими отложениями разреза (см. рис. 19).

Для верхнесилурийских известняков характерны очень низкие значения С_{нк} (0,03–0,04%) и ХБ (0,002–0,005%) при средних для разреза показателях состава ХБ (см. рис. 19).

В нижнедевонских отложениях С_{нк} также обычно измеряется сотыми, а ХБ — тысячными долями процента (см. рис. 19). Лишь в верхней части разреза содержание некарбонатного углерода достигает значений 0,15–0,22%. С повышением нерастворимого остатка намечается увеличение С_{нк} и ХБ (см. рис. 20), т.е. в данном случае связь между этими параметрами сохранилась даже в апокатагенезе. Состав ХБ меняется незначительно. Как и в отложениях Рассошинской зоны Омудевского поднятия (градация АК₂), здесь наблюдается тенденция роста содержания УВ в ХБ при повышении НОП. Однако при этом намечается и некоторое возрастание (или по крайней мере постоянство) содержания ГЭ в элементном составе битумоида (рис. 21), т.е., как и в случае ниже-среднедевонских отложений Известкового Карьера (градации МК₅-АК₁), нарушается обычная связь [99] между элементным и компонентным составом ХБ.

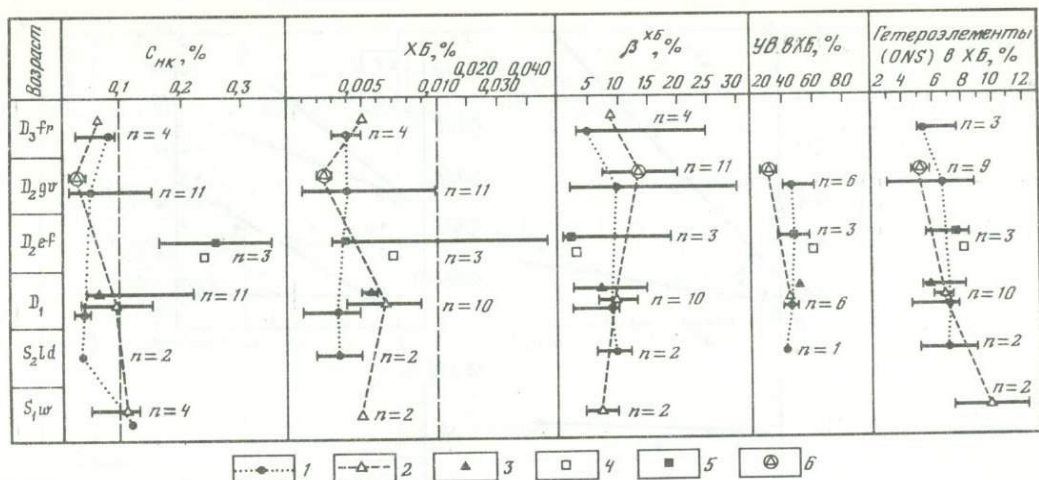
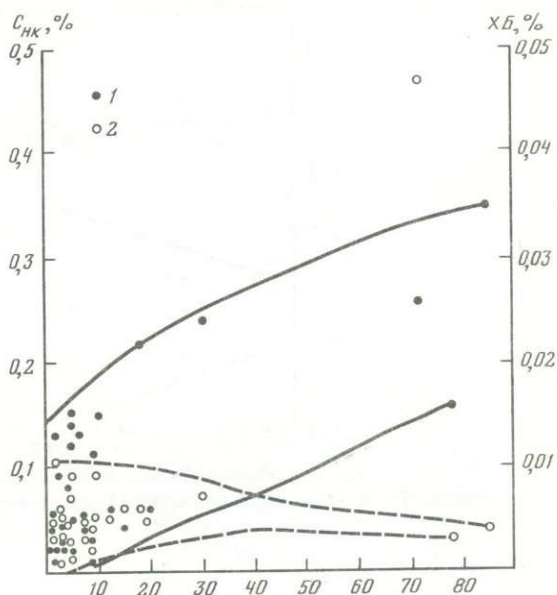


Рис. 19. Изменение органогеохимических показателей в разрезе палеозойских отложений на правом берегу р. Догдо (Тас-Хаяхаское поднятие, Гревцев и др., 1983 г.)

1 — известняки и доломиты; 2 — глинистые известняки; 3 — сильно глинистые известняки; 4 — мергели; 5 — известково-глинистые сланцы; 6 — глинистые известково-доломитовые породы

Рис. 20. Зависимость C_{HK} и X_B от содержания НОП в палеозойских отложениях Тас-Хаяхаского поднятия (Гревцев и др., 1983 г.)

1 — C_{HK} ; 2 — X_B



Для эйфельских известково-глинистых сланцев и мергелей характерны несколько повышенные значения C_{HK} (0,16–0,35%). Содержание X_B здесь достигает 0,047%, но его состав практически не отличается от такового нижнедевонских отложений.

В сероцветных живетских отложениях C_{HK} составляет 0,01–0,15% ($Me = 0,05\%$), причем самые низкие значения характерны для глинистых доломитов (0,01–0,04%). Содержание X_B , как и для большинства отложений этого разреза, не превышает 0,01%, однако X_B отличается от X_B других отложений существенными вариациями состава (содержание ГЭ составляет 3,0–8,9%, УВ в X_B — 25,0–61,0%).

В отложениях франа C_{HK} не превышает 0,09%, а X_B — 0,005%, состав X_B варьирует очень незначительно.

В целом битуминологическая картина рассматриваемого разреза вполне соответствует высокой степени катагенеза, о чем наглядно свидетельствуют низкие абсолютные содержания X_B в породах. Однако в некоторых случаях связь между содержаниями C_{HK} и X_B сохраняется (нижнедевонские и живетские отложения) (см. рис. 21).

Повышенные значения C_{HK} отмечаются лишь в известково-глинистых сланцах и мергелях эйфельского возраста. Сверху вниз по разрезу наблюдается некоторое изме-

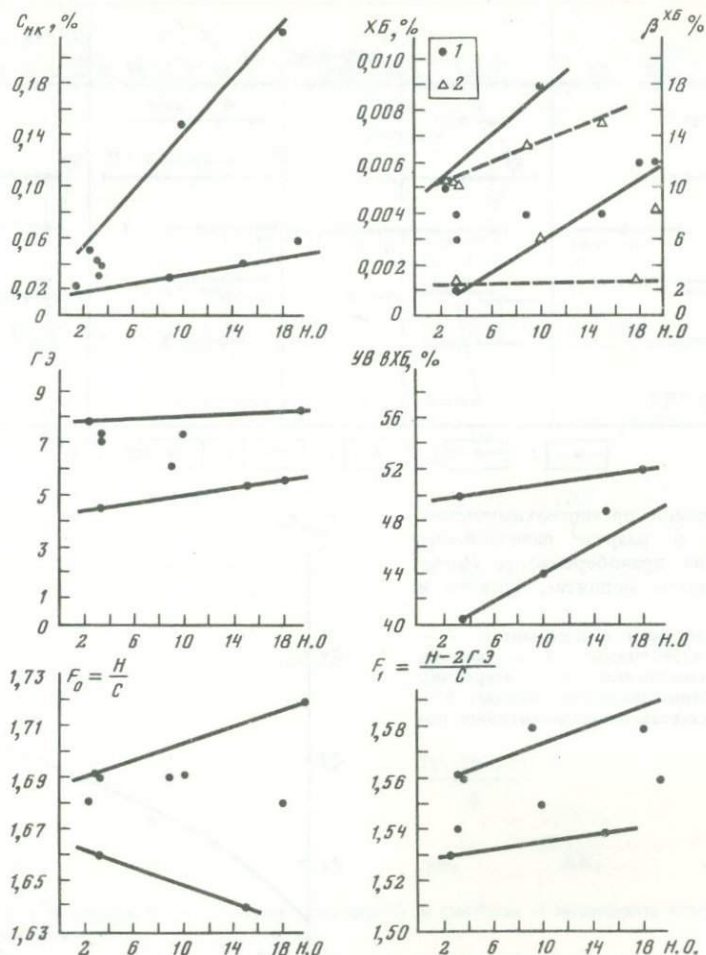


Рис. 21. Зависимость органогеохимических показателей от содержания НОП в нижнедевонских отложениях Тас-Хаяхтахского поднятия (Гревцев и др., 1983 г.)
1 — ХБ; 2 — $\beta^{ХБ}$

нение состава битумоида. При прочих равных условиях относительно повышенной степени битуминизации СК отличаются глинистые литотипы карбонатных пород (см. рис. 21).

В пределах Селенныхского поднятия, в долинах рек Талынджа и Сеймчан, Б.А. Клубовым (1978 г.) изучен разрез верхней части верхнего ордовика, силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона (рис. 22).

Судя по значениям коэффициента перекристаллизации карбонатного микрита П (известняки — 100%, сильно глинистые известняки — 5%, известняковый мергель — 0%, доломитовый сильно глинистый известняк — 40%), степень катагенетической преобразованности верхнеордовикских отложений в этом разрезе не превышает градации МК₃ [38]. Интенсивность перекристаллизации микрита в силурийских отложениях (известняки — 90–100%, глинистые известняки — 30%, доломитистые глинистые известняки — 40–50%, доломитистые сильно глинистые известняки — 20%) отвечает градации катагенеза МК₂. Отражательная способность коллоальгинита лландоверийской толщи составляет 7,3% (диапазон градаций МК₂–МК₃) (закключение В.Н. Воропаева).

Значения П в нижнедевонских отложениях характерны для градаций МК₁–МК₂

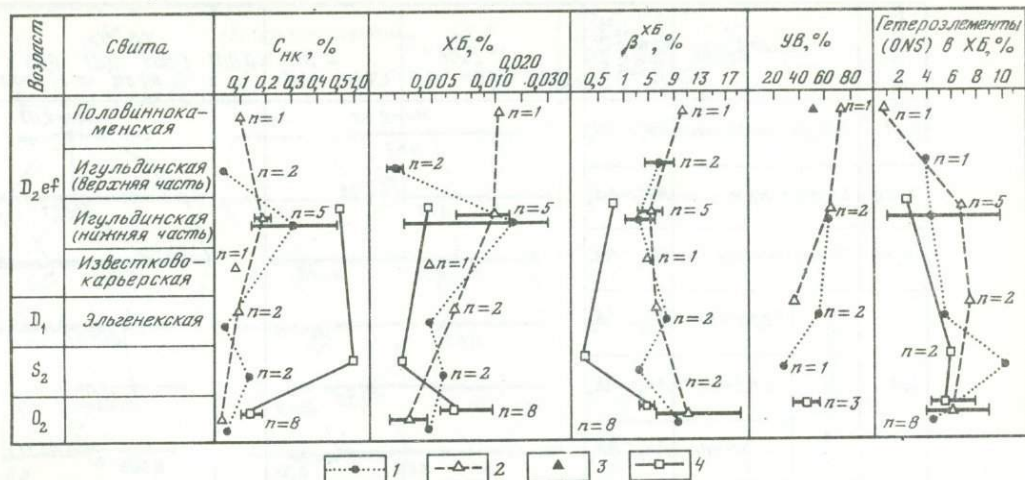


Рис. 22. Изменение органогеохимических показателей в разрезе палеозойских отложений Селеняжского поднятия (Гревцев и др., 1983 г.)

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — сильно глинистые известняки; 4 — мергели

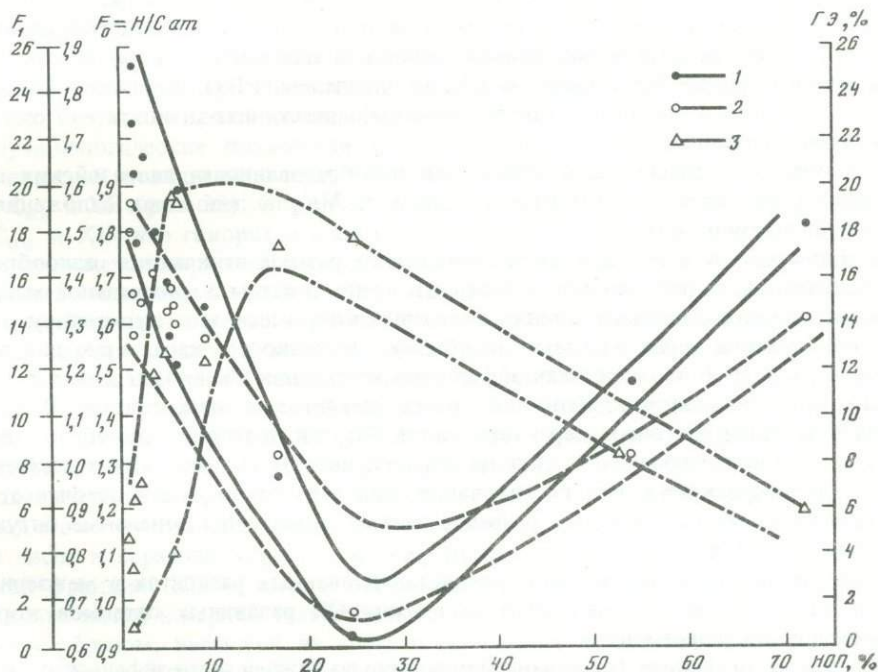


Рис. 23. Зависимость состава ХБ от содержания НОП в нижнедевонских отложениях Селеняжского поднятия (Гревцев и др., 1983 г.)

1 — H/Cat ; 2 — $F_1 = H-2HЭ/Cat$; 3 — $ГЭ$

(известняки — 90%, глинистые известняки — 20–25%, доломитистый глинистый известняк — 40%, доломитистый сильно глинистый известняк — 20%, доломитовые сильно глинистые известняки — 30%). Отражательная способность коллоальгинита из этих пород в соответствии с определением В.Н. Воропаева ($R_{max}^a = 6,5\%$) указывает на градацию МК₁.

Индекс окраски конодонтов в эйфельских отложениях равен 1,5 (градации МК₁ — МК₂). Коэффициент П (известняки — 90–100%, глинистые известняки — 15%, сильно

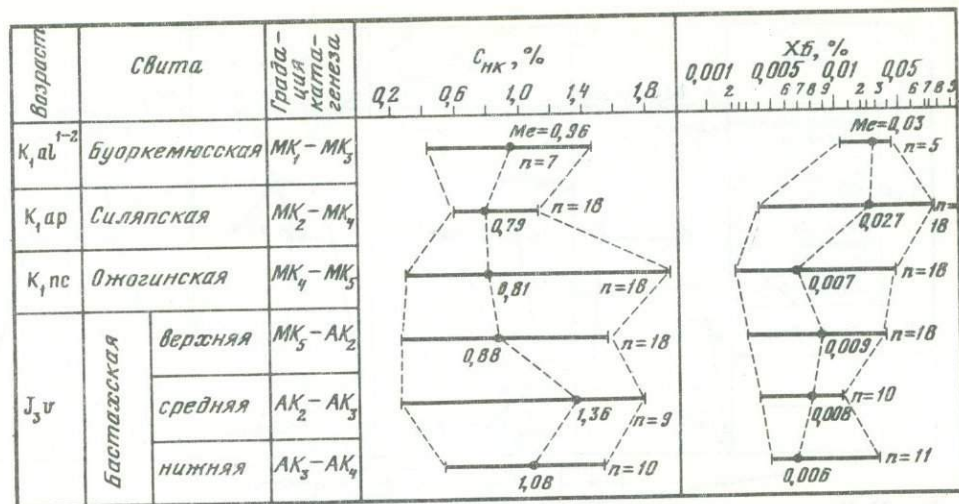


Рис. 24. Изменение органогеохимических показателей верхнеюрских – нижнемеловых отложений Индигино-Зырянского бассейна. Рассчитано и построено по данным СВКНИИ [47]

глинистые известняки – 5%, известняковый мергель – 0%, доломитистый глинистый известняк – 30%, доломитистый сильно глинистый известняк – 20%) и отражательная способность различных мацералов СК, по определению В.Н. Воропаева (R_{max}^a витринита – 7,4%, коллоальгинита – 6,7%, оксисорбомикстинита-хитинита – 7,6%), свидетельствуют о градации MK_1 .

Таким образом, степень катагенетической преобразованности палеозойских пород этого района изменяется в пределах градаций от MK_1 в девонских отложениях до MK_3 в верхнеордовикских.

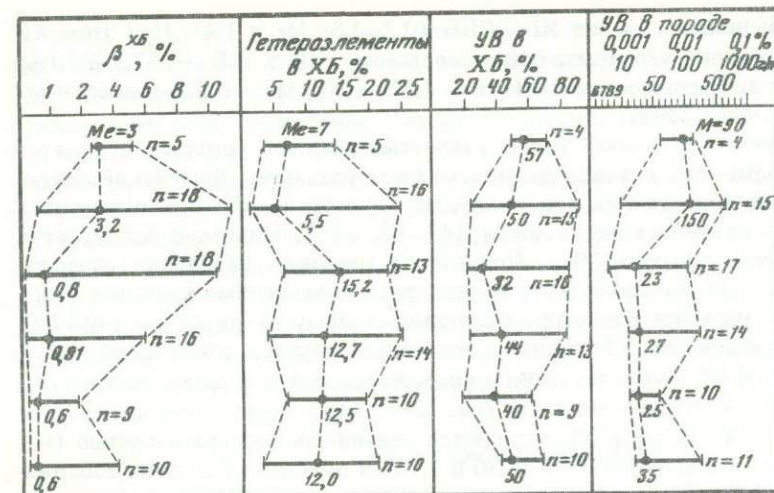
Сингенетичные СК в породах рассматриваемого разреза отличаются разнообразием форм нахождения. В большинстве случаев СК тесно связаны с минеральной матрицей и образуют тонкодисперсные глинисто-органические смеси или пигментируют первичные карбонатные зерна по всему их объему. Особенно это характерно для девонской части разреза. В верхней части эйфельских отложений СК входят в состав цементирующей органо-глинисто-карбонатной массы детритовых известняков. В отличие от других разрезов СК здесь характеризуются богатой цветовой гаммой (от светло-желтых и светло-коричневых тонов до черного цвета). Причем, как показали люминесцентно-микроскопические исследования, для этих отложений в отличие от других рассмотренных палеозойских разрезов весьма характерны зональные битуминологические структуры.

В слабо глинистых существенно перекристаллизованных разностях в межзерновом пространстве встречаются гомогенные выделения СК различных оттенков коричневого, иногда почти черного цвета.

В большей части разреза (от верхнего ордовика до нижней части эйфельского яруса) сохраняются относительно постоянные и в целом невысокие содержания $C_{нк}$. В слабо глинистых и глинистых карбонатных породах медианные значения этого показателя не превышают 0,1%, а в сильно глинистых известняках и мергелях составляют от 0,28 до 0,51% (см. рис. 22).

Верхняя часть эйфельских отложений, представленная доманикоидными фациями – переслаиванием органогенных, различной степени глинистых известняков, сланцеватых мергелей и известковистых горючих сланцев, отличается повышенным содержанием $C_{нк}$ (0,55–9%) [91], причем медианные значения во всех литотипах выше 2,5% (см. рис. 22).

Соответственно распределяются по разрезу и концентрации ХБ. В отложениях верхней части эйфеля медианные значения ХБ обычно превышают 0,1%, в лудловско-ниж-



нейфельских образованиях они сгруппированы в диапазоне 0,005–0,043%, а в нижележащих породах повсеместно ниже 0,01%. При этом разброс значений ХБ возрастает вверх по разрезу.

Состав битумоида так же отчетливо изменяется по разрезу – снизу вверх повышается содержание гетероэлементов и снижается количество УВ, при этом в составе последних возрастает доля ароматических соединений.

Битуминологические показатели тесно связаны с вещественными характеристиками пород. С повышением нерастворимого в HCl остатка пород возрастает содержание $C_{нк}$ и ХБ (рис. 23). Обращает на себя внимание тесная связь между содержаниями $C_{нк}$ и ХБ, что говорит о преимущественно сингенетичной природе битумоидов.

При повышении нерастворимого остатка на интервале 0–30% в составе битумоидов происходит снижение алифатичности и содержания УВ и увеличение окисленности. При дальнейшем росте нерастворимого остатка намечается обратная тенденция. Следовательно, как и в разрезе Известкового Карьера, глинистые известняки с НОП 20–40% отличаются экстремальными характеристиками состава ХБ.

В изучаемом разрезе установлены многочисленные макропроявления битумов [63, 86], наиболее яркие из которых приурочены к верхнему эйфельскому горизонту. Битумы относятся к классу асфальтов и несут в себе типичные черты слабой преобразованности и гипергенной переработки – высокое содержание смолисто-асфальтовых компонентов, состоящих в основном из гетероароматических соединений, в том числе и серасодержащих, с резким преобладанием среди УВ нафтеново-ароматической фракции. Кроме того, в органогенных известняках отмечены [91] асфальтиты (гильсониты) и кериты (альбертиты).

Таким образом, несмотря на невысокую степень катагенетической преобразованности, ордовикско-девонские образования Селенняхского поднятия отличаются высокой как сингенетичной, так и паравтохтонной битуминозностью. По комплексу литолого-геохимических показателей отложения верхней части эйфельского яруса могут рассматриваться как классические доманикоиды [91].

Основной этаж комплекса выполнения Индигино-Зырянского и Момского бассейнов сложен породами верхнеюрско-нижнемелового возраста. Верхнеюрский разрез начинается с оксфорд-кимериджских вулканогенно-туфоженных образований илиньтасской свиты (500–850 м), которые с угловым несогласием перекрывают более древние толщи и преобразованы до градаций $AK_3 - AK_4$ [98, 125]. Содержание $C_{нк}$ в алевролитах здесь изменяется в пределах 0,008–0,80% (Me = 0,55%), ХБ – 0,006–0,034% (Me = 0,18%). Степень битуминизации СК варьирует от 0,7 до 4,5% (Me = 2,8%). Состав битуминозных компонентов в целом очень разнообразен. Характер-

ны значительные изменения отношения ХБ/ДСББ (0,2–3,8; $Me = 1,4$). При этом ХБ отличается преимущественно углеводородным составом (УВ в ХБ – 57,3–93,1%; $Me = 64,8\%$), высокой алифатичностью (Н/С ат – 1,80–2,00; $Me = 1,92$) и восстановленностью ($G\bar{E}$ 1,7–6,4; $Me = 3,8\%$).

Выше залегает мощная (до 8 км) толща глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов и песчаников волжского яруса, объединяемая под названием бастахской свиты. В составе свиты обычно выделяются три подсвиты. Степень преобразованности этих отложений значительно варьирует по площади [47, 98, 125]. Минимальный уровень катагенеза соответствует градации MK_5 . При общих широких вариациях содержания $S_{нк}$ (0,26–1,78%) для алевропелитов характерны повышенные значения этого показателя (медианные значения в подсвитках составляют снизу вверх по разрезу 1,08; 1,36 и 0,88%). Содержания же ХБ лишь в единичных случаях превышают 0,01% ($Me = 0,006$; 0,006 и 0,009% соответственно в нижней, средней и верхней подсвитках). Степень битуминизации СК обычно ниже 1% (рис. 24). Характерно почти двукратное преобладание ДСББ над ХБ. Состав ХБ отличается повышенной алифатичностью (медианные значения Н/С ат в подсвитках 1,78; 1,80 и 1,78) и довольно большим содержанием УВ в расчете на ХБ. При этом абсолютные концентрации УВ в породах очень низки. Следует также отметить высокий уровень окисленности ХБ.

Нижнемеловые угленосные отложения объединяются под названием зырянской серии, в которой выделяются ожогинская (неоком), сияльская (ап) и буоркемюсская (альб) свиты.

В целом в пределах бассейна степень катагенетической преобразованности отложений ожогинской свиты варьирует в широких пределах – от MK_4 до AK_3 [47]. В изученных с органогеохимических позиций разрезах по рекам Индигирке (В.В. Иванов, 1968 г.), Зырянке (А.А. Коршунов, Г.А. Семенов, 1969 г.) и Мятись (Б.П. Гаврилов, 1970 г.) свита изменена до градаций MK_4 – MK_5 . Содержание СК в алевролитах варьирует от 0,29 до 1,9% ($Me \approx 0,8\%$). Содержание ХБ также характеризуется большим разбросом значений (0,002–0,066%; $Me = 0,007\%$). Значения ХБ/ДСББ и $\beta^{ХБ}$, как и в нижележащих образованиях, обычно меньше 1. Близок к бастахским образованиям и состав битумоидов (см. рис. 24).

Степень катагенетической преобразованности изученных отложений сияльской свиты варьирует в пределах градаций MK_2 – MK_4 . По степени обогащенности СК эти образования близки к ожогинским ($S_{нк} = 0,61$ – $0,95$; $Me = 0,79\%$), однако содержание ХБ здесь выше (см. рис. 24). Причем отмечается некоторое преобладание ХБ над ДСББ (Me ХБ/ДСББ – 1,1) и повышение степени битуминизации СК ($Me \beta^{ХБ} = 3,2\%$). Изменяется и состав ХБ – снижается его окисленность ($Me G\bar{E} = 5,5\%$) и алифатичность (Me Н/С ат = 1,53). Возрастают абсолютные концентрации УВ в породе.

Очень близки к сияльским отложениям по своим битуминологическим параметрам исследованные породы буоркемюсской свиты, преобразованные до градаций MK_1 – MK_3 [47].

В целом органогеохимические показатели верхнеюрских и нижнемеловых отложений в изученном разрезе четко контролируются уровнем их катагенетической преобразованности. Максимальный уровень битуминизации СК и повышенное содержание УВ фиксируются в породах, находящихся на начальных градациях мезокатагенеза. В дальнейшем отмечается резкое снижение абсолютных концентраций ХБ и УВ. Закономерные изменения происходят и в составе ХБ (см. рис. 24).

Меловые угленосные отложения Момского бассейна представлены только своей нижней (неокомской) частью и по мощности не превышают 2,5–3 км. Степень их катагенетической преобразованности определяется градациями MK_3 – MK_4 [98, 125]. При содержаниях $S_{нк}$ в алевропелитах на уровне кларковых значений заметной битуминозностью (0,01–0,06%) обладают лишь наименее преобразованные породы верхов разреза. В целом по своим химико-битуминологическим характеристикам нижнемеловые образования Момского бассейна весьма схожи с одновозрастными и в одинаковой степени измененными породами Индигиро-Зырянского прогиба.

Таким образом, в сложном многокилометровом разрезе Индигино-Зырянского бассейна выделяется несколько возрастных подразделений, породы которых обладают повышенным нефте- или газогенерационным потенциалом. В палеозойском—нижнемезозойском погребенном этаже комплекса выполнения первостепенное значение имеют девонские и каменноугольные отложения, среди которых присутствуют доманиковые и доманикоидные фации пород, обогащенных СК существенно алинового типа. На обрамлении бассейна в отдельных тектонических блоках Приколымского и Селенняхского поднятий эти образования изменены лишь до средних градаций мезокаатагенеза, сохраняют высокий УВ-потенциал и несут яркие битумопроявления в виде окисленных нефтей, малт и асфальтов. В составе верхнего основного комплекса осадочного выполнения процессы образования УВ наиболее ярко проявлены в верхней половине разреза нижнемеловых угленосных толщ. Эти породы, судя по составу СК, являются в первую очередь газопродуцующими.

УЛЯГАНСКИЙ БАСЕЙН

Бассейн расположен на северном краю Омолонского массива, связан с одноименной впадиной и выполнен практически лишь угленосными отложениями альбского возраста (мастахская свита) мощностью до 2–2,5 км. Нижнюю часть разреза слагают прорванные интрузиями и зонально измененные, различные по составу и генезису породы более древнего возраста. Альбские отложения дислоцированы в пологие (5–25°) брахиформные складки, а комплекс подстилающих образований характеризуется ярко выраженной блоковой тектоникой [47, 70].

В органогеохимическом отношении изучен разрез от верхнего девона до альба (В.В. Иванов, Г.А. Семенов, 1973 г.), вскрывающийся в береговых обнажениях рек Омолон (в его среднем течении, от р. Мунгуджак на юге до р. Талалах на севере) и Уляган (рис. 25).

Верхнедевонские—нижнекаменноугольные кремнисто-туфогенно-терригенные (крестикская свита) и турнейско-визейские терригенно-карбонатные (ючугейская свита) образования, по заключению А.А. Коршунова, характеризуются высокой степенью катагенетической преобразованности ($МК_5$ — $АК_3$) и содержат малые количества СК ($Me_{СК} = 0,15\%$) и ХБ ($Me = 0,004\%$). Степень битуминозности изменяется от 1 до 10% ($Me = 5\%$). ХБ разнообразны по содержанию ГЭ (5–30%) и УВ (40–80%).

Намюрские и нижнепермские отложения представлены углисто-глинистыми сланцами, содержащими пластовые тела спилитов и прослой песчаников. В Мунгуджакской мульде Кедонского поднятия минимальная степень катагенетической преобразованности пород нижней перми соответствует градации $МК_2$. $С_{НК}$ в таких глинитах достигает 5,96%, а ХБ — 0,85%. Доля УВ в составе последних достигает 82%, среди них доминируют насыщенные.

Верхнепермские карбонатно-терригенные образования, вскрывающиеся в той же мульде, изменены в большей степени ($МК_5$ — $АК_1$) и характеризуются низкими значениями $С_{НК}$ (0,1–0,25%) и ХБ (0,002–0,01; $Me = 0,004\%$). Судя по высоким содержаниям ГЭ (12–28%), большинство битумоидов относится к категории остаточных.

В стороне от изученного разреза, на р. Левый Кедон, давно известны сапропелевые горючие сланцы нижнего-среднего триаса. Выход хлороформенного и спиртобензольного экстракта составляет из них более 1% (данные ПГО "Севостгеология"). Здесь же среди битуминозных аргиллитов и горючих сланцев встречаются битуминозные известняки, в которых $С_{НК}$ достигает 4–5%, а битумоидов (ХБ + ДСББ) — 0,1%.

Норийские туфогенно-терригенные породы низовьев р. Талалах, а также юрские и нижнемеловые (доальбские) разноформационные (грубообломочные, осадочно-вулканогенные, аспидные, флишевые песчано-глинистые и туфогенно-терригенные) толщи в пределах Хуличанской впадины и западного обрамления Уляганской практически повсеместно отличаются высокой степенью катагенетической преобразованности (градации $МК_5$ — $АК_3$). Плотность глинистых сланцев изменяется в пределах

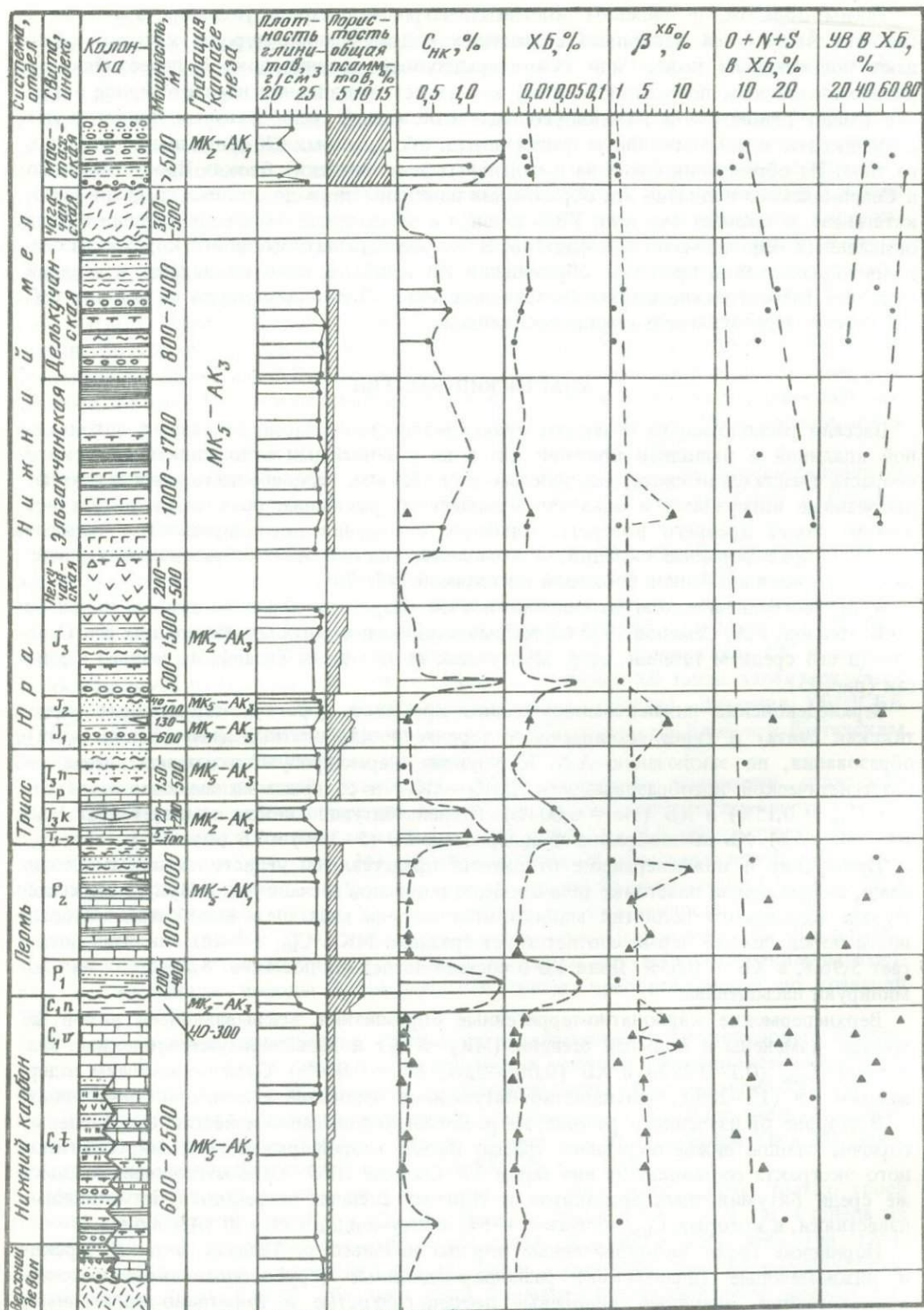


Рис. 25. Сводный литолого-битуминологический разрез изученных отложений Уляганского бассейна и смежных районов Омолонского массива

Условные обозначения к литологической колонке см. на рис. 12 и 15

2,68–2,8 г/см³. Содержания $C_{\text{НК}}$ в алевропелитах варьируют от 0,1 до 1,1%, причем в 60% случаев эти значения не превышают 0,6%. Низки и концентрации ХБ, измеряемые обычно тысячными долями процента. Отношение ХБ/ДСББ, как правило, меньше 1. В составе ХБ повышена доля ГЭ (10–30%) и смолисто-асфальтовых компонентов (40–72%). Большинство битумоидов по своим характеристикам относится к остаточным, причем в их составе нередко отражаются процессы термального воздействия – в ИК-спектрах присутствуют полосы поглощения, характерные для полициклических ароматических соединений и фталатов.

Угленосные отложения мастахской свиты, степень катагенетической преобразованности которой по удалении от редких даек измеряется градацией $МК_2$, отличаются более благоприятными органогеохимическими показателями. Седикахиты относятся к гумусовому (арконовому) или смешанному типу. Содержания $C_{\text{НК}}$ изменяются от 1–1,2% в аргиллитах до 26% в углисто-глинистых породах. Общий фон битуминозности (0,008–0,015%; $Me = 0,01\%$) несколько выше, чем у подстилающих образований. Коэффициенты $\beta^{\text{ХБ}}$ не превышают 1%, но ХБ отличаются низкой окисленностью ($ГЭ = 2 \div 9\%$) и высокой восстановленностью ($УВ \text{ в } ХБ = 45 \div 80\%$). Очевидно, эти образования являются прежде всего газопродуцирующими.

Таким образом, в комплексе осадочного выполнения Уляганского бассейна присутствуют, видимо, лишь газогенерирующие породы, а в комплексе складчатого основания, как правило, небольшие по мощности толщи (в первую очередь намюрского, раннепермского и ранне-среднетриасового возраста), осадочные породы которых обладают повышенным как нефте-, так и газоматеринским потенциалом.

ЯМСКО-ТАУЙСКИЙ БАСЕЙН

Ямско-Тауйский бассейн относится к дейтероорогенному типу [47] и объединяет рифтогенную систему сопряженных и полуизолированных грабенообразных впадин, протягивающихся вдоль северного побережья Охотского моря и наложенных на Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Кони-Тайгоносскую систему мезозойд. Они заполнены эоценовыми–четвертичными терригенными угленосными и отчасти туфогенными сериями подрод континентального генезиса. В прибрежных участках бассейна в средне-верхнемиоценовых разрезах отмечаются пачки мелководно-морских отложений. Мощности кайнозойских отложений в большинстве случаев изменяются от нескольких сот метров до 2,5–3 км и достигают 4 км в центре Гижигинской губы.

Наибольшими размерами на суше обладает Кавинско-Тауйская впадина, в пределах которой пробурено пять колонковых скважин, давших основную информацию о строении разреза бассейна [51, 52, 85, 126]. Фундаментом впадины служат нижнемеловые эффузивы, прорванные гранитоидными интрузиями, а в комплексе осадочного выполнения, представленном породами исключительно континентального генезиса, выделяется несколько свит и толщ от эоценового до четвертичного возраста. Основную часть вскрытого скважинами разреза составляет кавинская свита ($P_3 - N_1^2$), в составе которой присутствуют песчаники, алевролиты, глины, гравелиты, конгломераты и бурые угли. По преобладанию тех или иных компонентов в составе свиты выделяется пять литологических пачек (сверху вниз по разрезу): I – алевролитопесчаная угленосная, II – глинисто-песчано-алевролитовая, III – алевролитоглинистая, IV – конгломерато-песчаная и V – глинисто-конгломератовая.

Степень катагенетической измененности СК пачек IV и V изменяется по площади впадины в диапазоне градаций $ПК_2 - МК_1$ [52]. Обстановки в диагенезе, судя по соотношению аутигенно-минералогических форм железа, были резко неоднородными и изменялись от существенно окисных до существенно сидеритовых [94]. Геохимические условия в диагенезе, как известно, определяются количеством поступающего в осадок органического материала-восстановителя. В этом смысле неоднородность диагенетических обстановок хорошо согласуется с неравномерным распределением $C_{\text{НК}}$, содержания которого изменяются от первых десятых до 3,5%.

Содержание в породах ХБ и ДСББ изменяется в широких пределах – соответст-

венно 0,008–0,094% (Me = 0,026%) и 0,007–0,172% (Me = 0,030%), при этом в одних случаях (в породах повышенной степени преобразованности) преобладают ХБ, а в других — ДСББ. Графостатистическим методом анализа распределения содержания и состава ХБ (рис. 26) отчетливо выявляются миграционные перемещения подвижных компонентов. Наиболее ярко последние проявились в преобразованных до градации МК₁ породах пачки IV в северо-западной части впадины. Перемещенные разности ХБ характеризуются низким содержанием ГЭ (< 5%), высокой концентрации УВ (> 60% в ХБ) и преобладанием среди последних насыщенных соединений.

Степень катагенетической превращенности отложений пачки III измеряется градациями ПК₂–ПК₃ [52]. Для этих пород характерно самое широкое распределение содержаний реакционноспособного железа (2,5–8%), в составе которого в среднем около 70% приходится на долю закисного. Содержания С_{нк} изменяются в пределах от 0,50 до 4,70%, однако около 80% образцов характеризуются содержаниями 0,5–2,0% (Me = 1,25%). Повышенные концентрации С_{нк} приурочены к породам западной части впадины и обязаны увеличению здесь доли детритного материала. В совокупности сингенетических битумоидов, содержание которых несколько уменьшается по сравнению с породами пачек IV–V, выделяются две группы, различающиеся рядом черт своего состава. При одинаковой степени преобразованности ХБ первой группы (экстрагированные из пород скв. К-4) обеднены водородом (Н/С ат — 1,55–1,69), а насыщенные и ароматические УВ представлены в них приблизительно в равной степени. Битумоиды пород, вскрытых скв. К-3 и К-5, имеют более алифатическую структуру и характеризуются сравнительно высокими величинами отношений Н/С ат (1,65–1,83) и МН/НАр (> 2). По сравнению с ХБ однотипных пород пачек IV и V они отличаются меньшей степенью "зрелости": в них понижены содержания масел и величины отношения бензольных смол к спиртобензольным.

В породах пачки II по сравнению с таковыми пачки III несколько возрастает общее содержание железа, и особенно закисной его формы, но в целом обстановка в диагенезе также определяется как слабовосстановительная. Степень катагенетической преобразованности этой пачки, судя по данным ОСВ, варьирует по площади в пределах градаций ПК₁–ПК₃ [52]. Содержания С_{нк} изменяются в более узких пределах (0,56–2,40; Me = 1,25%), а количество ХБ по сравнению с породами пачки III возрастает в среднем до 0,33% (см. рис. 26). Содержание ДСББ всегда выше, чем ХБ (Me ХБ/ДСББ = 0,48). По данным элементного состава, окисленность ХБ пород пачки II наибольшая (ГЭ — 2,6–27,1%; Me = 11,8%). Содержание УВ в ХБ колеблется в очень широких пределах, но в среднем невысоко — Me = 29,4%.

Содержание С_{нк} в глинистых и алевролитовых породах пачки I колеблется от 0,1 до 7,6%, но в 70% случаев оно не превышает 1,5%. Судя по величинам ОСВ углей (R^a — 5,7–6,3; R^o — 0,25–0,34) и их элементному составу (углерод — 58,4–65,6%, водород — 4,8–6,9), степень катагенетической преобразованности пачки I соответствует градациям ПК₁–ПК₂ [52]. Битуминозность пород невысокая: в половине изученных образцов выход ХБ не превышает 0,03% и лишь в пробах, содержащих значительное количество детритного органического материала, возрастает до 0,130%. Значения коэффициента битуминозности β^{ХБ} изменяются в широких пределах — от 0,4 до 18%, составляя в среднем 2,1%.

Элементный анализ указывает на алифатическую (метановую) основу усредненной молекулы ХБ: Н/С ат составляет в среднем 1,81 при содержаниях С 79–86,3% и Н 10,8–12,7%. Содержание УВ в ХБ колеблется в широких пределах — от 8,9 до 67,5%, в их составе всегда доминируют метаново-нафтеновые.

В целом распределение СК в кавинской свите по площади неравномерно. При общем возрастании содержаний С_{нк} в южном направлении в отдельных выделенных пачках тренды концентраций С_{нк} ведут себя различным образом. Степень обогащенности СК глинистых и алевролитовых пород пачки I увеличивается в северном направлении, пачки II — от центральной к периферийным частям впадины, а пачек IV и V — с северо-запада на юго-восток.

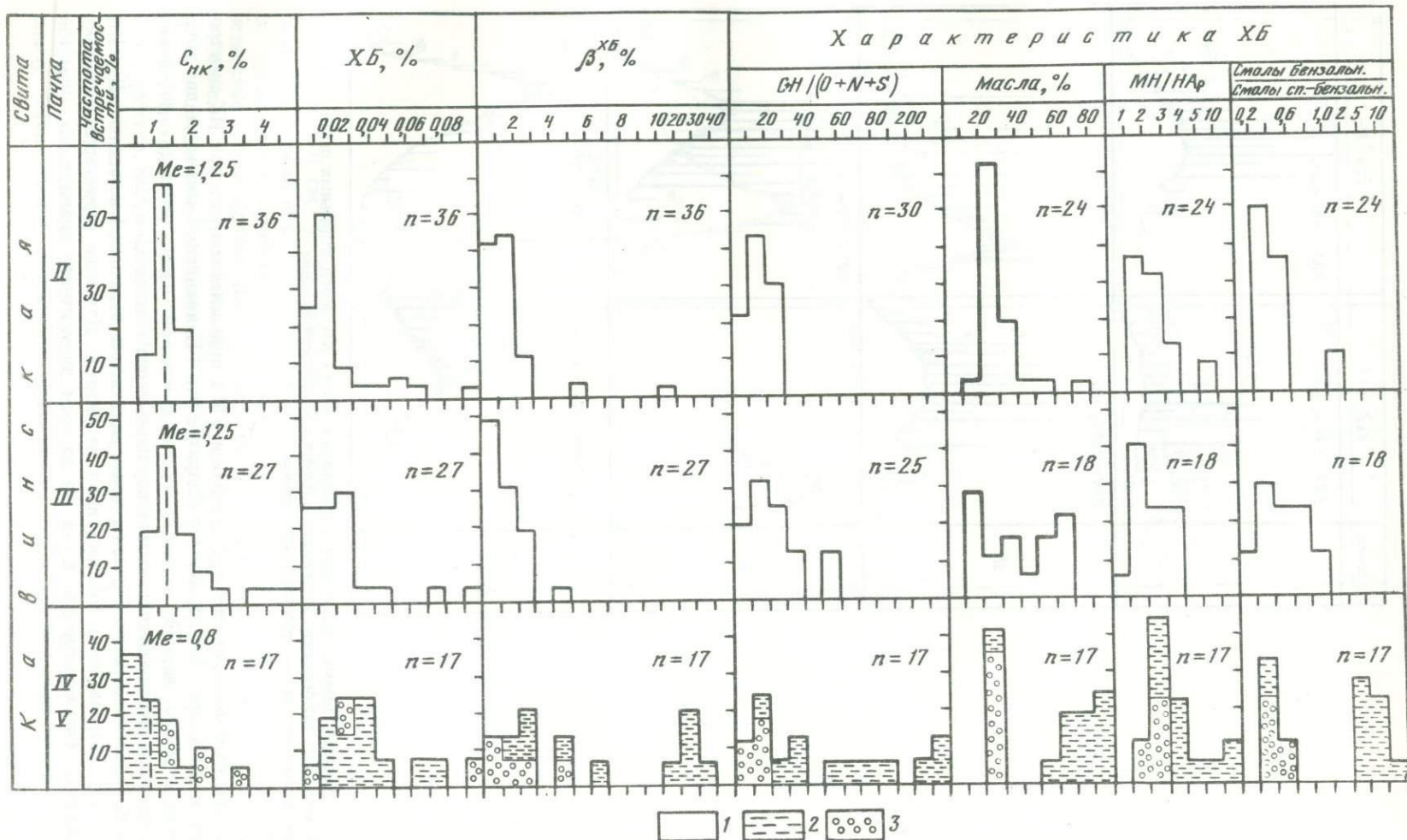


Рис. 26. Гистограммы значений органогеохимических показателей Кавинско-Тауйской впадины (по данным СВКНИИ [52])
Образцы из скважин: 1 - все скважины, 2 - К-2, 3 - К-5

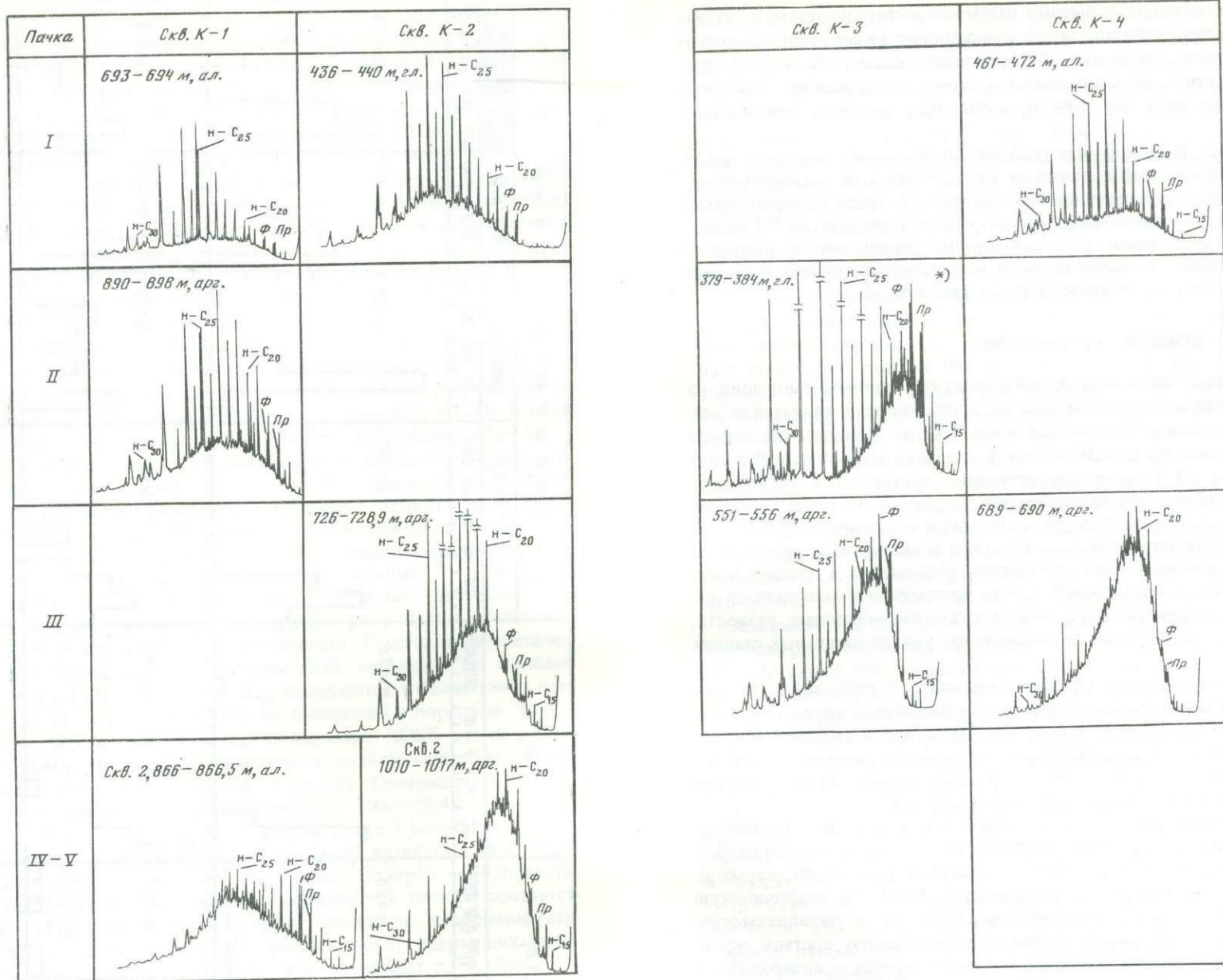


Рис. 27. Хроматограммы разделения насыщенных УВ из ХБ пород отдельных пачек кавинской свиты, вскрытых различными скважинами в Кавинско-Тауйской впадине
Ал — алевролит; арг — аргиллит; гл — глины

Углубленное исследование состава ХБ и УВ с привлечением методов ИК-спектроскопии и ГЖХ (рис. 27) позволяет подразделить СК кавинской свиты на два типа, которые не имеют четкой литолого-стратиграфической приуроченности, но достаточно уверенно выделяются по комплексу параметров состава ХБ и УВ.

СК первого типа распространены преимущественно в пачках I и частично II и III; частота его встречаемости убывает вниз по разрезу. Для него характерна несколько повышенная битуминозность. Судя по данным элементного анализа ХБ (высокие значения отношения Н/С ат) и по ИК-спектрам последнего (интенсивный дуплет

в области 720 см^{-1}), битумоид имеет алифатический скелет. В составе ХБ выше доля УВ, а среди них — насыщенных. Последние представлены в основном алканами со значительным преобладанием высокомолекулярных, отличающихся высокой нечетностью распределения. Иной состав имеют битумоиды и особенно насыщенные УВ, связанные с СК второго типа. Для ХБ характерны более низкие величины отношения НС ат и пониженное содержание УВ. Как для ХБ в целом (по данным ИКС), так и для УВ (по данным компонентного анализа) отмечается усиление роли ароматических структур. В насыщенных УВ основное место принадлежит нафтенам. Алканы по-прежнему представлены преимущественно высокомолекулярными, среди которых преобладают нечетные, хотя и не так сильно.

Состав насыщенных УВ указывает, что первый тип СК, приуроченный к верхней

части разреза, связан преимущественно с высшей наземной растительностью, в составе липидов которых, как известно, основное место принадлежит высокомолекулярным n-алканам с резким преобладанием нечетных. Формирование состава СК второго типа, характерного для нижней части кавинской свиты, следует, по-видимому, связывать с широким распространением здесь остатков пресноводных зеленых, пиропитовых и диатомовых водорослей.

Миграционные разности ХБ, фиксируемые графостатистическими методами анализа, характеризуются высокой восстановленностью (по данным как элементного состава, так и ИКС), повышенным содержанием УВ (до 86,5%), среди которых преобладают (иногда в десятки раз) метаново-нафтенновые. Состав насыщенных УВ существенно нафтенный. По мере увеличения доли аллохтонных компонентов (определялись по величинам $\beta^{УВ}$) отмечается снижение роли высокомолекулярных n-алканов и смещение максимума распределения нафтеннов в более тяжелую область.

ПЕНЖИНСКИЙ БАССЕЙН

Бассейн расположен в краевой части Анадырско-Корякской системы кайнозой, на границе с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, и, по сути дела, является не осадочным, а вулканогенно-осадочным. Орогенные кайнозойские впадины наследуют позднегеосинклинальный меловой прогиб. В составе комплекса выполнения бассейна (K_1al^3-KZ , а местами и K_1ap-al) развиты терригенные, туфогенные и эффузивные образования, составляющие сложно сочетающиеся по разрезу и площади морскую, континентальную грубообломочную, угленосную молассовую и наземную вулканогенную (порфиловую) формации. Пирокластический материал доминирует в составе нижесенонских отложений, но в том или ином количестве присутствует в породах практически всех стратиграфических подразделений. Среди песчаников и алевролитов отмечаются лишь туфогенные и граувакковые, в том числе вулканомиктовые, разности, которые подвержены интенсивным вторичным изменениям уже на начальных стадиях мезокатагенеза.

Геохимическому изучению подверглись СК толщ мелового и кайнозойского возраста, которые обнажаются на юго-восточном обрамлении бассейна, а также вскрытые единичными скважинами в его осевой зоне, в пределах Марковской впадины. Наилучшим образом в органикогеохимическом отношении изучены породы районов восточного побережья Пенжинской губы [67] и нижнего течения р. Майн (юго-восточное обрамление Марковской впадины и скв. 40 на Гриневецкой структуре) [2].

На восточном побережье Пенжинской губы и в верховьях р. Айнын вскрывается мощный (> 10 км) разрез меловых туфогенно-терригенных образований, который разделяется на ряд свит [67]: мялекасынскую (K_1v), тылакрьльскую (K_1h), кармаливаямскую (K_1br), тихореченскую (K_1ap-al^1), кедровскую (K_1al^{1-2}), маметчинскую ($K_1al^3-K_2cm$), пенжинскую (K_2cm-cn), быстринскую (K_2st-cr) и пилалваямскую (K_2cr-m). Они различаются по соотношению и гранулометрическому составу терригенных и пирокластических образований. Тонкообломочные породы — алевролиты и аргиллиты (обычно туфогенные) доминируют в тылакрьльской, тихореченской, кедровской свитах. Для кармаливаямской свиты характерно присутствие туфобрекчий, туфогравелитов, туфопесчаников и туфов. В верхней части разрез заметно опесчанивается.

Степень катагенетической преобразованности пород и заключенных в них СК закономерно уменьшается снизу вверх по разрезу от MK_4 до PK_3-MK_1 . Некоторое понижение катагенеза в пределах градаций MK_1-MK_2 наблюдается у пород тихореченской и кедровской свит.

Как можно видеть на рис. 28, а, б, средние содержания C_{HK} в алевропелитах большинства литолого-стратиграфических подразделений разреза не выходят за пределы 0,3–0,5%. Несколько повышенными концентрациями СК отличаются тонкообломочные породы апт-альбского возраста (тихореченская, кедровская свиты) — C_{HK} варьи-

рует в пределах 0,25–1,83% и, по данным различных лабораторий (СВКНИИ и ПГО "Севморгеология"), составляет в среднем 0,9–1,44%. Однако рассеянная битуминозность повсеместно остается очень низкой и средние концентрации ХБ не выходят за пределы тысячных долей процента. Исключением опять же являются глины тихоокеанской свиты, которые, по данным Н.В. Устинова и А.И. Бочарниковой (ПГО "Севморгеология"), в среднем содержат 0,04–0,05% хлороформного экстракта (по нашим данным, 0,007%). Битумоидные коэффициенты изменяются в узких пределах и максимально достигают только 3–4%, ДСББ в подавляющем большинстве случаев преобладают над ХБ. Последние характеризуются высокой окисленностью (ГЭ составляют 7–20% при Me 11,3–15,1%), преобладанием ароматических структур (Н/С ат – 1,42–1,78; Me = 1,66), пониженным содержанием масел (Me не более 36–40%). Концентрации УВ в породах не превышают 60 г/т, а в среднем – 30 г/т.

Схожими геохимическими параметрами характеризуются седикахиты одновозрастных меловых толщ юго-восточного обрамления Марковской впадины (см. рис. 28). Что касается самых молодых частей разреза, то верхнесенонские–датские и палеогеновые отложения этого и прилегающих районов содержат прослой углей и углистых пород, в связи с чем отличаются более широким диапазоном изменения и несколько повышенными средними концентрациями $C_{нк}$ (до 0,96%) в алевропелитах. Однако количество ХБ, так же как и в более древних меловых породах, как правило, не превышает 0,01%. Остаются низкими и значения $\beta^{ХБ}$. Все это является следствием, во-первых, существенного гумусового типа исходного СК и, во-вторых, невысокой ($ПК_2$ – $ПК_3$) степени катагенетической преобразованности этих пород.

Наиболее детальная органогеохимическая информация получена для тонкообломочных пород скв. 40, пробуренной в центре Марковской впадины и вскрывшей разрез четвертичных, неогеновых, маастрихт-датских терригенных, нижнесенонских (?) и сеноман-туронских (?) существенно туфогенных образований [2].

Замерами ОСВ охарактеризован интервал разреза 1630–2360 м. Величины R^a в нем закономерно возрастают от 7,4 до 8,7%, указывая на градации катагенеза от середины $МК_1$ до начала $МК_3$ (заключение А.И. Уткиной). Экстраполируя эти данные вверх и вниз по разрезу и ориентируясь также на значения плотности и общей пористости алевро-псаммитовых разностей пород, можно полагать, что преобразованность кайнозойских отложений не выходит за рамки градации $ПК_2$, маастрихт-датских – $ПК_2$ – $ПК_3$. Катагенез нижнесенонских (?) образований варьирует в диапазоне $ПК_3$ – $МК_2$, а сеноман-туронских (?) – $МК_2$ – $МК_4$.

Алевропелитовые разности меловых пород характеризуются низкими содержаниями $C_{нк}$ – 0,15–0,42% (Me = 0,28%). По данным пиролиза, СК обладают крайне малым нефтематеринским потенциалом – 122–228 г УВ/т породы, или 30–81 мг УВ/г $C_{нк}$, и относятся к III типу [170].

По комплексу битуминологических данных верхнемеловой разрез расчленяется на две части. Маастрихт-датские отложения, преобразованные в наименьшей степени, отличаются наибольшим содержанием ХБ (0,0093–0,021) и УВ (0,006–0,029%), коэффициенты $\beta^{ХБ}$ достигают 5–6%. УВ характеризуются очень сильным преобладанием насыщенных – величина отношения МН/НАр изменяется от 18,5 до 27,0%. Характер распределения н-алканов C_{1-5+} равномерный, максимум приходится на молекулы с 20–21 атомами углерода. Нечетность выражена слабо – значения $K_{нч}$ для всего ряда алканов C_{15} – C_{32} составляют 1,13–1,26, а величины наиболее контрастного коэффициента $СР1$ – 1,47–1,80. Значения алканового коэффициента ($K_{алк} = \Sigma nC_{16} - nC_{22} / \Sigma nC_{23} - nC_{29}$) здесь наибольшие для всего разреза (0,6–1,0) и соответственно средняя молекулярная масса н-алканов (параметр распределения Пуассона) достаточно низкая – 297–305 а.е.м. Величины Пр/Ф составляют 0,85–1,07. В соотношениях Пр/н- C_{17} и Ф/н- C_{18} преобладают н-алканы, значения этих коэффициентов равны 0,65–0,90 и 0,70–0,78 соответственно.

Сеноман-туронские и нижнесенонские отложения при тех же в целом низких концентрациях $C_{нк}$ отличаются гораздо меньшей битуминозностью. Содержания ХБ со-

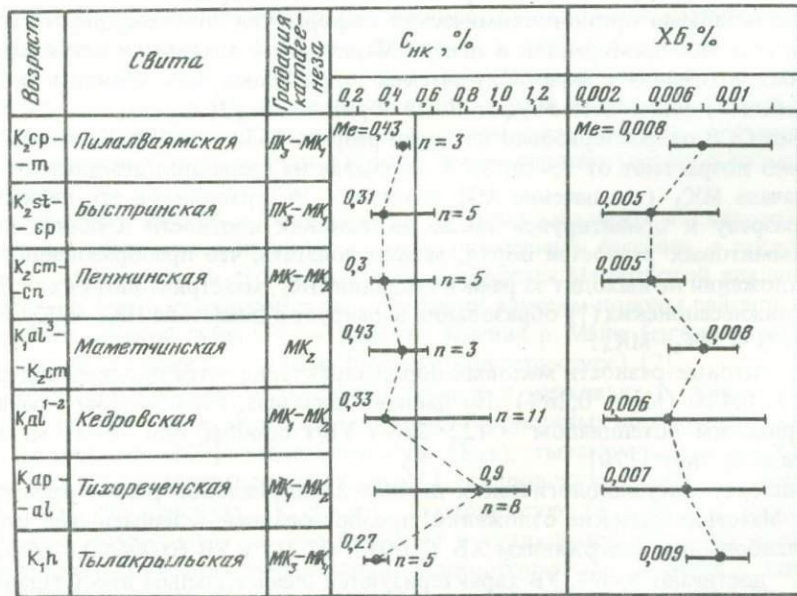
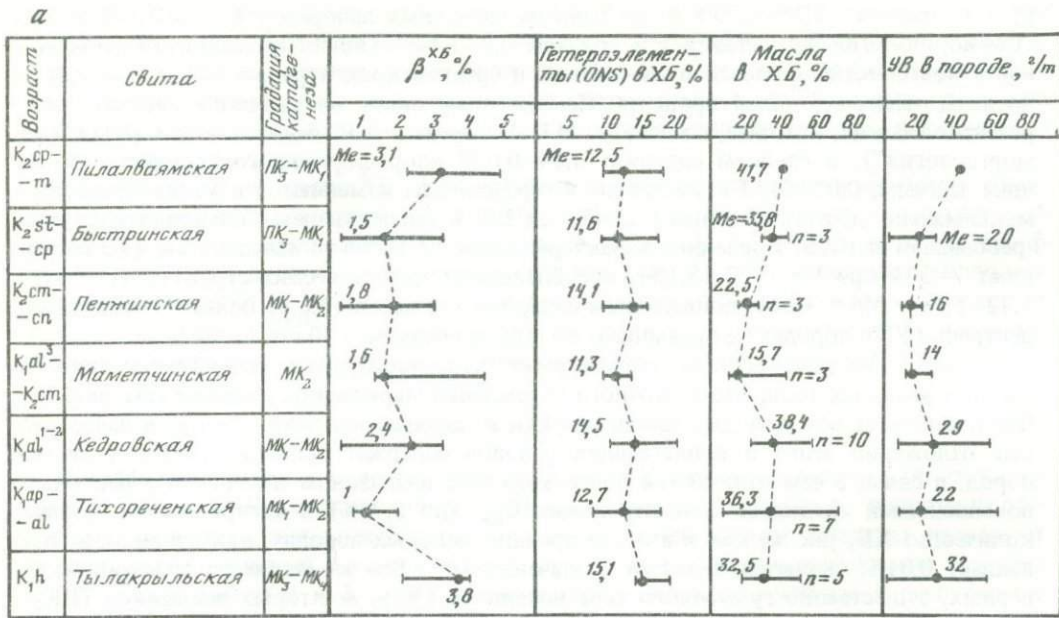
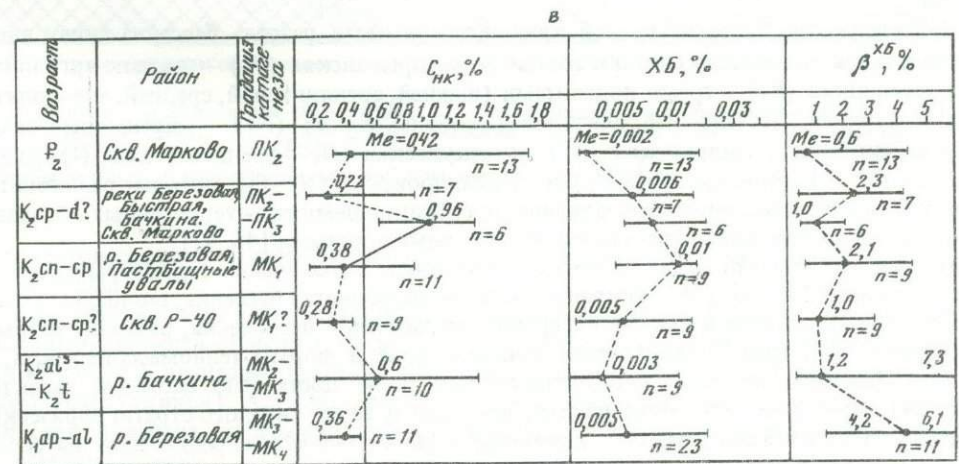
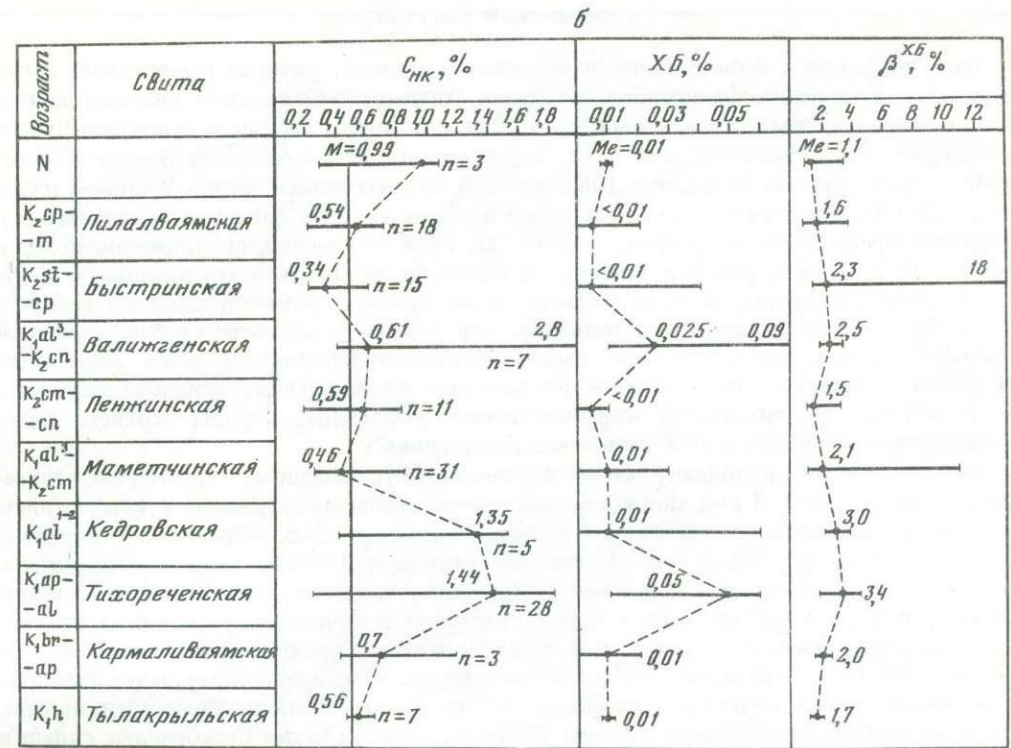


Рис. 28. Изменение органогеохимических показателей алевролитов Пенжинского бассейна в районе восточного побережья Пенжинской губы (а – по данным СВКНИИ [67], б – по данным ПГО "Севморгеология") (Н.В. Устинова, А.И. Бочарниковой, 1972 г.) и в районе Марковской впадины (в – по данным В.В. Иванова, 1967 г., Л.А. Анкудинова и др., 1979 г., СВКНИИ, 1985 г.)

ставляют здесь тысячные доли процента и только в зоне максимальных значений (в интервале глубин 1,9–2,2 км градация МК₂) достигают 0,011%. Максимальные содержания УВ приурочены к этим же глубинам и составляют 0,003%. Значения коэффициента $\beta^{ХБ}$ изменяются по разрезу этих отложений в очень узких пределах (1–2%). Хотя в составе УВ здесь по-прежнему преобладают насыщенные, это преобладание выражено слабее – значения МН/Нар изменяются от 2,7 до 18,0. В отличие от вышележащих отложений происходит "утяжеление" n-алканов – уменьшаются значения алканового



коэффициента, а средняя молекулярная масса возрастает до 320–340 а.е.м. Увеличиваются значения отношений Пр/н-С₁₇ (0,9–1,9) и Пр/Ф (1,04–1,44) и снижаются Ф/н-С₁₈ (0,56–0,90; ср. – 0,66). Почти в 2 раза возрастают значения коэффициентов СР1 (2,2–3,0) и К_{нч} (1,6–1,8), но вниз по разрезу они закономерно уменьшаются.

Таким образом, для изученных разрезов Пенжинского ОПБ в целом характерны геохимические особенности, отмечавшиеся для туфогенных пород [73, 75, 76]: низкое содержание СК и невысокая степень его битуминозности даже на оптимальном с точки зрения нефтеобразования катагенетическом уровне – МК₂. Нефтематеринский потенциал СК, судя по данным пиролитического изучения пород, также крайне низок. Все это указывает на практическое отсутствие в разрезе Пенжинского прогиба качественных нефтематеринских толщ.

Бассейн связан с одноименной наложенной впадиной, которая перекрывает сложную зону сочленения флангового затухания Анадырско-Коряжской системы кайнозойд с сопредельными структурами Чукотских мезозойд и западным выступом Чукотско-Стюардского блока. Кроме того, здесь протягиваются меловой Охотско-Чукотский и палеогеновый Анадырско-Бристольский вулканогенные пояса. В общем плане в бассейне выделяются две зоны. На севере и северо-востоке комплекс осадочного выполнения представлен лишь молодыми (N-Q) грубообломочными отложениями мощностью до 2–2,5 км, которые залегают непосредственно на палеоцен-эоценовых эффузивах, перекрывающих, в свою очередь, более древние, разнообразные по генезису и составу породы складчатого основания. Эти районы отличаются слабоконтрастной тектоникой, пологим залеганием слоев, конседиментационным типом локальных поднятий. У южного края этой зоны под палеоцен-эоценовыми эффузивами располагаются морские терригенные и континентальные угленосные породы верхнего мела, образующие погребенный этаж комплекса выполнения.

Участки бассейна, приближенные к его южному и юго-западному обрамлению, отличаются большей (до 3–5 км) мощностью неоген-четвертичных отложений и присутствием под ними существенно глинистых и алевролитоглинистых образований верхнего эоцена — олигоцена (до 3 км). Раннепалеогеновые вулканы здесь сокращаются в мощности и замещаются терригенными образованиями. Ниже в разрезе погребенного этажа выполнения присутствуют толщи терригенных и терригенно-туфогенных отложений альбского — сенского возраста. В этих районах ярко проявились молодые тектонические движения с горизонтальной составляющей, что обусловило образование надвигов и взбросов, вдоль которых располагаются узкие высокоамплитудные антиклинали, часто осложненные явлениями течения глинистых масс, а также бескорневые складки срыва.

В пределах наиболее изученной кайнозойской части разреза бассейна снизу вверх обособляются следующие свиты и толщи: усть-чирьнайская (P_2^3) — песчано-аргиллитовая; майнишская (P_3) с тремя подсвитами (нижней, аргиллитовой, средней, алевролитовой, и верхней, песчано-алевролитовой); собольковская (N_1^1) — преимущественно туфо-песчаниковая; гагаринская (N_1^1), автаткульская (N_1^{1-2}), елисеевская (N_1^1), озернинская (N_1^{2-3}), эчинская ($N_1^3-N_2$) и александровская (N_2-Q), которые различаются между собой по характеру переслаивания, преобладающему типу терригенных образований, а также по обогащенности углями и углистыми породами [45, 47].

Анадырский бассейн является хорошо изученным в отношении структуры катагенетического поля [47, 65, 158]. Тектоническая неоднородность бассейна, теплофизических свойств пород, наличие в разрезе перерывов, размывов и несогласий, развитие разрывных нарушений, трансформирующих тепловое поле и формы теплопереноса, — все эти факторы придают катагенетическому полю достаточно сложный характер (рис. 29). При этом часто оказывается, что одни и те же литолого-стратиграфические подразделения в разных районах изменены весьма различно, нередко даже на соседних участках, где они находятся приблизительно на равных глубинах. Все это приводит к тому, что отдельные свиты и толщи характеризуются широким диапазоном катагенетической преобразованности [47].

Стандартная химико-битуминологическая характеристика глинистых пород Анадырского бассейна приведена на рис. 30. Необходимо сразу подчеркнуть, что содержание в СК битумоидных компонентов и их состав на данных обобщенных графиках отражают не только особенности исходного состава СК, но и неоднородные условия катагенеза, в которых находятся различные литолого-стратиграфические подразделения.

Нижнемеловые туфогенные образования, вскрытые скважиной в центральной части впадины, содержат $C_{нк}$ в количестве 1,1–1,2%, но характеризуются незначительными концентрациями ХБ и низкими значениями коэффициента битуминозности ($\beta^{ХБ}$). Поскольку породы этого комплекса залегают в оптимальной с точки зрения нефтегенерации зоне катагенеза (MK_3), можно полагать, что низкое содержание в них растворимых

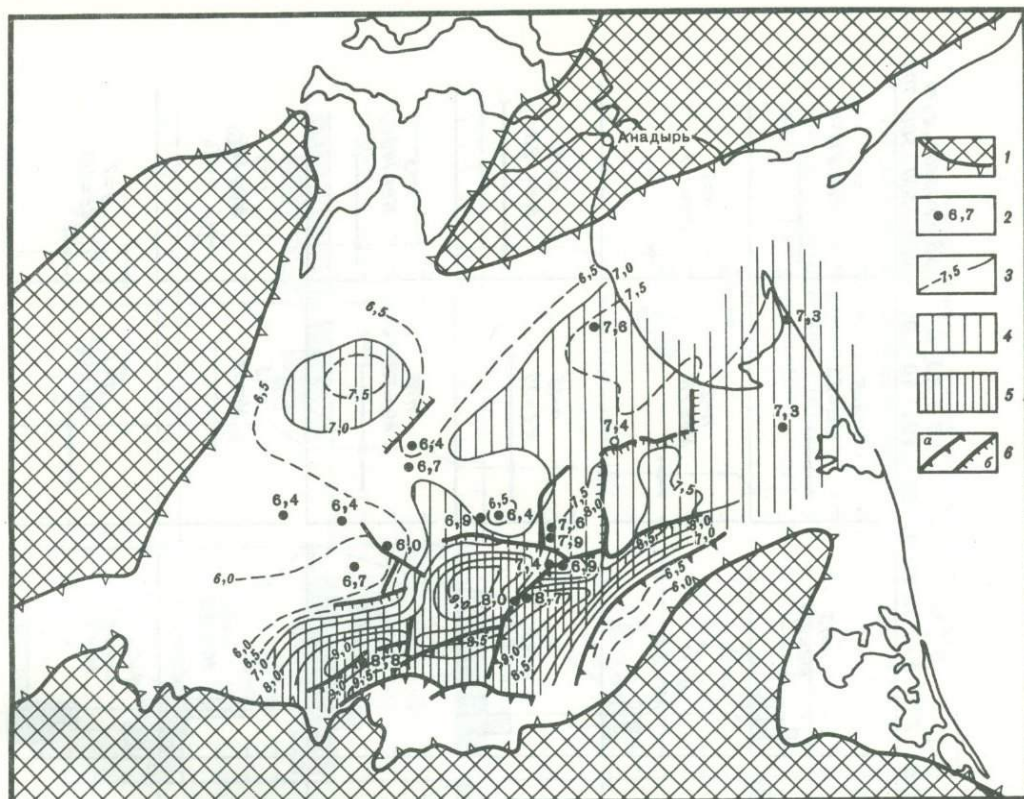


Рис. 29. Структура катагенетического поля Анадырского бассейна по подошве неогеновых отложений

1 — границы бассейна и его обрамление; 2 — скважины и значения величин ОСВ в единицах R^a на подошве неогена; 3 — линии равных значений ОСВ (изореспленды); 4 — районы со значениями ОСВ = 7,0–8,0; 5 — районы со значениями ОСВ > 8,0; 6 — тектонические нарушения, влияющие на рисунок изореспленд (а — взбросы, надвиги, б — сбросы)

компонентов связано с особенностями состава СК и с влиянием туфогенного типа минеральной среды.

Верхнемеловые отложения погребенного этажа выполнения бассейна обогащены СК в несколько меньшей степени (см. рис. 30). Степень их катагенетической преобразованности меняется в диапазоне градаций $МК_2$ – $МК_4$ (закключение В.Н. Воропаева, А.А. Коршунова, А.И. Уткиной). Хотя по фациальному типу СК являются существенно гумусовыми (арконовыми), содержание ХБ и величины $\beta^{ХБ}$ здесь все же выше, чем в нижележащем комплексе.

Палеогеновые отложения, распространенные только в южной части впадины, в целом изменяются в широком диапазоне катагенеза ($ПК_2$ – $МК_2$) [27, 47, 153], но в основной своей части залегают в условиях зоны мезокатагенеза. Эоцен-олигоценные отложения в составе усть-чирынайской и майницкой свит характеризуются околоклачковым содержанием СК. В пределах этого комплекса концентрации $C_{НК}$ в алевролитоглинистых породах возрастают от 0,54% в средней–верхней подсвитах майницкой свиты до 0,79% в нижнемайницкой и 0,77% в усть-чирынайской. В плане содержания $C_{НК}$ увеличиваются от менее 0,5 до более 0,7% в юго-западном направлении (рис. 31). По данным элементного анализа выделенного концентрата СК (НОВ) и его пиролиза (H/C ат = 1,0; водородный и кислородный индексы 150 мг УВ/ $гC_{НК}$ и 130 мг CO_2 / $гC_{НК}$ соответственно)²

²Приводимые данные относятся к СК, преобразованным не сильнее градации $ПК_3$.

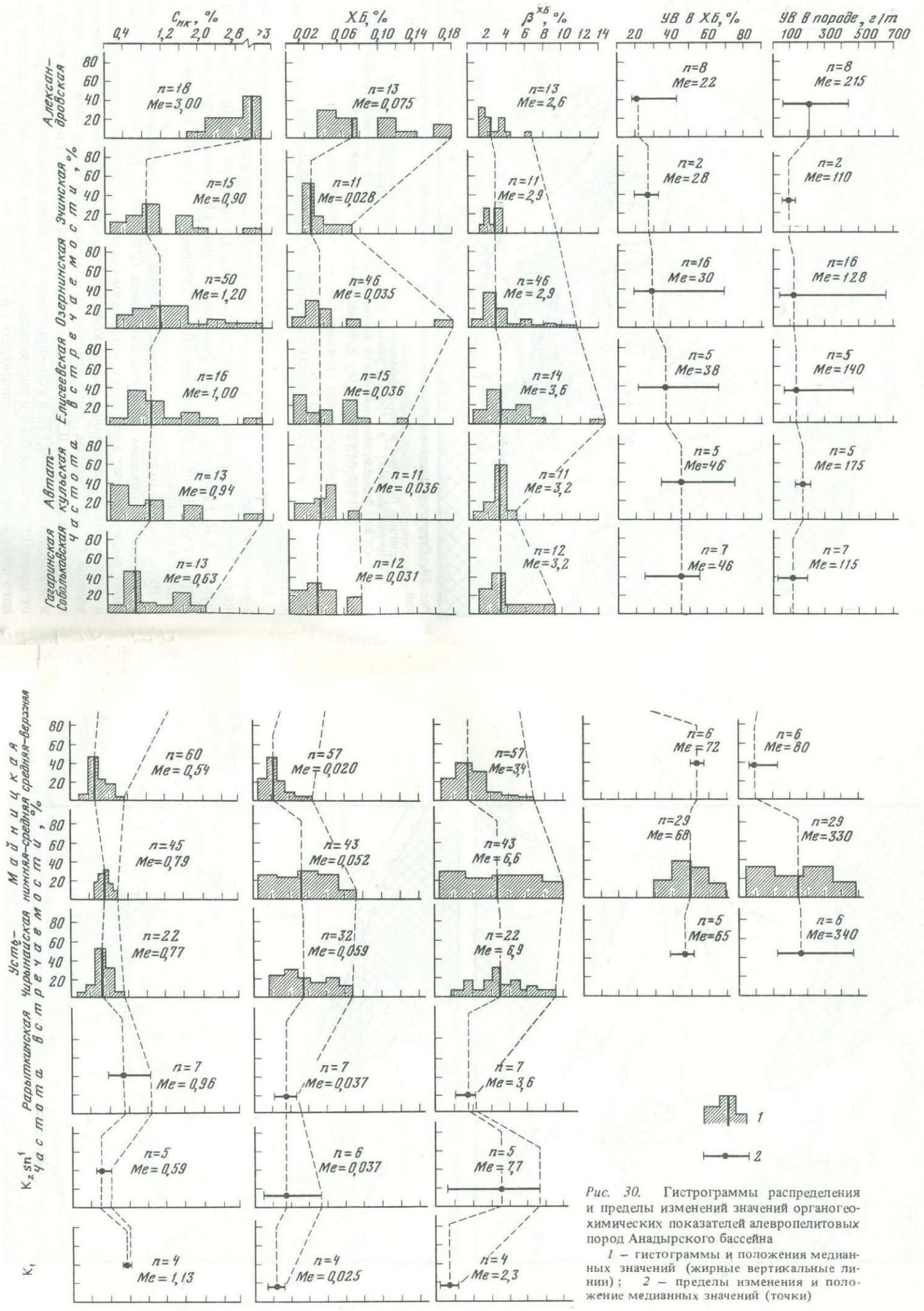


Рис. 30. Гистограммы распределения и пределы изменений значений органогеохимических показателей алевропелитовых пород Анадырского бассейна
 1 - гистограммы и положения медианных значений (жирные вертикальные линии); 2 - пределы изменения и положение медианных значений (точки)

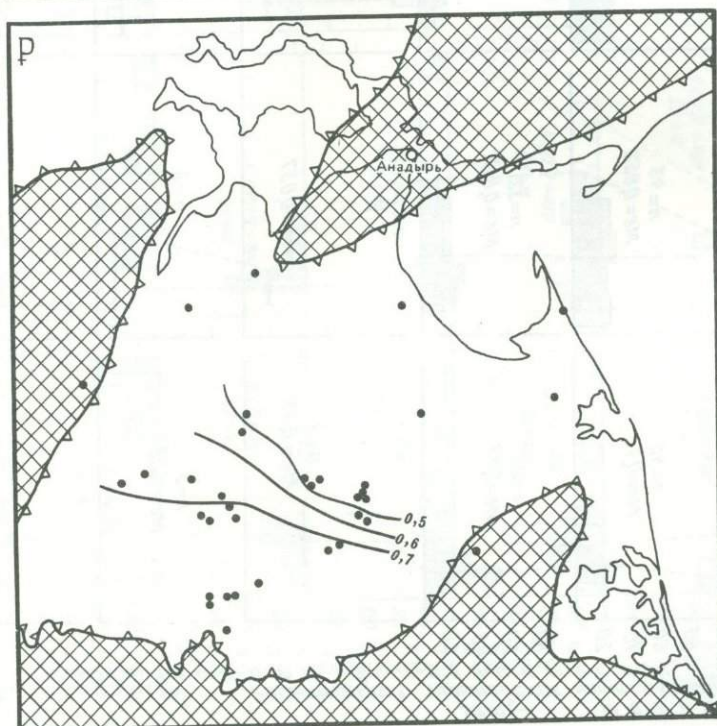
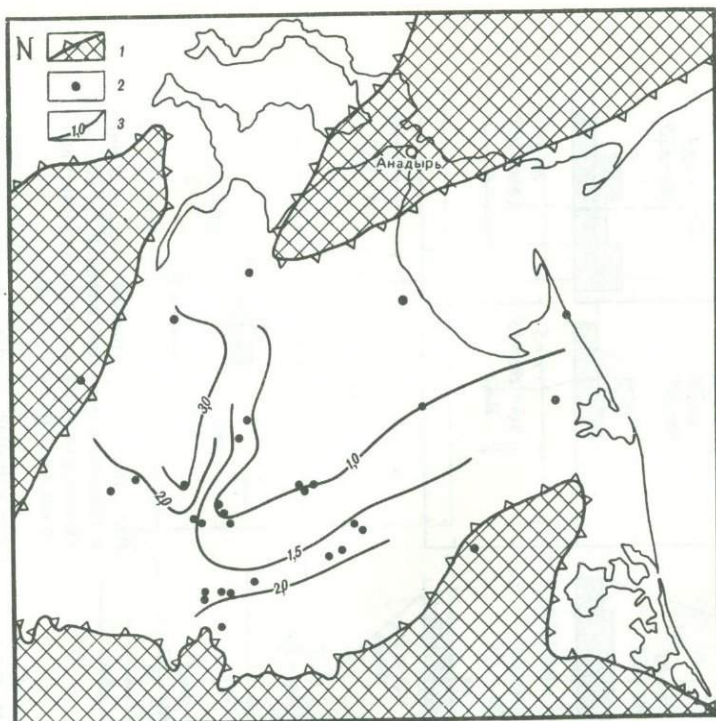


Рис. 31. Схемы распределения $C_{нк}$ (в %) в алевропелитах неогеновых и палеогеновых отложений Анадырского бассейна
 1 – границы бассейна и его обрамление; 2 – точки опробования; 3 – линии равных содержаний $C_{нк}$, %

Таблица 2

Содержание легких УВ C_1-C_{15} в кайнозойских алевролитоглинистых породах Анадырского бассейна

| Возрастной комплекс | Содержание, г УВ/т породы* | | | |
|---------------------|----------------------------|--------------|-----------------|--------------|
| | C_1-C_5 | C_6-C_{10} | $C_{11}-C_{15}$ | C_1-C_{15} |
| N | 0,2–46,0 | 2,9–83,7 | 0,2–31,7 | 4–165 |
| | 8,1 (32) | 48,5 (32) | 8,2 (32) | 68 (32) |
| P_{2-3} | 0,6–8,5 | 5,3–28,7 | 0,3–97,1 | 7–147 |
| | 3,1 (17) | 25,6 (17) | 23,1 (17) | 52 (17) |

* Здесь и далее по тексту в числителе – пределы изменения, в знаменателе – среднее арифметическое, в скобках – количество данных.

Таблица 3

Состав насыщенных УВ C_7 , СК верхнеэоцен-олигоценых (Эчинская площадь) и миоценовых (Верхнеэчинская площадь) отложений Анадырского бассейна

| Возрастной комплекс | Содержание (без толуола), % | | | | K_{M,C_7} * |
|---------------------|-----------------------------|-------------------|-------------|-----------|---------------|
| | n- C_7 | Σ i- C_7 | Σ ЦП | МЦГ | |
| P_{2-3} | 12,3–27,2 | 16,9–37,4 | 6,1–19,7 | 29,4–53,5 | 0,14–0,37 |
| | 19,1 (7) | 26,9 (7) | 13,3 (7) | 40,8 (7) | 0,24 (7) |
| N | 11,5–25,3 | 14,6–19,3 | 7,9–11,2 | 46,3–64,8 | 0,13–0,34 |
| | 16,2 (7) | 16,9 (7) | 9,8 (7) | 57,1 (7) | 0,20 (7) |

* K_{M,C_7} – коэффициент метаморфизма для фракции C_7 . Рассчитывается аналогично коэффициенту K_{M,C_6} , предложенному В.К. Шиманским [149, 150] как отношение линейного алкана к сумме насыщенных УВ с таким же числом атомов углерода.

Примечание. Здесь и далее ЦП – циклопентаны, МЦГ – метилциклогексан.

СК относятся к смешанному сапропелево-гумусовому типу, или III типу по классификации Французского нефтяного института [170].

В балансе растворимых компонентов СК имеет место приблизительно равное соотношение нейтральных (ХБ) и кислых (ДСББ) битумоидов или преобладание первых из них (усть-чирынайская толща); ИК-спектры ХБ подтверждают смешанную сапропелево-гумусовую природу СК – малоинтенсивное поглощение в области $850-700\text{ см}^{-1}$ в сочетании с полосой средней интенсивности при 1600 см^{-1} и с сильным поглощением в области $1720-1700\text{ см}^{-1}$. Степень восстановления ХБ (обратно пропорциональна содержанию ГЭ), а также содержание в ХБ УВ C_{15+} здесь наибольшие во всем разрезе. Растянность и полимодальность графиков распределения стандартных химико-битуминологических показателей глинистых пород палеогенового возраста свидетельствуют об активных процессах перераспределения в них подвижных компонентов.

Суммарное содержание УВ C_{14} в породах майницкой свиты изменяется³ от менее 0,01 до 0,09%, составляя в пересчете на C_{HK} от 0,5 до 9,2%. Соотношение концентраций фракций C_{15-}/C_{15+} колеблется в пределах 0,2–0,54, при этом внутри фракции

³ Определялось как сумма УВ битумоида (C_{15+}) и УВ C_{15-} .

C_{15} - преобладают более легкие C_6-C_{10} (табл. 2) — отношение $C_6-C_{10}/C_{11}-C_{15}$ изменяется в пределах 0,7—56,3, составляя в среднем 7,6.

Породы неогенового комплекса, в большинстве залегающие в зоне протокатагенеза, обладают весьма неравномерным распределением СК. В соответствии с увеличением угленасыщенности вверх по разрезу фиксируется возрастание дисперсий содержания $C_{нк}$ от 0,18—2,53% в гагаринской и собольковской свитах до 1,69—7,87% в александровской. Обогащенность $C_{нк}$ алевролитно-глинистых пород неогена возрастает от центральной к западной и южной прибортовым зонам (см. рис. 31).

Вследствие более высокого содержания СК неогеновые отложения в большей степени обогащены и битумоидными компонентами, однако степень битуминозности СК в пересчете на $C_{нк}$ здесь ниже. Среди битумоидов преобладает ДСББ. По сравнению с эоцен-олигоценным комплексом ХБ более окислены и содержат меньше УВ (см. рис. 30). ИК-спектры указывают, что в структуре ХБ основную роль играют цепочечные алифатические фрагменты. Изложенные материалы в сочетании с данными элементного состава НОВ (Н/С ат — 0,8—0,9) позволяют говорить о преимущественно континентальном генезисе СК неогенового комплекса.

Содержание УВ C_{1+} в породах неогена изменяется от 0,003 до 0,13% и составляет в пересчете на $C_{нк}$ 1,1—4,6%. Среди УВ C_{1+} значительно преобладают C_{15+} (отношение фракций C_{15-}/C_{15+} , как правило, не превышает 0,27), внутри легких УВ C_{15-} сильно выражено преобладание более легких УВ C_6-C_{10} (отношение $C_6-C_{10}/C_{11}-C_{15}$ в среднем равно 13,5).

Достаточно контрастно различия фациально-генетических типов СК неогенового и палеогенового комплексов отложений проявляются при сравнении данных по распределению нормальных алканов и регулярных изопренанов C_{15+} . На катагенетическом уровне (ПК₃) значения коэффициента нечетности n-алканов CPI в породах неогена составляют 3,3—6,7, тогда как для палеогеновых отложений значения CPI не превышают 2,9. Отношение $Pr/n-C_{17}$ изменяется от 4,1 до 13,8 в породах неогенового возраста и от 1,6 до 3,7 в породах палеогена; величины коэффициента Pr/Φ составляют 4,2—8,3 и 1,3—4,1 соответственно.

Для пород обоих комплексов, преобразованных в пределах градаций МК₁—МК₃, было выполнено изучение индивидуального состава низкокипящих УВ C_7 (табл. 3).

Как видно, различия типов СК проявляются в средних величинах показателей фракции УВ C_7 отчетливо.

ПУСТОРЕЦКИЙ БАССЕЙН

Пусторецкий бассейн расположен на восточном побережье Пенжинской губы и часто рассматривается как северная составная часть крупного прогиба Западной Камчатки.

Бассейн выполнен нижнемолассовыми угленосными, грубообломочными, глинистыми и флишеидными толщами палеоцен-эоценового возраста и перекрывающимися их несогласно наземными вулканогенными (P_{2-3}), песчано-глинистыми и грубообломочными морскими и континентальными образованиями (P_3-Q), относящимися к верхней молассе. Суммарная мощность кайнозоя достигает 8—9 км. Складчатый фундамент гетерогенен и имеет полосовое строение. Наряду с кремнисто-вулканогенными и флишевыми ассоциациями сильно измененных пород верхнего мела вдоль северо-западной прибортовой части бассейна под кайнозойским чехлом прослеживаются относительно слабо (МК₁—МК₂) [47] преобразованные песчано-глинистые отложения аптальбского возраста (тихореченская, кедровая свиты), вызывающие определенный интерес в нефтегазоносном отношении⁴.

В пределах бассейна и на его обрамлении проводились полевые исследования В.В. Ивановым и В.П. Похиалайненом (1970 г.), А.И. Скубом (1973 г.), Б.А. Клубовым и

⁴ Органогеохимическая характеристика этих отложений мелового возраста дана при описании Пенжинского бассейна.

С.М. Соинской (1983 г.). Кроме этого, при характеристике осадочного выполнения бассейна использованы данные НПО "Севморгеология" (Н.В. Устинов, А.И. Бочарникова, 1972 г.) и МГУ (Е.П. Свистунов и др., 1977 г.).

Палеоцен(?) -эоценовые отложения, судя по величине ОСВ и другим показателям [47], находятся на стадиях катагенеза ПК₃—МК₂.

Породы геткилининской, камчикской и ткаправаямской свит обладают в общем сходными органогеохимическими характеристиками. Меняется лишь степень обогащенности их СК (рис. 32). В соответствии с высокой угленасыщенностью наибольшие значения $S_{нк}$ фиксируются в отложениях камчикской свиты. Наблюдаются заметные вариации в генетических типах СК — от существенно арконового (гумусового) до существенно алинового (сапропелевого). ХБ обычно характеризуются высоким содержанием водорода (11—12,5%), преобладанием смол бензолных над спиртобензолными. Парафиновые структуры в них резко преобладают над ароматическими. Но, несмотря на столь "благородный" состав сингенетичных битумоидов, экстрагированных из глин, битумоидные коэффициенты остаются повсеместно невысокими (0,1—5,0%; $Me = 1,5\%$), а следов миграционных и (или) явно остаточных компонентов в глинистых породах при графостатическом анализе не отмечается (см. рис. 32). Вместе с тем неоднократно обращало внимание на яркие битумопроявления среди отложений тиглиской серии [71, 104]. Результаты химико-битуминологических и петрографических исследований подтверждают широкое распространение в песчаниках геткилининской, камчикской и ткаправаямской свит аллохтонных битумоидов. Подобное несоответствие распределения и состава битумоидов в песчаных и глинистых прослоях, отмечаемое и в других районах [28], может указывать на эпигенетический характер мигрантов по отношению к толщам в целом.

Содержание $S_{нк}$ в менее преобразованных глинистых породах унельской свиты изменяется от 0,4 до 0,9% ($Me = 0,7\%$), ХБ — от 0,005 до 0,060% ($Me = 0,02\%$), УВ — от 0,0025 до 0,009% ($Me = 0,005\%$). Коэффициент $\beta^{ХБ}$ варьирует в пределах 1—4%, сингенетичные битумоиды слабо восстановлены (ГЭ составляют 15—30%, УВ в ХБ — 9,32%). В редких случаях отмечается присутствие миграционных остаточных битумоидов "кислого" состава (УВ в ХБ — 8%), что, по-видимому, свидетельствует о начавшихся процессах перераспределения наиболее подвижных компонентов.

Глинистые породы оммайской свиты характеризуются высоким уровнем рассеянной битуминозности, который выше, чем в однотипных породах более древних толщ, примерно в 3—4 раза. В песчаниках часто фиксируются признаки миграционных битумоидов. Имеющиеся данные позволяют высоко оценивать вероятность нефтеобразования в отложениях свиты в погруженных частях бассейна. Этот вывод подтверждается находкой нефтенасыщенных песчаников среди отложений свиты в районе Матчинского залива [71].

По результатам пиролиза кайнозойских отложений содержащиеся в них СК относятся к III типу, водородный индекс (S_2^H), как правило, не превышает 100 мг УВ/г $S_{нк}$. Более высокие значения водородного индекса характерны для образцов, которые можно разбить на две группы. В первую входят породы, обогащенные $S_{нк}$ (2,0—5,6%). Наряду с высокими значениями водородного индекса их отличительными чертами являются крайне низкое содержание (5,9—7,8% от $S_{нк}$) свободных УВ (S_1^H) и малые величины индекса продуктивности ($< 5,7\%$), что указывает на высокое участие в составе СК углистого материала. Породы этой группы отмечены только в составе ткаправаямской и камчикской свит.

Вторая группа объединяет породы с выраженными коллекторскими свойствами. Они характеризуются низкими, не превышающими первых десятых долей процента содержаниями $S_{нк}$. Аномально высокие (до 295 мг УВ/г $S_{нк}$) количества свободных углеводородов (S_1^H) в сочетании с приблизительно средними значениями индекса продуктивности (24—35%) могут указывать только на то, что значительная часть СК в этих породах представляет собой сложный продукт дифференциации аллохтонных битумоидных компонентов. Наиболее легкая подвижная часть последних

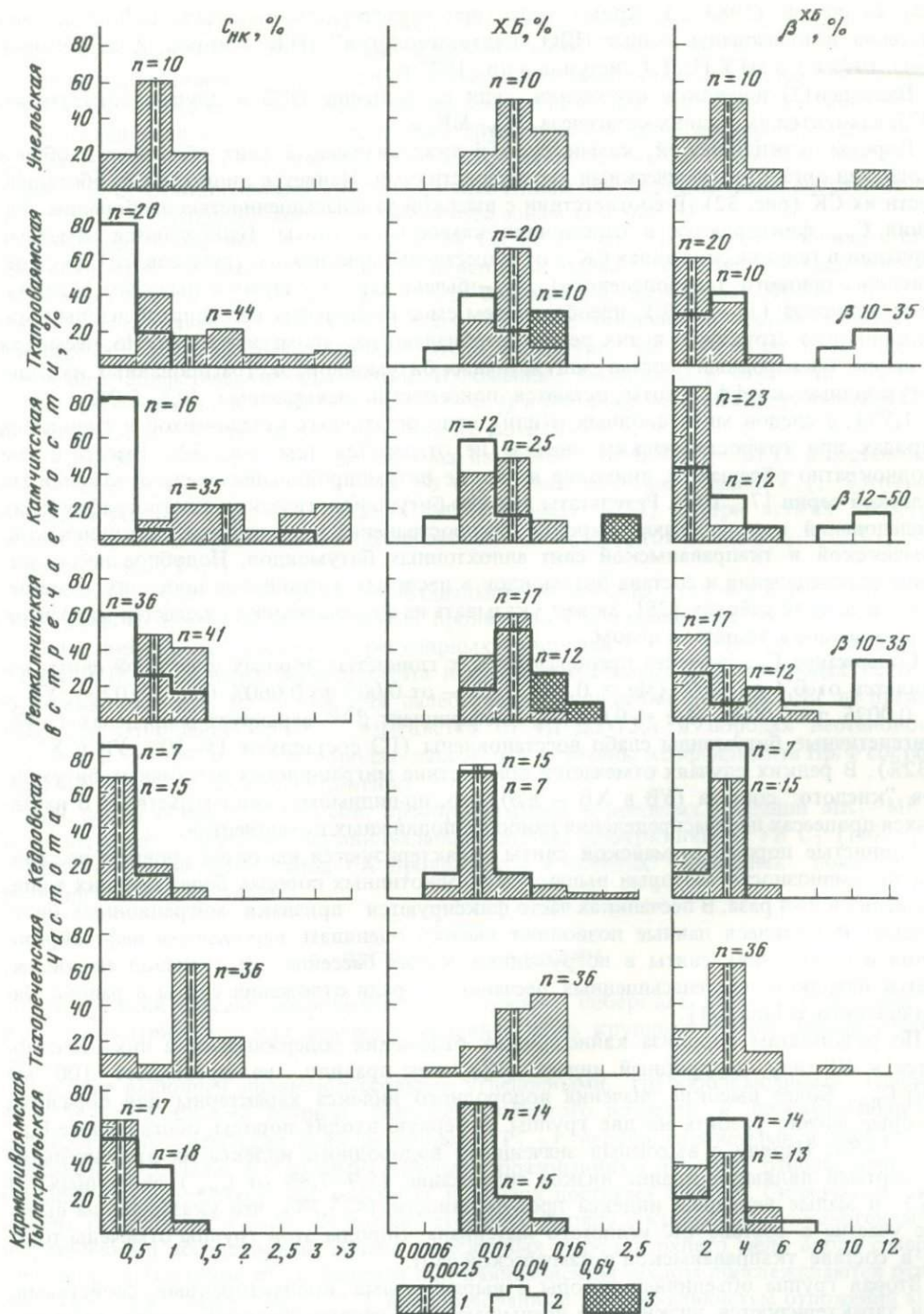


Рис. 32. Гистограммы значений органогеохимических параметров пород Пусторецкого бассейна [47]

1 — для алевропелитов; 2 — для псаммитов; 3 — то же, поля значений X_b с примесью аллохтонных компонентов

фиксируется индексом S_1^H , тогда как нерастворимый полимеризат асфальтово-смолистых компонентов, обладая высоким генерационным потенциалом, обуславливает большие, существенно превышающие допустимые для данного типа пород значения водородного индекса.

Хотя СК изученного разреза кайнозойских отложений характеризуются в целом невысоким нефтегенерационным потенциалом, в их составе намечаются определенные различия, отражающие соотношения сапропелевой и гумусовой составляющих, а также степень диагенетической окисленности СК, которые достаточно уверенно фиксируются при ГЖХ насыщенных (метаново-нафтеновых) УВ.

Судя по наименьшим значениям коэффициентов нечетности распределения n-алканов ($CPI = 1,57 \div 1,74$), СК унэльской свиты обогащены сапропелевыми компонентами в наибольшей степени, однако максимальные для всего разреза величины отношения Пр/Ф (1,66–2,56) свидетельствуют о том, что СК здесь претерпели и наиболее сильную окислительную переработку в диагенезе. Последнему не противоречит и низкое содержание (как правило, менее 0,75%) $C_{нк}$.

В составе СК ткаправаямской свиты наиболее заметно выражено участие компонентов высшей наземной растительности ($CPI = 2,74 \div 6,89$). Соотношение гумусовых и сапропелевых компонентов, если судить по приведенным значениям CPI , сильно колеблется, причем неоднородность состава СК усиливается вниз по разрезу свиты. Степень диагенетической окисленности СК данной толщи в целом ниже, чем унэльской (Пр/Ф = 0,49 ÷ 1,72), и увеличивается вниз по разрезу.

Камчикская свита близка по характеристике СК к рассмотренной ткаправаямской, хотя доля гумусового материала здесь незначительно ниже ($CPI = 1,59 \div 3,60$), а окисленность СК выше (Пр/Ф = 0,72 ÷ 4,19). Как и в вышележащей толще, верхняя часть свиты более однородна по составу СК ($CPI = 2,48 \div 3,60$; Пр/Ф = 0,72 ÷ 0,88). Залегающая в основании палеогенового разреза геткилининская свита по составу и условиям диагенеза СК занимает промежуточное положение между унэльской и камчикской свитами ($CPI = 2,18 \div 2,9$; Пр/Ф = 0,78 ÷ 2,09).

В целом с учетом всей имеющейся геолого-геохимической информации можно заключить, что наибольшим нефтегенерационным потенциалом обладают эоценовые породы унэльской и оммайской свит. В максимальной степени этот потенциал может реализовываться в погруженных частях бассейна. Породы остальных стратиграфических подразделений разреза, скорее всего, являются газопроизводящими.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ БАСЕЙН

Бассейн занимает территорию Западно-Камчатской низменности, а также смежную акваторию Охотского моря. Он относится к геосинклинальному типу (парагеосинклинальному классу) и выполнен кайнозойскими терригенными, терригенно-туффито-кремнистыми и угленосными образованиями, накопление которых происходило на позднегеосинклинальном и частично орогенном этапах развития Олюторско-Камчатской системы кайнозойских. Эти отложения несогласно перекрывают верхнемеловые собственно геосинклинальные толщи, представленные терригенно-туфогенными флишевыми и вулканогенно-кремнистыми вторично измененными образованиями. Мощность осадочного выполнения в наиболее погруженных участках терральной части бассейна достигает 5–6 км. Основными структурными элементами являются (с юга на север): Колпаковская впадина, Ичинский прогиб, Тигильский антиклинорий и Паланская впадина. В северном направлении отмечается сокращение мощности осадочного выполнения, усиление степени дислоцированности пород и "раскрытости" структур, повышение роли вулканогенных образований.

В палеоген-неогеновом разрезе бассейна выделяются четыре серии: тигильская ($P_1 - P_2^2$), кавачинская (P_2^3), воямпольская ($P_3 - N_1^1$) и кавранская (N_1^{2-3}), а также ряд более дробных литолого-стратиграфических подразделений (свит), наиболее полно изученных с помощью бурения в Ичинском прогибе и Колпаковской впадине. В составе тигильской серии здесь доминируют терригенно-пирокластические породы от туфо-

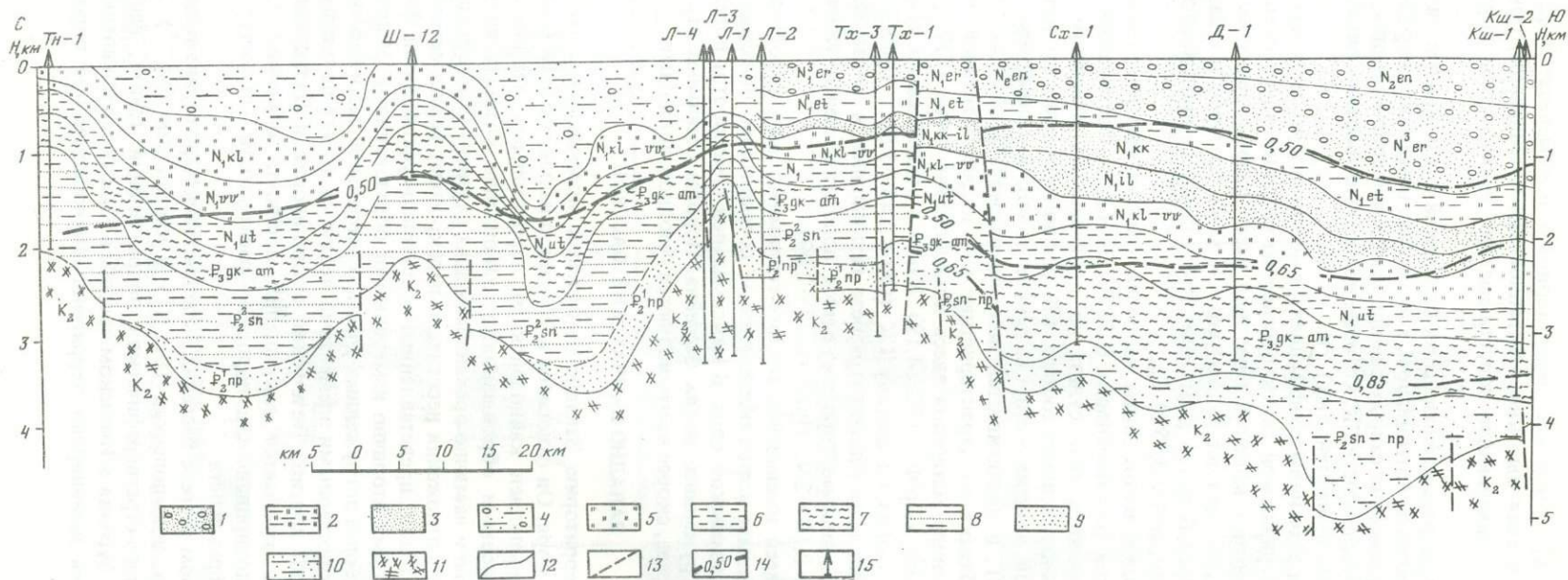


Рис. 33. Схематический геологический разрез через Ичинский прогиб и Колпаковскую впадину и катагенетическая зональность отложений

Свиты: 1 – эрмановская и энемтенская, 2 – этолонская, 3 – какертская и ильинская; 4 – нерасчлененные отложения кавранской серии; свиты: 5 – кулувенская и вивентекская, 6 – утхолокская, 7 – гакхинская и аминская, 8 – снатольская, 9 – напанская; 10 – нерасчлененные снатольско-напанские отложения; 11 – верхнемеловые отложения; 12 – границы между свитами; 13 – разломы; 14 – изореспленды; 15 – скважины

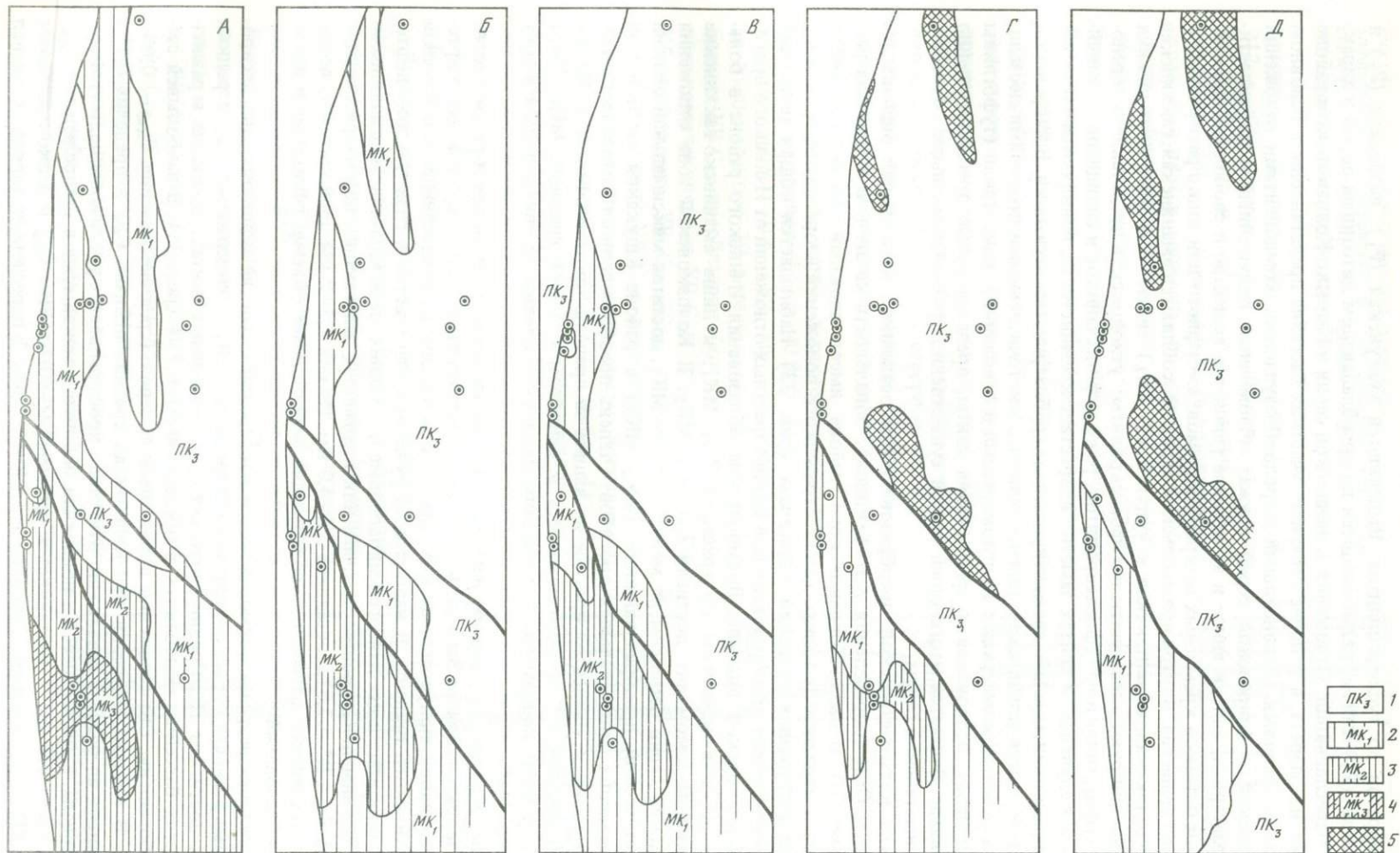


Рис. 34. Схемы катагенетической преобразованности отложений Западно-Камчатского бассейна на подошве свит: А – гакхинской и амининской, Б – утхолокской, В – кулувенской и вивентекской, Г – какертской и ильинской, Д – этолонской
 Градация катагенеза: 1 – PK_3 , 2 – MK_1 , 3 – MK_2 , 4 – MK_3 ; 5 – зоны отсутствия отложений

конгломератов до туфоаргиллитов. Выделяются хулгунская (P_1), напанская (P_2^1) и снатовская (P_2^2) свиты, различающиеся по преобладающим литотипам пород и характеру их переслаивания. Отложения кавачинской серии в Ичинско-Колпаковском районе выпадают из разреза, а в более северных участках бассейна представлены в основном глинистыми фациями. Главнейшими породообразующими компонентами отложений воямпольской и кавранской серий служат обломочный терригенный и пирокластический материал, аллотигенное и аутигенное глинистое вещество и свободный кремнезем в виде остатков кремневых микроорганизмов, аморфного или тонко раскристаллизованного вещества. Внутри воямпольской серии обособляются амининская, гакхинская (P_3), утхолокская, вивентекская и кулувенская (N_1) свиты. В составе двух нижних из них доминируют алевролиты и туфоалевролиты; утхолокская представлена чередованием туфоаргиллитов, туфоалевролитов, реже туфопесчаников и силицитов; в вивентекской и кулувенской свитах заметно возрастает кремнистость, появляются туфоопки и туфодиациты, слабо сцементированные грубозернистые песчаники. В кавранской серии выделяются ильпинская (алевропелиты с многочисленными прослоями песчаников и на отдельных участках с конгломератами в основании), какертская (туфоглины и алевролиты), этолонская и эрмановская свиты, представленные преимущественно песчаниками. Венчается неогеновый разрез существенно грубообломочными образованиями энемтенской свиты.

Степень катагенетической преобразованности осадочного выполнения оценивалась по данным ОСВ (определения А.И. Уткиной). Зональность катагенеза в пределах рассматриваемого Ичинско-Колпаковского района имеет сложный характер, причем отмечаются вариации не только гипсометрического положения изореспленд, но и мощностного содержания градаций катагенеза (рис. 33). Наблюдается общая тенденция увеличения степени преобразованности разновозрастных отложений от Ичинского прогиба к Колпаковской впадине. Воямпольские образования Ичинского района в большинстве случаев изменены до градаций ПК₃—МК₁, и лишь амининско-гакхинские отложения на самом юге достигли градации МК₂. В Колпаковской зоне отложения воямпольской серии изменены не менее градации МК₁, достигая максимальной степени катагенетической преобразованности (МК₂—МК₃) в районе Кшукской антиклинали и прилегающих синклиналиных прогибов. Степень преобразованности отложений кавранской серии в Ичинском прогибе не вышла за пределы протокатагенеза. В Колпаковской впадине их преобразованность в основном отвечает градации МК₁. Лишь в наиболее погруженном участке впадины отложения ильпинской свиты вошли в зону МК₂ (рис. 34).

Таким образом, по данным изучения степени катагенетической преобразованности на юге терральной части Западно-Камчатского бассейна выделяется крупный очаг нефтегазообразования, приуроченный к Колпаковской впадине и примыкающей к ней южной части Ичинского прогиба. В наиболее погруженном его участке в главную зону нефтеобразования вошли все палеоген-миоценовые отложения, за исключением эрмановской свиты. Максимальная мощность очага или отложений, залегающих под изоресплендой $R^0 = 0,5$ (или $R^a = 7,0$), составляет 3,5—4,0 км. Из них 1,5—2 км приходится на воямпольско-кавранские отложения, содержащие значительные объемы пелитовых и кремнистых образований.

В изученных разрезах воямпольской и кавранской серий не зафиксированы алевропелитовые разности пород, аномально обогащенные СК, — содержания S_{HK} в редких случаях достигают 2%. Средние значения S_{HK} в отдельных свитах, вскрытых в различных частях бассейна, колеблются в пределах 0,40—0,75% (рис. 35). В наибольшей степени обогащены СК отложения воямпольской серии (средние значения $S_{HK} = 0,68—0,75\%$). В кавранской серии при колебаниях средних величин S_{HK} в пределах 0,41—0,58% вверх по разрезу достаточно отчетливо прослеживается увеличение доли углесто-го материала, выражающееся в появлении побочного максимума в распределении S_{HK} .

Потенциал СК (HI^m) составляет в среднем 30—40 мг УВ/г S_{HK} и редко превышает 100 мг УВ/г S_{HK} , что позволяет относить СК к III типу. В пересчете на породу потенциал

Рис. 35. Гистограммы значений содержания C_{HK} (в %) в алевропелитах кавранской и воямпольской серий (расчитано и построено по данным СВКНИИ, ПГО "Сахалингеология", МГУ, ВНИГРИ)

генерации УВ составляет для кавранской серии 212 г УВ/т породы (при колебаниях от 22 до 816 г/т), а для воямпольских отложений 326 г/т (от 40 до 1086 г/т). В верхней части воямпольской серии выделяется горизонт, не имеющий строгой стратиграфической приуроченности и не выдержанный по мощности, в котором присутствуют прослои пород с СК, обладающих повышенным потенциалом (более 70 мг УВ/г C_{HK}). В северном направлении этот горизонт смещается вниз по стратиграфическому разрезу от кулувенской и вивентекской свит на Кшукской площади до утхолокской и гакхинской и только до гакхинской свиты в районе Схикийской и Усть-Облуковинской площадей соответственно. В северной части Ичинского прогиба СК, обогащенные сапропелевыми компонентами, ассоциируются в основном с утхолокской свитой.

Кавранские отложения характеризуются невысокими содержаниями ХБ (0,005–0,062%; $Me = 0,016\%$; $\beta^{XB} = 0,4-7,8\%$, ср. – 3,3%) и УВ C_{1+} (в среднем около 2% в расчете на C_{HK}). В общем балансе УВ C_{1+} преобладают (хотя и незначительно) высокомолекулярные УВ C_{15+} , входящие в состав ХБ (отношение УВ C_{15-}/C_{15+} составляет в среднем 0,77). Среди УВ C_{15-} , извлекаемых методом термодистилляции, основное место принадлежит легким бензиновым УВ C_6-C_{10} (табл. 4). Для УВ битумоида характерно трех-семикратное преобладание метаново-нафтеновых УВ C_{15+} , устанавливается достаточно высокое содержание изо- и циклоалканов. Величины $\Phi/n-C_{18}$ и $Пр/\Phi$ изменяются от 0,89 до 2,48 (ср. – 1,3) и от 0,60 до 1,34 (ср. – 1,0) соответственно.

Породы воямпольской серии, залегающие в целом в условиях более широкого диапазона градаций катагенеза и, как правило, вошедшие в главную зону нефтеобразования, отличаются более высокими содержаниями ХБ (0,004–0,146%; $Me = 0,032\%$; $\beta^{XB} = 0,3-19,7\%$, ср. – 4,6%) и большими величинами дисперсий отдельных параметров. Содержание УВ C_{1+} колеблется здесь в пределах 0,5–7,6% (на C_{HK}), в том числе УВ C_{15+} от 0,2 до 5,2%. Соотношение фракций C_{15-}/C_{15+} в среднем составляет 0,5. Преобладание в легких УВ фракциях C_6-C_{10} здесь выражено сильнее, чем в кавранских отложениях (см. табл. 4). Среди высококипящих УВ битумоида, как и в породах кавранской серии, пре-

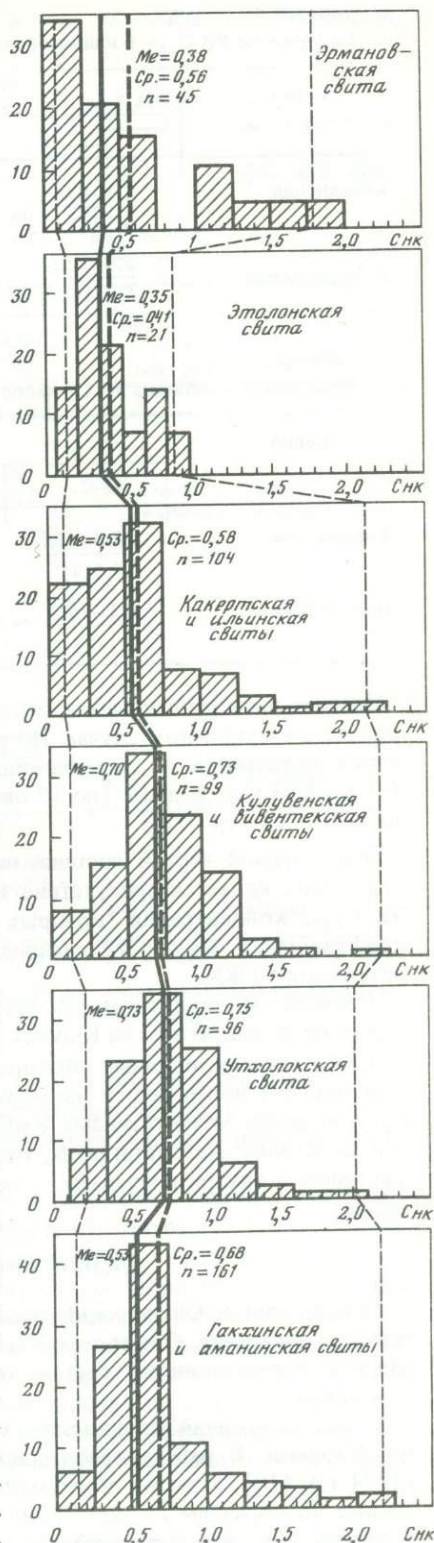


Таблица 4

Содержание УВ C_{1-5} в кайнозойских отложениях Колпаковской впадины

| Серия | Содержание, г УВ/т породы | | | |
|--------------|---------------------------|------------------|-----------------|------------------|
| | C_5- | C_6-C_{10} | $C_{11}-C_{15}$ | C_1-C_{15} |
| Кавранская | <u>1,1-8,0</u> | <u>6,4-21,8</u> | <u>0,7-7,3</u> | <u>1,5-26,4</u> |
| | 3,5 (8) | 11,1 (8) | 1,8 (8) | 14,9 (8) |
| Воямпольская | <u>1,9-12,5</u> | <u>11,6-57,3</u> | <u>0,1-27,5</u> | <u>4,1-145,0</u> |
| | 5,4 (14) | 30,2 (14) | 6,9 (14) | 45,2 (14) |

Таблица 5

Состав низкокипящих УВ C_7 кайнозойских отложений Западно-Камчатского бассейна

| Серия | Содержание, % (без толуола) | | | | |
|--------------|-----------------------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|
| | n- C_7 | Σ и- C_7 | Σ ЦП | МЦГ | Км C_7 |
| Кавранская | <u>28,7-61,2</u> | <u>31,0-36,0</u> | <u>2,7-11,6</u> | <u>5,1-24,7</u> | <u>0,38-1,57</u> |
| | 45,0 (4) | 33,5 (2) | 7,2 (2) | 14,9 (2) | 0,98 (2) |
| Воямпольская | <u>6,1-10,2</u> | <u>17,2-22,8</u> | <u>13,4-32,0</u> | <u>41,0-59,3</u> | <u>0,06-0,11</u> |
| | 8,1 (4) | 19,6 (4) | 22,0 (4) | 50,3 (4) | 0,09 (4) |

обладают насыщенными, но преобладание выражено слабее – величина МН/НАр превышает 3,6 в единичном случае. По распределению реликтовых УВ породы воямпольской серии отличаются от вышележащих отложений: коэффициент Ф/н- C_{18} варьирует от 0,1 до 1,93 и в среднем (по 12 определениям) составляет 0,75; величина Пр/Ф составляет 0,8–3,5 (ср.–2,1).

Характерной чертой состава насыщенных УВ как кавранских, так и воямпольских отложений является присутствие значительных количеств стерановых и тритерпановых УВ C_{27+} , концентрация которых столь велика, что делает невозможным определение коэффициента нечетности распределения высокомолекулярных n-алканов только по результатам ГЖХ.

Изучение индивидуального состава низкокипящих УВ рассеянных СК выполнено для разреза, вскрытого на Кшукской площади (табл. 5).

Слабо преобразованные образцы пород кавранской серии характеризуются высоким содержанием нормального изомера во фракции C_7 , что определяет высокие значения коэффициента метаморфизма Км C_7 . Воямпольские отложения, вступившие в данном районе в зону мезокатагенеза, отличаются преобладанием среди насыщенных УВ C_7 нафтенов, а внутри последних – метилциклогексана. Содержание n- C_7 и значения Км C_7 малы.

ИЛЬПИНСКИЙ И ОЛЮТОРСКИЙ БАСЕЙНЫ

Ильпинский и Олюторский бассейны расположены в южной части Корякского нагорья, в пределах Олюторско-Камчатской системы кайнозоид. Они близки по возрасту и формационному составу осадочного выполнения, и их удобно рассматривать совместно.

Разрез отложений Ильпинского бассейна на различных его участках изучался разными авторами. В работе использованы материалы О.К. Баженовой и А.С. Коренькова (1974 г.) [10], а также обработанные в лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ данные по образцам из коллекций А.И. Скуба (1974 г.) и В.И. Волобуевой (1981 г.). К настоящему времени наиболее представительный материал собран по трем таким участкам: 1) разрез восточного побережья Ильпинского полуострова, характеризующий

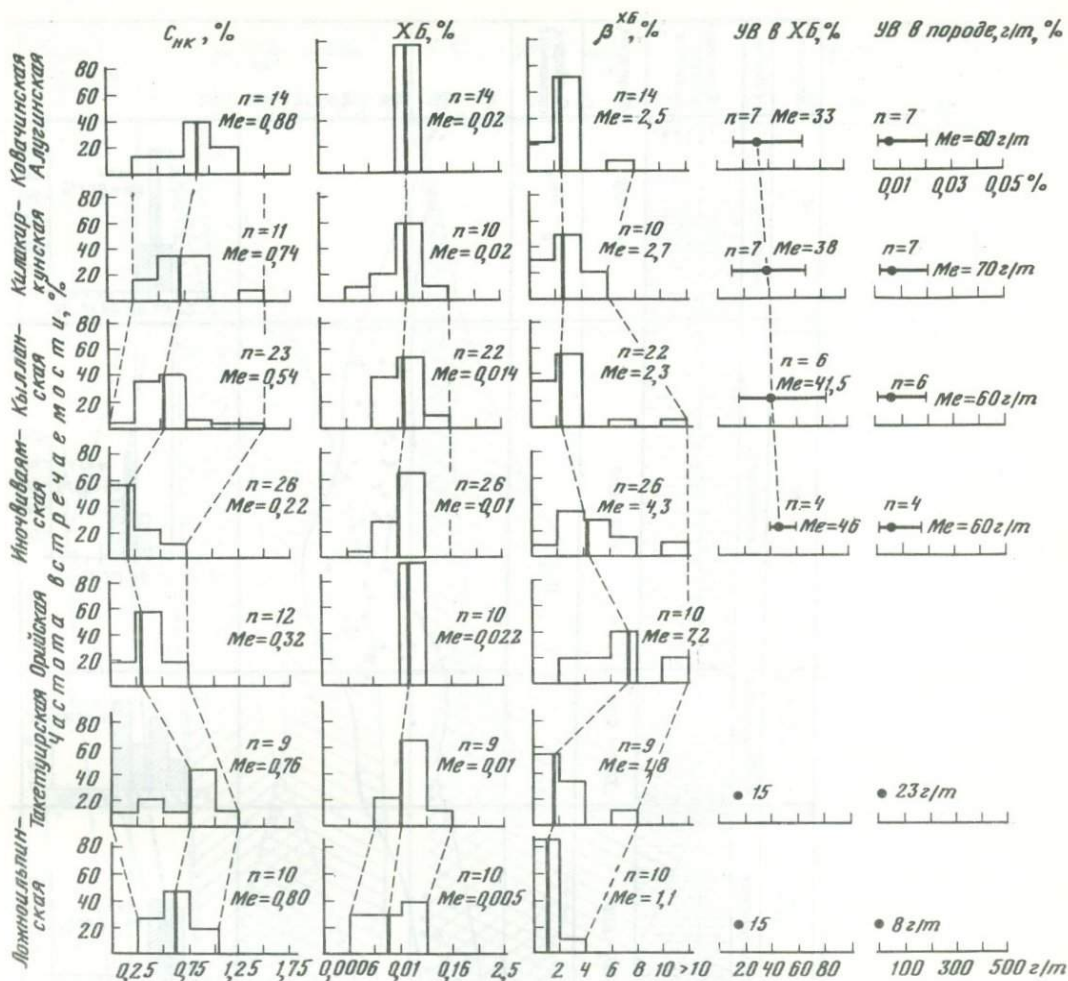
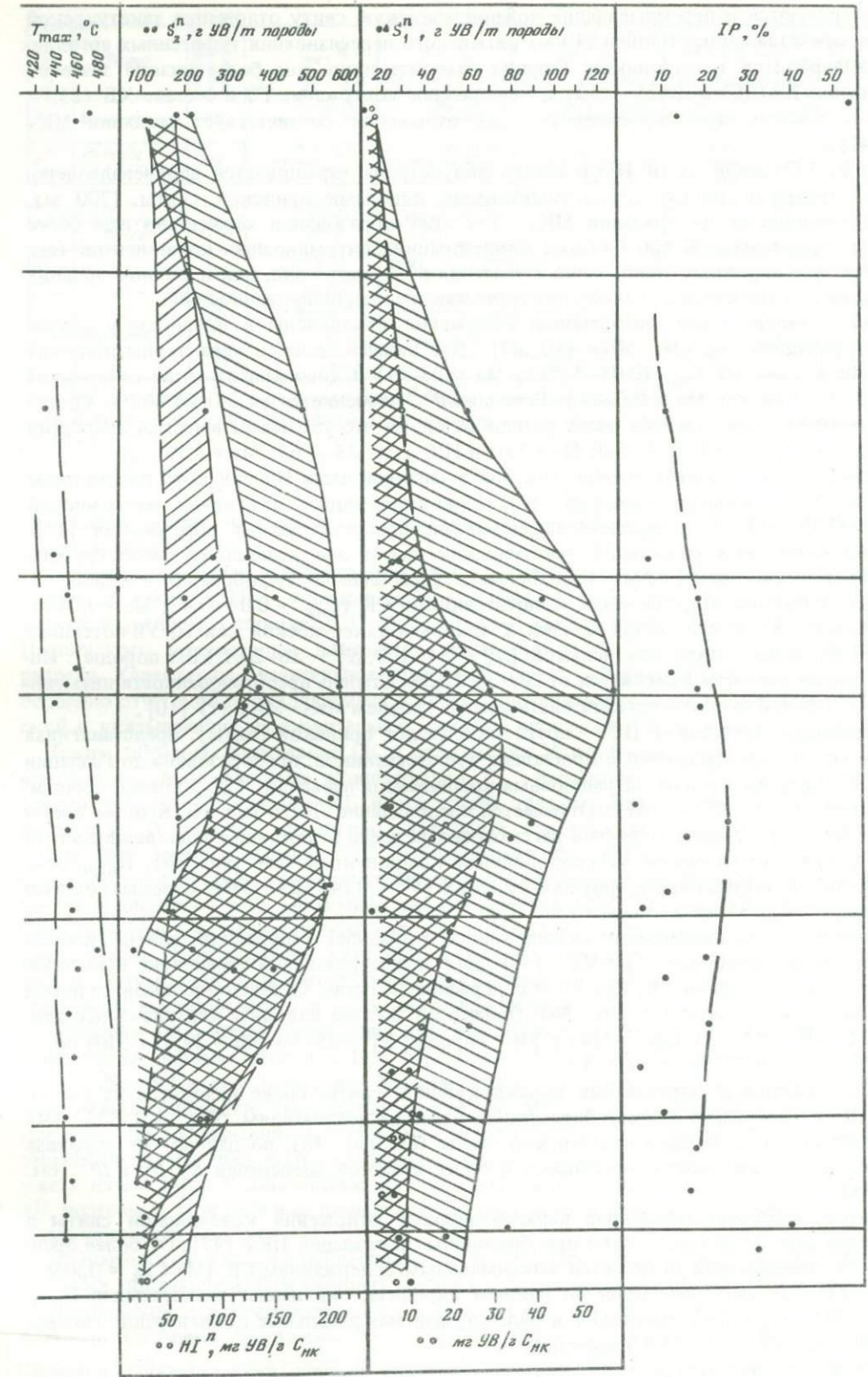
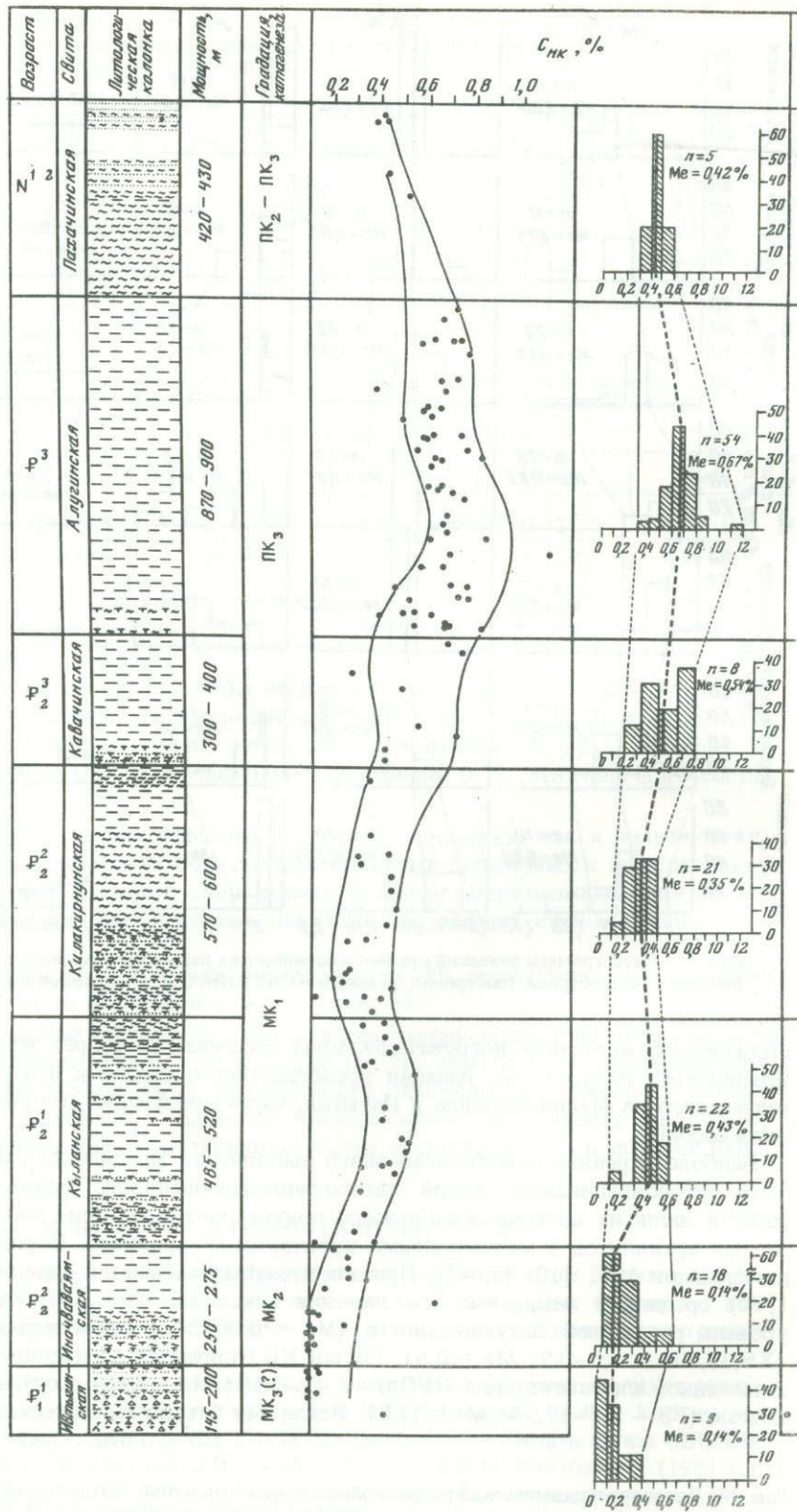


Рис. 36. Гистограммы значений органогеохимических параметров алевропелитов в разрезе Ильпинского полуострова (построено по данным СВКНИИ, О.К. Баженовой и др., 1974 г.)

строение юго-восточной погруженной зоны бассейна; 2) разрез западного побережья Ильпинского полуострова, дающий представление о строении центральной зоны; 3) разрез хребтов Майни-Какыйне и Ивтыгин, характеризующий северную периферийную часть бассейна.

Наиболее древние породы осадочного выполнения Ильпинского бассейна представлены ложноильпинской свитой датско-раннепалеоценового возраста [133]. Свита развита лишь на востоке Ильпинского полуострова и сложена 500-метровой толщей черных аргиллитов с маломощными прослоями алевролитов. Породы преобразованы до градации МК₄ [10, 45, 47]. При значительных вариациях содержания C_{нк} (0,25–1,4%) средние и медианные его значения невысоки (рис. 36). Характерны низкий уровень рассеянной битуминозности (Me = 0,005%) и преобладание ДСББ над ХБ (ХБ/ДСББ – 0,5–0,9; Me = 0,6). Состав ХБ отличается обедненностью УВ (рис. 36), пониженной алифатичностью (H/C ат – 1,43–1,58; Me = 1,46) и существенной окисленностью (ГЭ – 9,7–12,3%; Me = 11,0). Близкими битуминологическими показателями

Рис. 37. Литолого-геохимический разрез кайнозойских отложений западного побережья Ильпинского полуострова (по данным обработки в СВКНИИ коллекции образцов В.И. Волобуевой, 1981 г.)
Условные обозначения к литологической колонке см. на рис. 12



характеризуются и перекрывающие ложноильпинскую свиту отложения такетуирской свиты, представленные толщей (1 км) ритмичного переслаивания туфогенных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Следует отметить лишь еще более низкие значения отношения ХБ/ДСББ (0,25–0,50) и повышенное содержание ГЭ в составе ХБ (13,1–17,2%). Степень преобразованности этих отложений соответствует градации МК₃ [10, 47].

Разрез восточной части Ильпинского полуострова наращивается верхнепалеоценовыми, преимущественно туфолсаммитовыми породами орийской свиты (700 м), преобразованными до градации МК₃. Для этих образований характерно еще более низкое содержание СК при близких концентрациях битуминозных компонентов (см. рис. 36), что определяет повышенные значения β^{XB} . Битумоид, как и в более древних отложениях, отличается высокой окисленностью и ароматизированностью.

Вышележащие эоцен-олигоценые отложения объединены в ильпинскую серию, преобразованную до МК₁–МК₂ [10, 47]. Для нижней ее части характерны широкие колебания значений C_{HK} (0,08–1,20%; $M_e = 0,48\%$) и довольно высокое содержание ХБ (0,015–0,064%; $M_e = 0,028\%$). Величина β^{XB} изменяется от 2,0 до 20,0%. Состав битуминозных компонентов очень разнообразен, на что указывает высокая дисперсия показателей ХБ/ДСББ (0,5–5,0; $M_e = 1,0$) и Н/С ат (1,33–1,65; $M_e = 1,39$).

Разрез осадочного выполнения бассейна в западной части Ильпинского полуострова начинается с нижнепалеоценовых туфогенно-терригенных отложений ивтыгинской свиты (100–300 м), несогласно перекрывающей верхнемеловые образования [47]. От одновозрастных отложений такетуирской свиты они вследствие более грубого состава и значительной туфогенной примеси (преобладают туфобрекчи и туфопесчаники) отличаются более низкими концентрациями СК ($C_{HK} = 0,04–0,42$; $M_e = 0,14\%$). Содержание ХБ и его состав близки к таковым такетуирской свиты, УВ-потенциал пород, по данным пиролиза, невысок ($S_2^{\Pi} = 54–100$, $S_1^{\Pi} = 26–29$ г УВ/т породы). Индекс продуктивности изменяется от 20,9 до 32,3%. Степень преобразованности ивтыгинских отложений оценивается катагенетическим уровнем МК₂–МК₃ (?) [10].

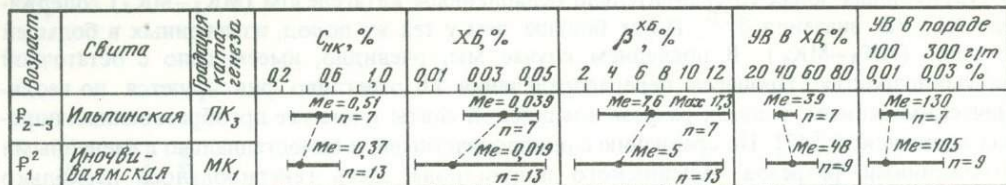
Иночвиваямская свита (P_2^1 – возрастная аналог орийской свиты), представленная в основном алевропелитами с прослоями туфопесчаников, преобразована до градации МК₂. Содержание СК и их битуминозных компонентов невысоко. C_{HK} в среднем составляет 0,14–0,22%, ХБ – 0,01%. Отмечается преобладание ДСББ над ХБ. В то же время в составе ХБ в отличие от других рассмотренных здесь отложений существенное место принадлежит нейтральным углеводородным компонентам (см. рис. 36). Π_{HGM} этих отложений несколько выше, чем ивтыгинских ($S_2^{\Pi} = 114–123$ г УВ/т породы), однако остается все еще незначительным (рис. 37).

Степень преобразованности вышележащих отложений кылланской свиты нижнего эоцена соответствует градации МК₁ [47]. Для этих образований характерно некоторое увеличение содержания СК. При этом содержание и состав ХБ близки к таковым пород иночвиваямской свиты (см. рис. 36). Однако по данным пиролиза картина существенно иная: $S_2^{\Pi} = 92–631$ ($M_e = 324$) г УВ/т породы; $S_1^{\Pi} = 23–59$ ($M_e = 39,6$) г УВ/т породы; $IP = 4,7–20,8\%$ ($M_e = 11,5\%$).

Среднеэоценовые образования килакиркунской свиты также находятся на стадии МК₁. По стандартным химико-битуминологическим показателям (C_{HK} , ХБ, β^{XB} , УВ) они близки к отложениям кылланской свиты (см. рис. 36), по данным же пиролиза отличаются повышенными значениями и более высокой дисперсией S_2^{Π} , S_1^{Π} и IP (см. рис. 38).

Преимущественно пелитовые верхнеэоценовые отложения ковачинской свиты и олигоценые алугинской свиты преобразованы до градации ПК₃ [47]. От более древних образований они отличаются максимальным содержанием СК ($M_e C_{HK} = 0,88\%$), ХБ и УВ (см. рис. 36). Судя по данным пиролиза, они имеют значительный Π_{HGM} ($S_2^{\Pi} = 351–572$ г УВ/т породы) и в ряде случаев максимальные концентрации свободных УВ ($\max S_1^{\Pi} = 128$ г УВ/т породы).

Отложения пахачинской свиты нижнего–среднего миоцена, представленные в основ-



Б

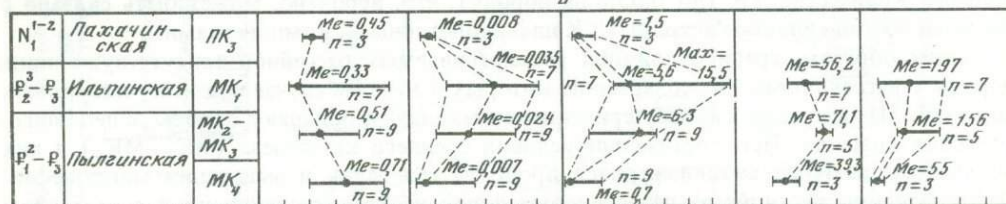


Рис. 38. Изменение органогеохимических показателей алевропитов северной части Ильпинского (А) и Олюторского (Б) бассейнов (рассчитано и построено по данным О.К. Баженовой и др., 1974 г.)

ном алевролитами, находятся на стадии ПК₂–ПК₃ [47]. В них фиксируется снижение концентрации СК и $\Pi_{нгм}$.

В северном разрезе палеогена (рис. 38) отложения иночвиваемской свиты преобразованы до градации МК₁, а ильпинской — до ПК₃ [47]. Содержание $C_{нк}$ в этих образованиях в среднем составляет 0,37–0,5%, причем, как и в случае района западной части Ильпинского полуострова, намечается тенденция роста этого показателя вверх по разрезу. Характерны значительное содержание ХБ и заметные вариации его состава, особенно отчетливо проявляющиеся в верхах иночвиваемской свиты и в низах ильпинской и указывающие на значительное развитие процессов перераспределения УВ [47].

Таким образом, содержание СК в отложениях Ильпинского бассейна обычно ниже кларкового. Максимальные концентрации $C_{нк}$ фиксируются в эоцен-олигоценной секции разреза. Содержание ХБ и его состав тесным образом связаны со степенью катагенеза. В породах, достигших начальных градаций мезокатагенеза, отмечается возрастание средних значений $\beta^{ХБ}$, "облагораживание" элементного состава битумоидов и увеличение среди них доли углеводородных компонентов. Вместе с этим увеличивается и дисперсия всех геохимических показателей ($\beta^{ХБ}$, Н/С ат, УВ в ХБ и др.), что свидетельствует о значительном развитии процессов перераспределения подвижных компонентов. При усилении катагенеза отмечается снижение концентраций ХБ и УВ, состав битумоидов становится более окисленным и ароматизированным. По всем признакам здесь фиксируется лишь остаточная битуминозность.

Особенно ярко процесс генерации и перераспределения УВ в ходе катагенеза прослеживается по данным пиролиза. При переходе от ПК₃ к МК₁ отмечается существенное увеличение S_2^{Π} и его дисперсии. Максимум этих показателей, отвечающий наиболее интенсивной генерации, приходится на середину МК₁, а далее фиксируется закономерное снижение их значений. Примерно так же ведет себя в ходе катагенеза и S_1^{Π} . Однако запределивание и спад этого показателя, указывающие на эмиграцию УВ, намечаются уже в начале МК₁. В дальнейшем процессы оттока доминируют над новообразованием УВ, поэтому в этой зоне и не происходит сколько-нибудь заметного увеличения индекса продуктивности (см. рис. 37).

В Олюторском бассейне наблюдаются те же закономерности изменения битуминологических показателей. При сходных средних содержаниях $C_{нк}$ (0,4–0,5%) алевропиты ильпинской и пахачинской свит в соответствии с оптимальным уровнем катагенеза в большей степени обогащены ХБ и УВ, чем подобные литотипы пылгинской свиты (см. рис. 38). Геохимическая неоднородность присуща и самой пылгинской свите

В структурных зонах со сравнительно ослабленным катагенезом ($МК_3$ — $МК_4$) содержание ХБ, УВ, значения $\beta^{ХБ}$, Н/Сат больше, чем у тех же пород, измененных в большей степени ($МК_4$ — $МК_5$). В последнем случае мы, очевидно, имеем дело с остаточной битуминозностью. Процессы перераспределения УВ отчетливо фиксируются по геохимическим данным в низах разреза ильпинской свиты и в менее преобразованных породах пылгинской [47]. По сравнению с одновозрастными и одностадийно измененными отложениями разрезов Ильпинского полуострова здесь генерировалось несколько большее количество УВ (до 0,03% на породу), что, вероятно, может быть связано с большей обогащенностью исходных СК планктоногенными компонентами.

Таким образом, среди отложений рассматриваемых бассейнов присутствуют лишь породы с рассеянными СК, содержание которых в лучшем случае достигает кларковых значений. Наибольшим нефтематеринским потенциалом обладают породы эоцен-олигоценового возраста. При достижении условий среднего катагенеза ($МК_1$ — $МК_3$) в них вполне закономерно активизируются процессы генерации и эмиграции микронепфти. Нефтематеринские свойства палеогеновых пород несколько улучшаются в восточном и северо-восточном направлении.

ХАТЫРСКИЙ БАССЕЙН

Хатырский бассейн позднегеосинклинального подтипа, расположенный в прибрежной зоне юго-восточного склона Корякского нагорья, характеризуется многоярусным строением. В комплексе его осадочного выполнения, суммарная мощность которого достигает 15 км, обособляются два этажа (сенонский—среднеэоценовый и верхнеэоценовый—четвертичный), которые, в свою очередь, включают несколько более дробные структурно-формационные подразделения. Породы нижней части разреза ($К_2$ sn — P_3) составляют краевые шлейфы флишевой, а также пелитолитовую ассоциации. Накопление их часто происходило в обстановке неритовой и батинальной зон, а степень "геосинклинальности" увеличивается с северо-востока на юго-запад. Неогеновые отложения образуют морскую молассу, в которой наряду с аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами встречаются диатомовые аргиллиты и диатомиты. Отмечается последовательное смещение во времени зон прогибания в восточном и северо-восточном направлении.

В разрезе Хатырского бассейна отсутствуют породы, аномально обогащенные СК, за исключением редких и тонких углистых прослоев в верхнемиоценовых толщах. Средние содержания $C_{НК}$ в глинистых породах повсеместно изменяются в пределах околокларковых значений. По составу СК не выходят за рамки III типа.

Сенонские—эоценовые отложения погребенного этажа являются наиболее преобразованными. Результаты определения ОСВ указывают, что на обрамлении бассейна они достигли градаций позднего мезокатагенеза $МК_4$ — $МК_5$. Однако на удалении от прибрежных зон эти породы преобразованы лишь до уровня $МК_2$ [47]. Содержание $C_{НК}$ в аргиллитах погребенного этажа выполнения изменяется от 0,47 до 1,34% (ср. — 0,88%), ХБ — от 0,01 до 0,05% и $\beta^{ХБ}$ — до 4—7% [47, 158]. Преобладающим компонентом ХБ являются масла, доля которых составляет 40—50%. Для сингенетичных УВ верхнемеловых пород характерно приблизительно равное содержание изопренанов C_{16} , C_{18} и C_{20} , двукратное преобладание пристана над $n-C_{17}$ при почти равных концентрациях фитана и $n-C_{18}$. Величина Пр/Ф колеблется в пределах 1,8—2,1.

Диапазон катагенетической измененности существенно глинистых пород ионайской свиты (P_2^3 — P_3) достаточно широк — от конца $МК_1$ до начала $МК_5$. Эта свита характеризуется достаточно равномерным распределением $C_{НК}$ (рис. 39), медианное содержание которого составляет 0,82%. Распределение значений ХБ и $\beta^{ХБ}$, напротив, широко и неравномерно, что вполне соответствует широкому диапазону катагенетической преобразованности отложений. Характер поглощения в ИК-области спектра (рис. 40) свидетельствует, что структурной основой ХБ являются ароматические соединения различных типов замещения (триплет полос поглощения в области 875—750 $см^{-1}$,

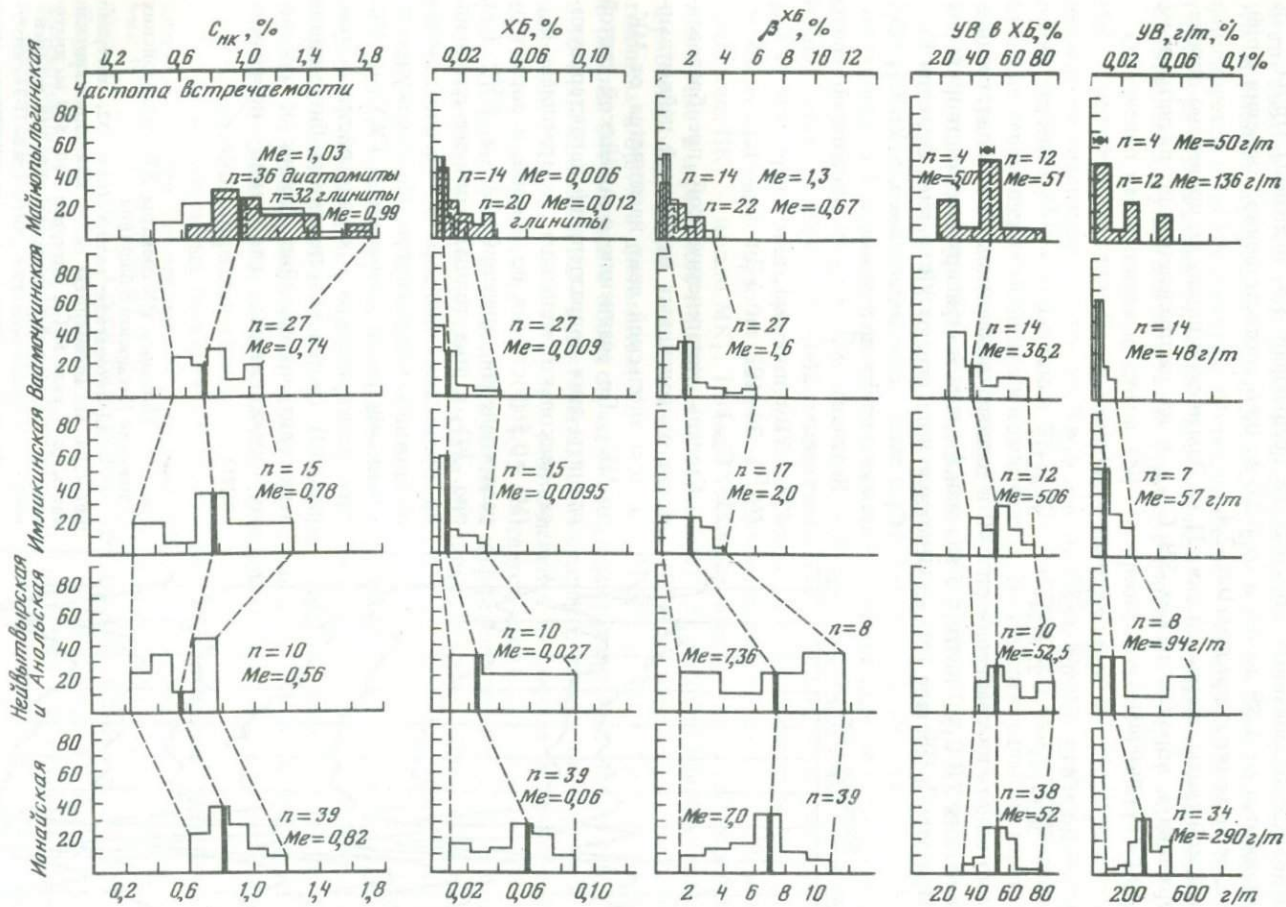


Рис. 39. Гистограммы значений органогеохимических параметров алевропелитов Хатырского бассейна (заштрихованные поля – совокупности диатомитов)

сопряженный с поглощением в области 1600 см^{-1}). В групповом составе ХБ доля УВ изменяется от 30 до 80%. Среди УВ в среднем имеет место почти двукратное преобладание насыщенных. По данным ГЖХ, основное место в составе последних принадлежит нафтеновым УВ. Положение максимума распределения *n*-алканов сильно "плавает" в зависимости от степени преобразованности СК. Значения коэффициента нечетности *СР* в наименее преобразованных образцах не превышают 1,8. Величины $\text{Пр/н-}C_{17}$ и $\text{Ф/н-}C_{18}$ изменяются от 1,85 до 0,8 и от 0,27 до 0,86 соответственно. Значения Пр/Ф , как правило, не выходят за пределы 0,8–2,4.

Для ионайской свиты, вскрытой скв. 31 на Эльгинской площади, проведено определение содержания в породах легких УВ C_{15-} и их распределения по пятиатомным фракциям (в г УВ/т породы):

| C_1-C_5 | C_6-C_{10} | $C_{11}-C_{15}$ | C_1-C_{15} |
|------------|--------------|-----------------|--------------|
| $0,2-13,8$ | $10,2-63,5$ | $0,8-49,8$ | $9,5-83,2$ |
| 2,9 (24) | 36,8 (24) | 22,8 (24) | 57,6 (24) |

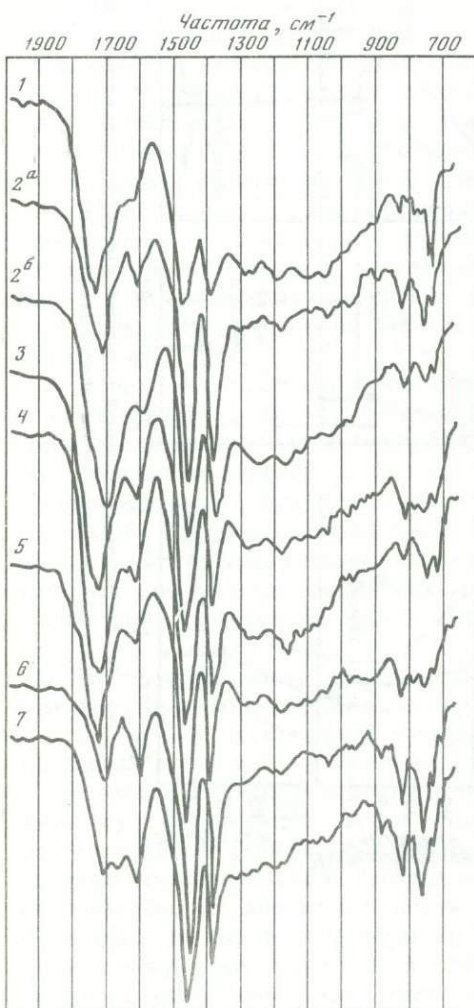
Как можно видеть из сравнения рис. 40 и данных, приведенных в выводе, среднее содержание легких УВ C_{15-} почти в 5 раз меньше, чем экстрагируемых растворителем УВ C_{15+} . При этом в составе легких основную роль играют УВ средней фракции C_6-C_{10} , хотя доля более тяжелых УВ $C_{11}-C_{15}$ также достаточно высока.

Величина S_2^{II} пород ионайской свиты составляет 280–816 гУВ/т породы (ср. – 428 г УВ/т породы), или в пересчете на $C_{\text{нк}}$ (HI^{II}) 34–102 мг УВ/г $C_{\text{нк}}$ (ср. – 58 мг УВ/г $C_{\text{нк}}$).

Степень катагенетической преобразованности олигоценовых отложений нейвытвырской и анольской свит изменяется от $МК_1$ до $МК_3$. По сравнению с ионайской свитой глины этих подразделений характеризуются несколько меньшим содержанием $C_{\text{нк}}$ ($Me = 0,56\%$). Судя по ширине и характеру распределения значений ХБ и $\beta^{\text{ХБ}}$ (см. рис. 39), в этих толщах наиболее интенсивно протекают процессы перераспределения подвижных компонентов. По совокупности химико-битуминологических, ГЖХ и ИК-спектрометрических характеристик (см. рис. 40) состав сингенетических битумоидов этих свит чрезвычайно близок к таковому нижележащих отложений ионайской свиты.

Рис. 40. Типичные ИК-спектры ХБ кайнозойских отложений Хатырского бассейна

1 – янракоимская толща (скв. 32, интервал 502–504 м, алевролит); 2 – майнопольгинская свита (а – скв. МП-2, интервал 590–599 м, диатомит; б – скв. МП-1, интервал 160–168 м, аргиллит); 3 – ваамочкинская свита (скв. П-36, интервал 601–605 м, глина); 4 – имликинская свита (скв. 35, интервал 2650–2662 м, алевролит); 5 – анольская свита (скв. 30, интервал 1729–1735 м, алевролит); 6 – нейвытвырская свита (скв. 31, интервал 982–987 м, алевролит); 7 – ионайская свита (скв. ОК-2, интервал 229–232 м, аргиллит)



Отложения имликинской свиты (N_1^1) преобразованы в пределах градаций Mk_1 — конец Mk_2 . Они характеризуются неравномерным распределением $S_{нк}$ (см. рис. 39) и, несмотря на нормальное для бассейна среднее содержание (0,78%), существенно более низкими величинами ХБ и $\beta^{ХБ}$. Если в подстилающих отложениях среди битумоидов преобладали нейтральные, то в глинистых имликинской свиты на ведущее место выходит ДСББ (ХБ/ДСББ изменяется от 0,16 до 1,83; ср. — 0,76). В составе ХБ повышено содержание ГЭ (3,7—19,5%, ср. — 9,2%). Возросшая окисленность ХБ фиксируется и по ИК-спектрам (интенсивное поглощение в области 1740—1700 $см^{-1}$). Структура ХБ становится менее "ароматичной", отчетливее проявляется поглощение карбонильной группы алифатических структур (поглощение при 1740 $см^{-1}$).

Отложения ваамочкинской свиты (N_1^{1-2}) преобразованы в рамках градаций PK_3 — Mk_2 . Среднее содержание $S_{нк}$ в глинистых породах равно 0,74%. Несмотря на в целом невысокое содержание в породах ХБ (ср. — 0,009%), бимодальный характер распределения значений $\beta^{ХБ}$ и содержания УВ в ХБ (см. рис. 39) может указывать на миграционные перемещения мобильных компонентов. По ИК-спектральным характеристикам ХБ, экстрагированные из ваамочкинских отложений, отличаются от таковых из ниже лежащих пород увеличением роли алифатических фрагментов и более разнообразными положениями заместителей в ароматических ядрах (см. рис. 40). В групповом составе УВ преобладают насыщенные (в среднем $MH/NAp = 1,95$). По данным ГЖХ метаново-нафтеновых УВ, максимум распределения n-алканов приходится на $n-C_{17}$ — $n-C_{21}$, отчетливо проявляется нечетность n-алканов в области C_{23+} . Величина Пр/Ф изменяется от 0,9 до 1,3. В отличие от подстилающих отложений в составе УВ ваамочкинской свиты в заметных количествах присутствуют высокомолекулярные цикланы C_{27+} .

Катагенетическая преобразованность майнопльгинской свиты (N_1^2) изменяется в диапазоне PK_1 — начало Mk_1 . Тонкообломочные породы свиты дифференцируются на глинистые и кремнисто-глинистые (диатомиты). Химико-битуминологические характеристики обоих типов во многом схожи: средние содержания $S_{нк}$ составляют 0,99% в глинистых и 0,87% в диатомитах, ХБ — 0,009 и 0,008%, $\beta^{ХБ}$ — 0,7 и 1,1% соответственно. В балансе битумоидов в обоих случаях преобладают спиртобензольные (ср. ХБ/ДСББ — 0,30 в аргиллитах и 0,27 в диатомитах). Некоторые различия фиксируются лишь в содержании УВ в ХБ (49 и 71%) и в соотношении в их составе метаново-нафтеновых и нафтеново-ароматических (1,57 и 1,95 соответственно). По данным ИК-спектрометрии, ХБ диатомитов и глинистых пород не дифференцируются. ГЖХ насыщенных УВ указывает, что в формировании состава майнопльгинских седикахитов в наибольшей степени участвовал водорослевый материал. Об этом свидетельствует несколько показателей: максимум распределения n-алканов, приходящийся на $n-C_{17}$ — $n-C_{18}$, высокое содержание разветвленных и циклических структур и минимальная нечетность распределения высокомолекулярных алканов ($< 2,4$) из всех литолого-стратиграфических подразделений, преобразованных не сильнее градаций протокатагенеза. Различия в составе УВ обоих выделяемых литотипов по данным ГЖХ практически не прослеживаются, тогда как черты сходства между ними достаточно отчетливы, особенно при сравнении с другими подразделениями.

Катагенез вскрытых бурением верхнемиоценовых отложений трехреченской и янракоимской толщ не превышает градаций PK_{1-2} . В изученных образцах содержание $S_{нк}$ изменяется от 0,28 до 0,50% (ср. — 0,39). Битуминозность глинистых пород невысока (0,006—0,010%). Среди битумоидов преобладает ДСББ (ср. ХБ/ДСББ = 0,28). Содержание УВ в ХБ не превышает 22,5 (ср. — 20,0%), среди УВ преобладают метаново-нафтеновые, ИК-спектры указывают, что основным структурным элементом ХБ являются алифатические фрагменты с длинной неразветвленной цепью — в основном жиры и незтерифицированные жирные кислоты (комплекс полос поглощения 3600—3400, 1720—1710, 1170, 1050 и 720 $см^{-1}$). Результаты ГЖХ свидетельствуют о том, что основная роль в составе насыщенных УВ принадлежит высокомолекулярным n-алканам с сильным преобладанием среди последних высокомолекулярных с нечетным числом атомов углерода (CPI — 7, 6—8, 1).

Таким образом, в изученном на суше осадочном разрезе Хатырского бассейна наименьшим нефтематеринским потенциалом обладают отложения янракоимской, трехреченской и имликинской толщ. Первые — ввиду крайне низких содержаний СК и низкой степени катагенетической преобразованности, а последняя — вследствие неблагоприятного для нефтеобразования типа СК. Наиболее полно свой нефтематеринский потенциал реализовали отложения эоцен-олигоценевого возраста в составе ионайской, нейвытвырской и анольской свит, а также верхнемеловые породы, достигшие в своем развитии необходимых для генерации и эмиграции подвижных компонентов условий. Достаточно высоко следует оценивать также нефтематеринские возможности майнопльгинской свиты, характеризующейся наибольшими содержаниями СК, обогащенных к тому же липидными компонентами. Однако недостаточная степень катагенетической преобразованности СК в изученных разрезах определила далеко не полную реализацию ими своего потенциала.

СЕВЕРО-ОХОТСКИЙ БАСЕЙН

Бассейн расположен в северной части Охотского моря, в пределах так называемого пассивного элемента активной континентальной окраины. Он относится к платформенному типу и заполнен в основном кайнозойскими отложениями, которые несогласно перекрывают разнородные структурные элементы — подводные продолжения Охотского массива, Кони-Тайгоносской складчатой системы, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также другие тектонические зоны не до конца еще ясной природы, отдельные фрагменты которых обнажаются на дне центральных участков Охотского моря [33]. Мощность чехла достигает в отдельных прогибах 6–7 км. Отмечается выдержанность характера сейсмостратиграфических горизонтов на огромных расстояниях. Они образуют три толщи. Нижняя, грубослоистая и, видимо, существенно грубообломочная, залегает в грабенах и наиболее погруженных частях бассейна, она может отвечать дейтероорогенному комплексу (P_{1-2} ?). Средняя толща, относительно акустически прозрачная и однородная, судя по разрезам соседних районов суши, вероятно, сложена существенно глинистыми и/или кремнисто-глинистыми образованиями ($P_2^3-N_1$?). Вверху залегают молодые слоистые отложения, которые "выплескиваются" на борта бассейна и смежные поднятия. Они залегают полого.

Первые сведения о составе пород центральной части бассейна и об их литолого-битуминологических особенностях получены в результате бурения скв. Магаданской-1.

В верхней части разреза (до отметки –500 м) обособляется 330-метровая грубообломочная толща, состоящая из слабо сцементированных галечников, гравелитов, песчаников с линзами и прослоями диатомовых глин диатомов. Возраст пород по результатам диатомового анализа, выполненого в ПГО "Сахалингеология" и СахалинНИПИнефтегазе, определяется как среднеплиоценовый—четвертичный.

В интервале глубин 500–2500 м залегает достаточно однородная толща тонкозернистых глинисто-кремнистых образований, среди которых идентифицируются светлые диатомиты (до глубин 900 м); опоки, более темные опокovidные аргиллиты (редко алевролиты), кремнистые аргиллиты и изредка туфогенно-кремнистые (более плотные) породы. В этой части разреза сотрудниками СахалинНИПИнефтегаза выделяется несколько литологических пачек, возраст которых устанавливается по комплексам диатомей и фораминифер: диатомовая (интервал 500–900 м) — $N_1^3-N_2^1$; пачка глинистых опок и опокovidных пород (интервал 900–1750 м) — N_1^{2-3} ; перекристаллизованных опок, кремнистых алевролитов и аргиллитов (интервал 1750–2500 м) — $P_3-N_1^1$. В целом породы слабо дифференцированы по химическому составу и, судя по соотношениям основных компонентов ($CaCO_3 = 10-25\%$, свободный $SiO_2 = 20-40\%$, глинистые алюмосиликаты — 40–60%), могут быть отнесены к типу карбонатно-кремнисто-глинистых. С увеличением глубины направленно меняются формы кремнезема — от аморфного опала к опалу-СТ, α -кристобалиту и α -кварцу. В интервале 2500–2940 м

вскрыта толща более грубообломочных пород — среди черных и темно-серых окремнелых аргиллитов присутствуют пласты пестроцветных конгломерато-брекчий, прослои мелкозернистых песчаников, алевролитов и тонкие линзы углей. Возраст толщи определяется как эоцен(?)—олигоценый. Толща с корой выветривания в основании несогласно перекрывает комплекс сильно вторично измененных витролитокластических туфов андезито-дацитов, содержащих прослои туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов.

Степень катагенетической преобразованности пород осадочного чехла, оцениваемая по ОСВ (определения А.И. Уткиной), температуре максимума пиролитической деструкции СК, а также по ряду признаков изменения высокомолекулярных и низкокипящих УВ с глубиной, возрастает вниз по разрезу скважины от ПК₁ до начала градации МК₂. Переход от просто- к мезокатагенезу приурочен к глубинам 2,0–2,4 км.

Содержание С_{нк} в тонкозернистых породах колеблется от 0,16 до 2,23% (Ме = 1,07%), причем минимальные значения (несколько десятых процента) характерны для туфов и туфогенных аргиллитов, залегающих ниже отметки — 2940 м. В преобладающих в разрезе карбонатно-кремнисто-глинистых образованиях С_{нк} изменяется в пределах 0,8–2,23%, составляя в среднем 1,1%. Несмотря на невысокое содержание СК, породы в целом отличаются высокой битуминозностью (0,042–0,198%, Ме по 23 определениям — 0,114%). Максимальное содержание ХБ приходится на интервал 2,0–2,9 км. Для ХБ свойственно преобладание асфальто-смолистых компонентов, содержание которых колеблется от 38,1 до 89,3% (Ме = 70,6%). В смолах имеет место двух-трехкратное преобладание спирто-бензолных. С глубиной отчетливо прослеживается возрастание в составе ХБ доли УВ — от 10–25 до 50–60%. Среди УВ преобладают насыщенные (метаново-нафтенные) — величина МН/НАр составляет 0,81–3,44 (Ме = 1,98).

По данным ГЖХ насыщенных УВ, в составе СК высока доля алифатической составляющей, коэффициент нечетности распределения высокомолекулярных n-алканов *CPI* не превышает в наименее преобразованных образцах 2,75 (для всего разреза Ме = 1,70 при снижении с глубиной от 2,75 до 1,05). Величина Пр/Ф варьирует от 1,4 до 3,1 (Ме = 1,8) и не обнаруживает закономерного изменения с глубиной.

Изученные кремнисто-глинистые породы обладают достаточно высокими для рассеянных СК нефтегенерационными возможностями. Генерационный потенциал пород (S_2^H) составляет в среднем 1090 г УВ/т породы (148 определений) при колебаниях от 200 до 2100 г/т. Величина водородного индекса (HI^H), составляющая в среднем (по 58 определениям) 94,5 мг УВ/г С_{нк}, изменяется от 40 до 190 мг УВ/г С_{нк}. Самым низким потенциалом (менее 25 мг УВ/г С_{нк}) обладают СК конгломерато-брекчий, встречающихся на глубине 2600–2609 м, и туфогенных аргиллитов ниже отметки — 2940 м. Величина индекса продуктивности (*IP*) практически не изменяется до глубины 2,0 км (0,9–7,0%; Ме = 2,8%), а затем возрастает до 20–30% в низах разреза.

Отличительной чертой кайнозойских отложений Северо-Охотского бассейна является достаточно высокое содержание в породах легких УВ С₁₅₋ (ср. — 117 г УВ/т породы) и преобладание в их составе "тяжелой" фракции С₁₁–С₁₅:

| C_1-C_5 | C_6-C_{10} | $C_{11}-C_{15}$ | C_1-C_{15} |
|-----------|--------------|-----------------|--------------|
| 0,8–27,4 | 3,5–102,8 | 0,8–514 | 12,0–527 |
| 4,7 (38) | 26,5 (38) | 85,5 (38) | 117,3 (38) |

Отношение легких УВ С₁₅₋ к высокомолекулярным, извлекаемым в составе битумоидов в результате экстракции, изменяется от 0,11 до 0,35 (ср. — 0,22).

Результаты определения индивидуального состава низкокипящих УВ (в %) выглядят следующим образом:

| n-C ₇ | Σn-C ₇ | ΣЦП | МЦГ | Толуол | K _М C ₇ |
|------------------|-------------------|-----------|-----------|-----------|-------------------------------|
| 6,4–33,4 | 13,2–31,5 | 4,3–28,5 | 3,2–49,6 | 11,9–44,4 | 0,07–0,50 |
| 16,1 (23) | 22,2 (23) | 16,1 (23) | 21,3 (23) | 24,2 (23) | 0,20 (23) |

Оценивая седикахиты кайнозойского разреза в целом, необходимо отметить их высокие нефтематеринские возможности. Для точного определения типа СК широко используются, как отмечалось в гл. 1, данные пиролиза, и в частности величины водородного индекса НОВ (HI^{HOB}). В данном случае мы имеем только результаты пиролиза пород, т.е. HI^H . Принимая во внимание известное влияние минеральной среды, выражающееся, в частности, в снижении выхода УВ пиролиза (HI) [158, 179, 186], можно полагать, что величина HI^{HOB} может быть в 3–5 раз выше, чем HI^H . При справедливости этого положения СК кремнисто-глинистых пород в скв. Магаданской-1 должны относиться к переходному от III ко II типу, что хорошо подтверждается высокой битуминозностью пород, распределением реликтовых УВ C_{15+} , индивидуальным составом УВ C_7 и преобладанием среди легких УВ C_{15} — фракции $C_{11}—C_{15}$.

СМЕЖНЫЕ РАЙОНЫ

В плане дальнейшего сравнительного анализа процесса катагенетической трансформации СК в карбонатных породах рационально привлечь полученные в лаборатории геохимические материалы по слабо преобразованному карбонатно-терригенным толщам смежных районов — по отложениям куонамского горизонта нижнего—среднего кембрия и его стратиграфического аналога — юнкюлябит-юряхской свиты северо-востока Сибирской платформы, а также по эйфельским образованиям юго-востока Карской плиты (о-в Пионер).

Отложения куонамского горизонта изучались в 1979 г. Б.А. Клубовым и А.В. Гревцевым по р. Малой Куонамке и В.Н. Воропаевым на Оленекском и Куойско-Далдынском (реки Оленек, Куойка и Некекит) поднятиях. Они представлены тонким переслаиванием листовых горючих сланцев, органогенных известняков, кремнистых известняков (часто переходящих в известняково-кремнистые породы) и глинистых зернистых известняков с тонкими невыдержанными прослоями известковых аргиллитов [90]. Мощность рассматриваемых отложений увеличивается с запада на восток. В стратигическом разрезе на р. Малой Куонамке горизонт имеет мощность 30–35 м, а на Куойско-Далдынском поднятии — 45–60 м, на Оленекском же поднятии мощность юнкюлябит-юряхской свиты достигает 130–145 м. Увеличение мощности происходит в основном за счет карбонатных литотипов. Объем же сланценосных отложений остается достаточно постоянным. В разрезе Оленекского поднятия они приурочены к средней части юнкюлябит-юряхской свиты и имеют мощность около 6 м [27].

В разрезе по р. Малой Куонамке процесс перекристаллизации карбонатного материала горючих сланцев проявился очень незначительно. Лишь в обедненных СК микропрослоях коэффициент П достигает 30%. Обогащенные СК прослои практически не затронуты перекристаллизацией — в редких случаях П достигает 10%. В других литотипах вторичные изменения проявились сильнее. Наиболее интенсивно преобразованы органогенные известняки. При относительно хорошей сохранности остатков фауны цементирующая их масса перекристаллизована на 50–80%. Глинистые известняки и известково-кремнистые породы по интенсивности развития вторичных изменений занимают промежуточное положение между горючими сланцами и органогенными известняками. В процессе предшествующих исследований степень катагенетической преобразованности рассматриваемых отложений оценивалась градациями $ПК_3—МК_1$. Г.М. Парпарова на основе углепетрографического анализа коллоальгинита и элементного состава керогена горючих сланцев пришла к выводу, что степень катагенеза этих отложений отвечает градации $ПК_3$.

В разрезе Оленекского поднятия карбонатное вещество горючих сланцев перекристаллизовано более существенно, о чем свидетельствует синхронное погасание карбонатных зерен в поперечных (по отношению к слоистости) срезах (единая оптическая ориентировка зерен). Отражательная способность R_{max}^a псевдовитринита в этих отложениях составляет 7,5–7,8%, а коллоальгинита — 6,2–6,5%, что соответствует градациям $МК_1—МК_2$ (заключение В.Н. Воропаева).

В разрезе по р. Куойке коэффициент перекристаллизации карбонатных зерен в горючих сланцах составляет 20–30%. Причем перекристаллизацией в той или иной мере затронуты все микропрослои. R_{\max}^a коллоальгинита в этих отложениях изменяется от 6,4 до 6,8% (градация МК₂) [27].

Наиболее интенсивно перекристаллизован карбонатный материал в разрезе по р. Некекит (80–90%)⁵. По заключению В.Н. Воропаева, эти породы преобразованы до градаций МК₂–МК₃ [27].

Содержание $S_{\text{нк}}$ в горючих сланцах составляет 7,5–21,9%, в известково-кремнистых породах – 3,2–4,0%, в глинистых известняках – 2,6–3,9%, в органогенных известняках – 0,02–0,60%. Содержание ХБ в этих же литотипах составляет соответственно 0,066–0,530; 0,130–0,140; 0,079–0,30 и 0,001–0,410%, а $\beta^{\text{ХБ}}$ – 0,5–3,3; 3,2–4,2; 3,0–9,2; 2,7–65,1% [90]. Т.е. в ряду горючие сланцы – известково-кремнистые породы – глинистые известняки – органогенные известняки отмечается снижение содержания $S_{\text{нк}}$, повышение степени битуминизации СК и разброса значений ХБ и $\beta^{\text{ХБ}}$.

Вариации состава ХБ в рассматриваемых отложениях незначительны. Отношение Н/Сат обычно не превышает 1,59, причем отчетливой связи этого показателя с литологией не отмечается. Степень окисленности ХБ в горючих сланцах, глинистых и органогенных известняках близка (средние значения содержания ГЭ – 6,0–7,8%), а в известково-кремнистых породах составляет 1,1–4,6%. Содержание УВ в ХБ во всех литотипах невысокое – средние значения изменяются в пределах 33,5–39,6%, минимальные характерны для горючих сланцев, максимальные – для глинистых известняков. Отмечается тенденция увеличения в составе УВ метаново-нафтенной фракции в ряду горючие сланцы – органогенные известняки.

В горючих сланцах и в известково-кремнистых породах по р. Малой Куонамке зафиксированы макропроявления асфальтов [86, 90]. В других рассматриваемых разрезах также установлены проявления битумов [27], причем на Куойско-Далдынском поднятии обнаружены макропроявления асфальта-асфальтита в органогенных известняках [27].

Таким образом, куонамский горизонт характеризуется весьма контрастным распределением СК, которые достигают максимальных содержаний в горючих сланцах и снижаются в ряду известково-кремнистые породы – глинистые известняки – органогенные известняки. В этом же направлении происходит увеличение содержания в составе битумоида УВ, и особенно насыщенных. Все это, вероятно, указывает на направление миграции из горючих сланцев в органогенные известняки, которые выполняют в основном коллекторскую роль, причем если на ранних этапах (градация ПК₃) они аккумулируют в себе лишь наиболее легкие подвижные компоненты, то на градации МК₂ в них отмечаются проявления вязких битумов.

Эйфельские отложения о-ва Пионер, изученные в 1976 г. Б.А. Клубовым, В.Н. Воропаевым и Е.И. Качановым, представлены преимущественно глинисто-карбонатными породами довольно контрастного состава – от пестроцветных обломочных карбонатных отложений с терригенной примесью и сульфатных пород до серо- и темноцветных зернистых и органогенных известняков. Характерной особенностью этого разреза, суммарная мощность которого составляет 380–385 м, является присутствие двух интервалов, сложенных глинисто-карбонатными породами доманикоидного облика [86, 89].

Коэффициент перекристаллизации микрита П в этих отложениях составляет в известняках 70–80%, в глинистых доломитовых известняках 30–40%. Сильно глинистые известняки, известковые и доломитисто-известковые мергели не затронуты перекристаллизацией. Диагенетический доломит представлен идиоморфными кристаллами, не подвергшимися грануляции, и интенсивно пигментированным глинисто-органическим веществом. Биогенные остатки отличаются хорошей сохранностью внутренней структу-

⁵ Возможно, столь резкое увеличение П объясняется повышенным содержанием в породах этого разреза кремнезема. Известно [193], что кремнезем и карбонаты взаимно усиливают процессы преобразования друг друга.

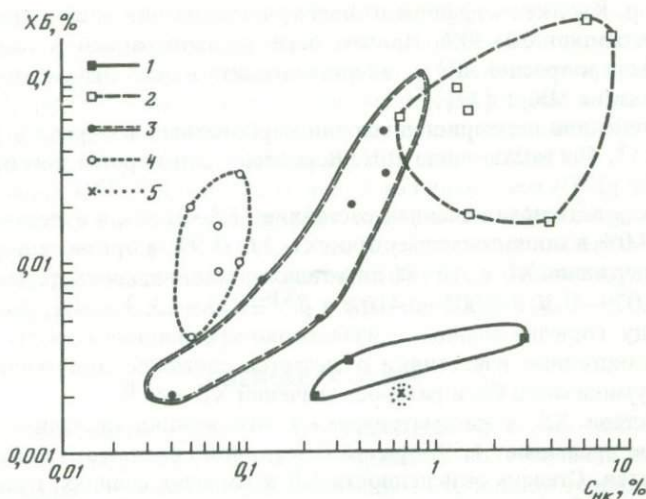


Рис. 41. Зависимость между $C_{НК}$ и ХБ в различных типах пород эйфельских отложений о-ва Пионер 1 — аргиллиты; 2 — мергели; 3 — известняки и глинистые известняки; 4 — гипсы; 5 — песчаники

ры. Индекс окраски конодонтов равен 1 (определение М.Х. Гагиева). Эти данные свидетельствуют о катагенезе на уровне $МК_1$.

По данным В.Н. Воропаева, отражательная способность (R_{max}^a) псевдовитринита изменяется от 6,8 до 7,3%, коллоальгинита — 5,7–6,3%, оксисорбоальгинита–хитинита — 7,6–7,9% (градации $ПК_3$ – $МК_1$). Г.М. Парпарова на основании изучения показателя преломления коллоальгинита ($N = 1,64 \div 1,66$) и элементного состава керогена ($C = 71,4 \div 74,7\%$, $H = 7,8 \div 8,2\%$, $ГЭ = 17,6–20,4\%$) пришла к заключению, что эти породы преобразованы до градации $ПК_3$.

Таким образом, на основании результатов, полученных различными методами, можно утверждать, что степень катагенетической преобразованности эйфельских отложений о-ва Пионер соответствует градациям $ПК_3$ – $МК_1$.

По битуминологическим показателям рассматриваемые породы весьма неоднородны. $C_{НК}$ варьирует от первых сотых процента до 8,06%, а содержание ХБ — от 0,002 до 0,2%.

Нижняя часть эйфельских отложений (~100 м), сложенная в основном пестроцветными песчаниками и доломитами, отличается низким содержанием СК и их битуминозных компонентов, причем связь между содержанием ХБ и $C_{НК}$ практически отсутствует. Здесь преобладают окисленные битумоиды (содержание $ГЭ = 10,4–13,4\%$).

Вышележащие отложения (135 м), представленные темноцветными породами глинисто-известкового ряда, характеризуются существенно иными битуминологическими показателями. $C_{НК}$ здесь в большинстве случаев не ниже 0,5% и достигает значений 1,46–1,48%. Содержания ХБ и УВ имеют четкую положительную корреляцию с $C_{НК}$. Окисленность битумоидов по сравнению с подстилающими отложениями существенно ниже (содержание $ГЭ = 0,8–7,6\%$; $Me = 5,1\%$). В составе УВ преобладают метаново-нафтеновые.

В залегающих выше (~60 м) гипсоносных отложениях содержание $C_{НК}$ не превышает 0,1% в гипсах и ангидритах, изменяется в пределах 0,35–0,81% в известняках и достигает 39% в редких прослоях мергелей. Степень битуминизации СК обычно очень высокая ($\beta^{ХБ}$ до 40%) и имеет тенденцию снижения в направлении "сульфатные породы — известняки — мергели". Содержание $ГЭ$ в ХБ изменяется от 5,0 до 10,8% и достигает максимума в гипсах и ангидритах. УВ в составе ХБ не превышают 50% и представлены в основном насыщенными соединениями ($MH/HA_p = 1,2 \div 2,4$).

Верхняя битуминозная глинисто-карбонатная (20 м) толща отличается максималь-

ными содержаниями $C_{нк}$ (0,23–8,06; $Me = 2,87\%$), с которыми коррелируются значения ХБ. Битумоиды характеризуются низкой степенью окисленности ($GЭ - 3,6-4,6\%$), преобладанием их в составе УВ (50,4–62,9%). Среди последних доминируют метаново-нафтенновые.

Таким образом, в разрезе четко выделяются интервалы с повышенным содержанием СК. Учитывая тесную связь $C_{нк}$ и ХБ полагаем, что в этих отложениях имеет автохтонную (или параавтохтонную) природу.

На рис. 41 в координатах $C_{нк} - ХБ$ выделены группы пород различного состава. Сульфатные и карбонатные породы тяготеют к области низких значений $C_{нк}$, а аргиллиты и мергели характеризуются относительно высокими содержаниями $C_{нк}$. По распределению ХБ картина существенно иная. Максимальных значений $\beta^{ХБ}$ достигает в сульфатных породах, а минимальные характерны для аргиллитов. Такая ситуация свидетельствует о присутствии преимущественно аллохтонных битумоидов в гипсах и ангидритах и в основном остаточных ХБ в аргиллитах. В известняках также, по-видимому, существенную роль играют перемещенные битумоиды. Это подтверждается находками обильных выделений битумов [86, 89].

ГЛАВА 3

ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ СЕДИКАХИТОВ В КАТАГЕНЕЗЕ

Представленные в предыдущей главе материалы по составу и характеру распределения СК в разновозрастных и разнотипных породах, слагающих ОПБ Северо-Восточной Азии, образуют массив "статической", региональной информации. Исследование же условий нефте- и газообразования; стадийности и зональности этих процессов требует применения диахронного подхода, что предполагает разверстку исходной информации по стадиям и грациям катагенеза.

Истоки представлений о стадийности и зональности процессов нефте- и газообразования восходят, как известно, к трудам В.А. Соколова [136], Н.Б. Вассоевича и В.А. Успенского [23]. Свое развитие и логическую стройность эти представления получили в основополагающих работах Дж. Филиппи [199], А.Э. Конторовича с соавторами [97] и Н.Б. Вассоевича [18], в которых были сформулированы принципиальные положения о главной зоне [97] и главной фазе [18] нефтеобразования. Позднее практически одновременно ряд исследователей [4, 96, 121] пришли к выводу о неравномерном характере газообразования и о существовании в разрезе ОПБ главной зоны газообразования.

В настоящее время подавляющее большинство геологов и геохимиков согласны с тем, что наступление и развитие фаз нефте- и газообразования в различных ОПБ в основном определяются температурой и длительностью ее воздействия на СК, количественной мерой которого выступает катагенез.

Из-за неравномерности нефтегеологической изученности отдельных ОПБ рассматриваемого региона исследовать особенности процесса нефтегазообразования в стадийном режиме можно на ограниченном круге объектов. Среди последних необходимо выделить две большие группы. Первую составляют наиболее изученные кайнозойские бассейны притихоокеанской окраины, в которых осуществляются нефтегазопоисковые работы, — Анадырский, Хатырский, Западно-Камчатский и Северо-Охотский. Материал для органогеохимических исследований представлен здесь глинистыми, кремнисто-глинистыми, туфогенно-кремнисто-глинистыми разностями пород из образцов керна и шлама параметрических, поисковых и разведочных скважин. Монофациальные разрезы, охватывающие максимально возможный диапазон катагенеза, представлены здесь либо единичными скважинами, либо ограниченным количеством близрасположенных скважин. Вторую группу объектов составляют разнофациальные толщи карбонатных и терригенно-карбонатных образований палеозойского возраста ОПБ северных и централь-

ных участков региона, а также прилегающих с запада смежных территорий. Материалом для исследования здесь служат образцы пород из естественных обнажений. Для решения поставленной задачи в данном случае приходится прибегать к формированию искусственных составных разрезов из однофациальных отложений различных бассейнов (или их участков), находящихся на различных стадиях катагенетической преобразованности.

Выделенные группы объектов исследованы в разное время и неравноценны по детальности и полноте геохимической информации.

АНАДЫРСКИЙ БАССЕЙН

Объектом углубленного исследования закономерностей катагенетического преобразования СК в Анадырском бассейне послужили алевролитоглинистые породы разрезов верхнеэоцен-олигоценых и неогеновых отложений. Первый представлен майницкой свитой, вскрытой скв. Р-18 и К-10 на Эчинской площади в интервале 0,5–2,5 км. Содержание $S_{нк}$ изменяется здесь от 0,71 до 0,99 (ср. – 0,88%), а степень катагенетической преобразованности СК – в интервале градаций от ПК_{2–3} до начала МК₄. Нижне-среднемиоценовые отложения изучены на примере разреза, вскрытого параметрическими скважинами 7, 9 и 16 на Верхнеэчинской площади в интервале 0,7–3,4 км. Концентрация $S_{нк}$ в нем варьирует в пределах 0,48–3,66% и в среднем составляет 1,56%. Катагенетическая измененность пород изученного разреза охватывает диапазон градаций ПК_{1–2} – начало МК₃. Для обоих разрезов прослежены изменения содержания и состава легких и битумоидных компонентов с глубиной. Для верхнеэоцен-олигоценых отложений майницкой свиты, кроме того, рассмотрено изменение с глубиной элементного состава и пиролитических характеристик НОВ и пород¹.

По данным элементного анализа и пиролиза, СК верхнеэоцен-олигоценых отложений относятся к III типу (табл. 6). Особенностью состава НОВ майницких отложений является низкое содержание серы – не более 0,02% в единичных образцах.

По характеру изменения элементного состава и параметров пиролиза НОВ в катагенетической истории СК верхнеэоцен-олигоценых отложений выделяются три основных этапа. На первом, приуроченном к глубинам 0,5–1,2 км (ПК_{2–3}–МК₁), происходит монотонное увеличение содержания углерода от 71,4–73,1 до 81,05%. С этим этапом связано наиболее значительное уменьшение доли водорода (от 6,3 до 5,2%) и ГЭ (от 20,7 до 13,85%). Водородный и кислородный индексы НОВ уменьшаются здесь от 152 до 131 мг УВ/г С и от 116 до 48 мг СО₂/г С соответственно.

Второй этап связан с глубинами 1,2–2,0 км. Здесь происходит замедление темпов обуглероживания НОВ и уменьшения доли гетероэлементов. В изменении кислородного индекса на этом этапе наблюдается инверсия, и он несколько возрастает, что в целом согласуется с данными элементного анализа. С рассматриваемым интервалом глубин связано самое существенное снижение значений водородного индекса НОВ – от 125 до 60 мг УВ/г С.

На последнем этапе (глубины более 2 км) возобновляется снижение кислородного индекса, сопровождаемое уменьшением содержания ГЭ в элементном составе НОВ. Скорости снижения значений водородного индекса и содержания водорода уменьшаются.

Аналогичные этапы выделяются и при анализе характера изменения элементного состава НОВ на диаграмме Лейфмана–Вассоевича (рис. 42). Однако на диаграмме второй этап подразделяется на два подэтапа (ВС и СД), приуроченные к глубинам 1,2–1,5 и 1,5–2,0 км. На первом из них (1,2–1,5 км), как показывает направление вектора эволюции, среди летучих продуктов преобладают неуглеводородные соединения. Основным продуктом в интервале 1,5–2,0 км выступают УВ.

Проведенные балансовые расчеты масштабов генерации летучих продуктов в процессе катагенетического преобразования СК верхнеэоцен-олигоценых отложений Ана-

¹ Изменение пиролитических характеристик пород с глубиной, а также сравнительный анализ данных пиролиза НОВ и пород приведены в гл. 1.

Таблица 6

Элементный состав и параметры пиролиза НОВ верхнеэоцен-олигоценых отложений Анадырского бассейна (первая строка — масс.%, вторая — атом.%)

| Глубина, м | С | Н | O+N | S | F_0 | F_1 | $\frac{HI^{НОВ}}{УВ/г\ С}$, мг | $\frac{OI^{НОВ}}{CO_2/г\ С}$, мг |
|------------|------|------|------|------|-------|-------|---------------------------------|-----------------------------------|
| 545 | 73,1 | 6,2 | 20,7 | Отс. | 1,02 | 0,60 | 152 | 116 |
| | 44,9 | 45,7 | 9,5 | " | | | | |
| 645 | 71,4 | 6,3 | 17,3 | " | 0,99 | 0,65 | 136 | 128 |
| | 46,3 | 45,8 | 7,9 | " | | | | |
| 810 | 72,6 | 5,8 | 21,5 | " | 0,96 | 0,52 | 144 | — |
| | 45,9 | 44,0 | 10,2 | " | | | | |
| 915 | 75,9 | 5,9 | 18,3 | " | 0,93 | 0,56 | 141 | 82 |
| | 47,5 | 43,9 | 8,6 | " | | | | |
| 1145 | 76,9 | 5,4 | 17,8 | 0,01 | 0,84 | 0,49 | 149 | 61 |
| | 49,8 | 41,6 | 8,6 | — | | | | |
| 1225 | 81,1 | 5,1 | 13,9 | 0,01 | 0,76 | 0,50 | 131 | 48 |
| | 53,1 | 40,1 | 6,8 | — | | | | |
| 1465 | 82,7 | 4,9 | 12,4 | 0,02 | 0,71 | 0,48 | 128 | 52 |
| | 55,8 | 38,8 | 6,2 | — | | | | |
| 1600 | 84,4 | 4,8 | 10,8 | 0,02 | 0,69 | 0,50 | 119 | 73 |
| | 56,1 | 38,5 | 5,4 | — | | | | |
| 1810 | 84,4 | 4,4 | 11,2 | 0,02 | 0,63 | 0,43 | 96 | 78 |
| | 57,8 | 36,5 | 5,8 | — | | | | |
| 1930 | 85,1 | 4,2 | 10,7 | 0,01 | 0,59 | 0,40 | 78 | 72 |
| | 59,3 | 35,1 | 5,6 | — | | | | |
| 2130 | 85,2 | 4,3 | 10,6 | 0,01 | 0,60 | 0,42 | 60 | 54 |
| | 59,0 | 35,6 | 5,5 | — | | | | |
| 2245 | 86,8 | 4,2 | 9,0 | 0,02 | 0,58 | 0,43 | 44 | 48 |
| | 60,5 | 35,2 | 4,7 | — | | | | |
| 2510 | 87,7 | 4,3 | 8,0 | 0,01 | 0,58 | 0,45 | 40 | 32 |
| | 60,6 | 35,3 | 4,2 | — | | | | |

дырского бассейна по [158] показали, что в изученном диапазоне градаций катагенеза образовалось 10,5% CO_2 , 12,6% воды и от 6 до 9,0% УВ в расчете на массу СК начального (0,5 км) уровня. При этом остаточный УВ-потенциал НОВ (способность остаточного НОВ, преобразованного до начала градации $МК_4$, дополнительно генерировать УВ) составляет не менее 6–7% исходной массы².

Совокупность данных по изменению с глубиной элементного состава и пиролитических характеристик НОВ указывает, что наиболее интенсивное образование УВ происходит в интервале глубин 1,5–2,0 км. Используя возможности диаграммы Лейфмана–Вассоевича в плане количественной оценки состава продуктов преобразования, можно показать, что доля УВ в составе продуктов здесь не может быть менее 50–70%. В то же время не меньшую значимость с точки зрения генерации УВ имеет катагенетическая зона $ПК_3$ — начало $МК_1$ (этап АВ на рис. 42). Хотя содержание УВ в составе продуктов данного интервала составляет около 30%, суммарное количество летучих достигает в нем 10% исходной массы (на уровне 0,5 км) СК, т.е. до 3% исходной массы СК расходуется на образование УВ в интервале глубин 0,5–1,2 км ($ПК_3$ — начало $МК_4$).

Таким образом, данные по изменению элементного состава НОВ и пиролитических характеристик последнего указывают, что СК верхнеэоцен-олигоценых отложений способны генерировать (начиная с градации $ПК_3$) УВ в количестве не менее 15% своей исходной массы. Причем более половины этого количества образуется в интервале градаций катагенеза $ПК_3$ – $МК_4$ в два этапа, разделенные между собой зоной, где основным

²Принималось, что состав полностью преобразованных СК отвечает графиту.



Рис. 42. Путь эволюции элементного состава НОВ верхнеэоцен-олигоценовых алевропелитов Анадырского бассейна на диаграмме Лейфмана-Вассоевича в интервале глубин 0,5–2,5 км

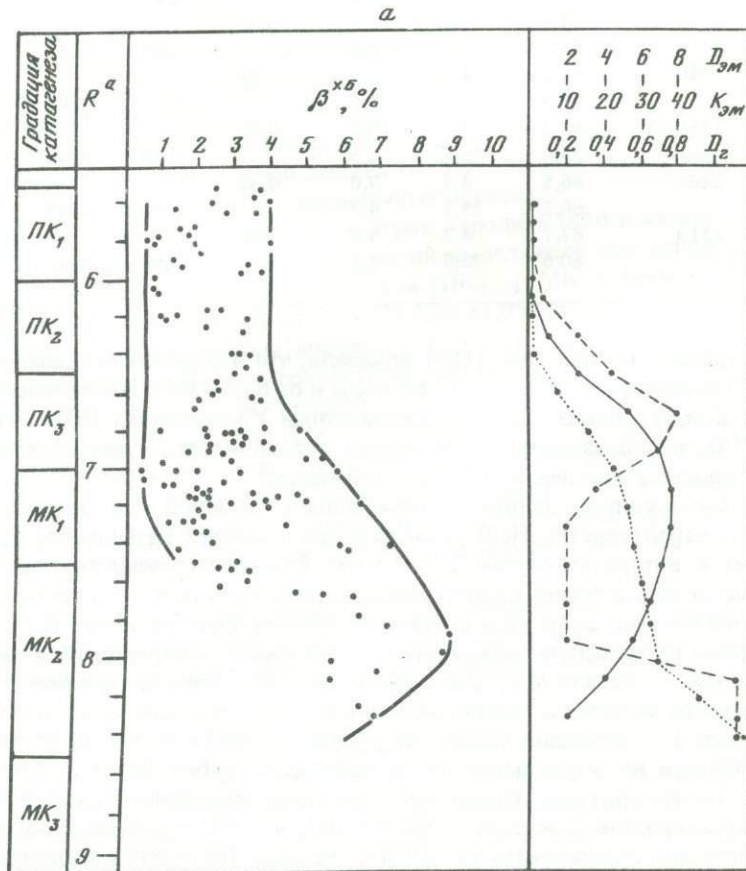
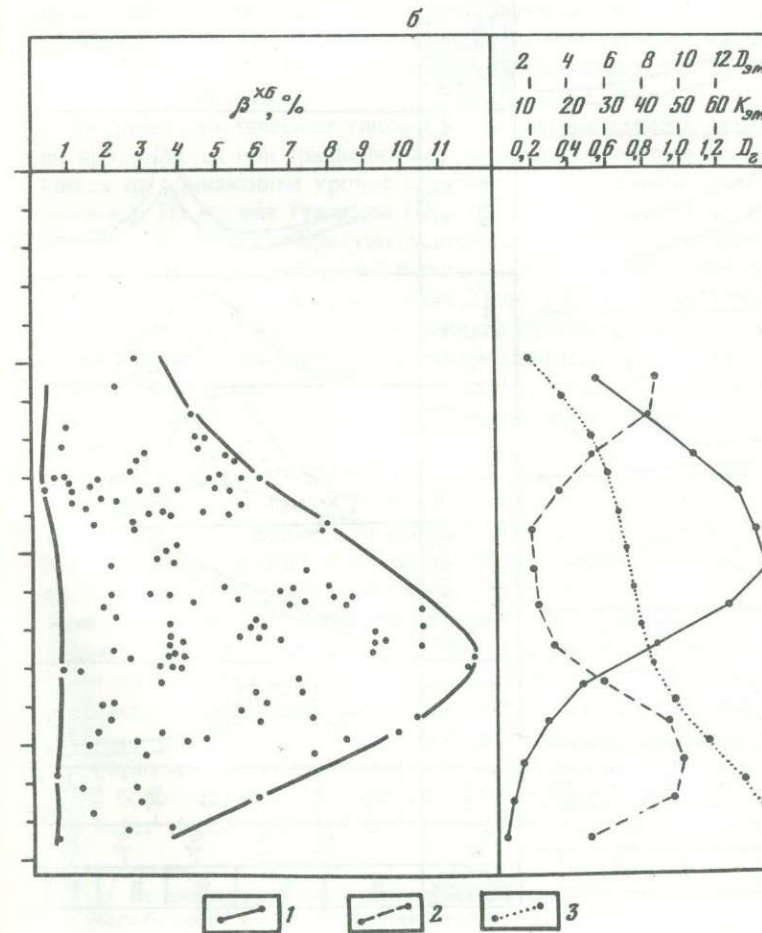


Рис. 43. Изменение в катагенезе степени битуминозности СК (β^{XB}), динамики генерации ($D_{Г}$ – кривая 1), эмиграции ($D_{эм}$ – кривая 2) и интегрального коэффициента эмиграции ($K_{эм}$ – кривая 3) ХБ в алевропелитовых породах миоценового (а) и эоцен-олигоценового (б) возраста в Анадырском бассейне

летучим продуктом выступают неуглеводородные компоненты (этап ВС на рис. 42). Оставшиеся 6–7% УВ образуются в зоне катагенеза, превышающей градацию МК₄.

Изменение содержания и состава битумоидных компонентов в катагенезе изучено в отложениях обоих комплексов основного этажа осадочного выполнения Анадырского бассейна. Несмотря на отмечавшиеся различия типов СК в отложениях неогенового и верхнеэоцен-олигоценового комплексов, изменение величины β^{XB} в катагенезе происходит сходным образом (рис. 43). Уровень максимальной битуминозности СК приурочен в обоих случаях к середине градации МК₂. Тип СК определяет только количественную сторону – на уровне изореспленды $R^a = 8,0$ (на уровне максимальных значений β^{XB}) значения этого коэффициента в неогеновых отложениях не превышают 9,3%, тогда как в палеогеновых достигают 11,9%. Однако если в удельном выражении (при расчетах на $C_{нк}$) СК палеогенового комплекса обладают большим нефтематеринским потенциалом, то в абсолютном (на породном уровне), учитывая почти двукратное различие в содержании СК, нефтематеринский потенциал угленосных неогеновых отложений оказывается выше.

Результаты расчетов динамики генерации и эмиграции ХБ по методу А.Э. Конторовича [93, 94] свидетельствуют о том, что в обоих комплексах генерация ХБ наиболее интенсивно протекает в условиях конца ПК₃–МК₁, а эмиграция испытывает ускорение дважды – в зонах ПК₃ и МК₂–МК₃.



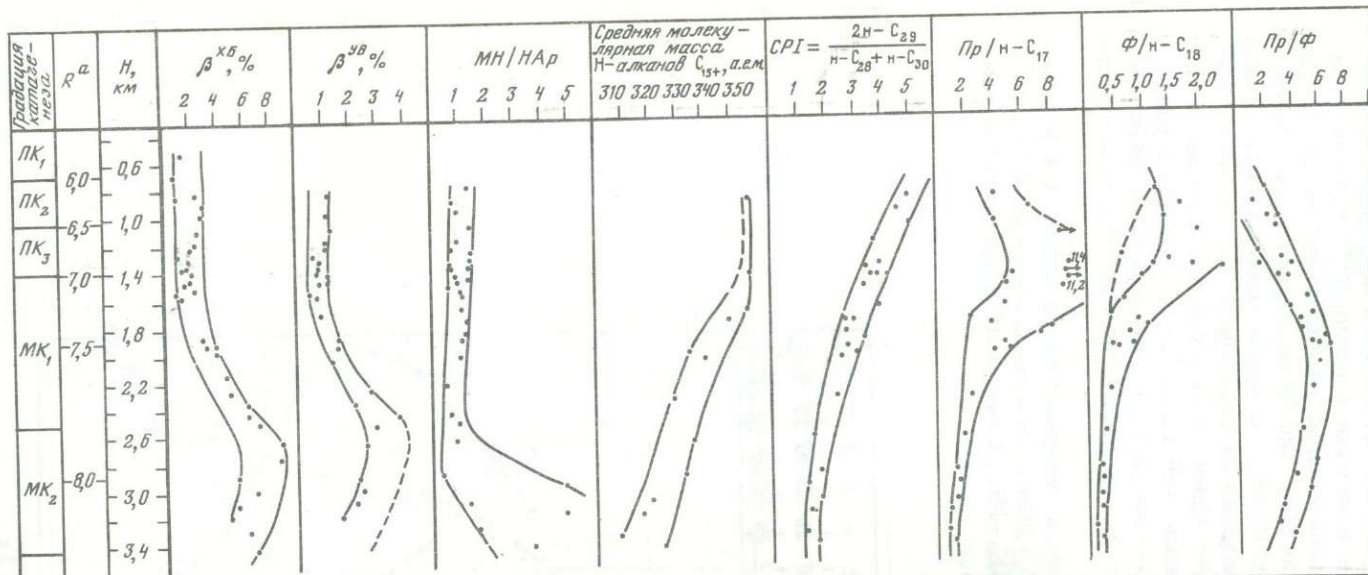


Рис. 44

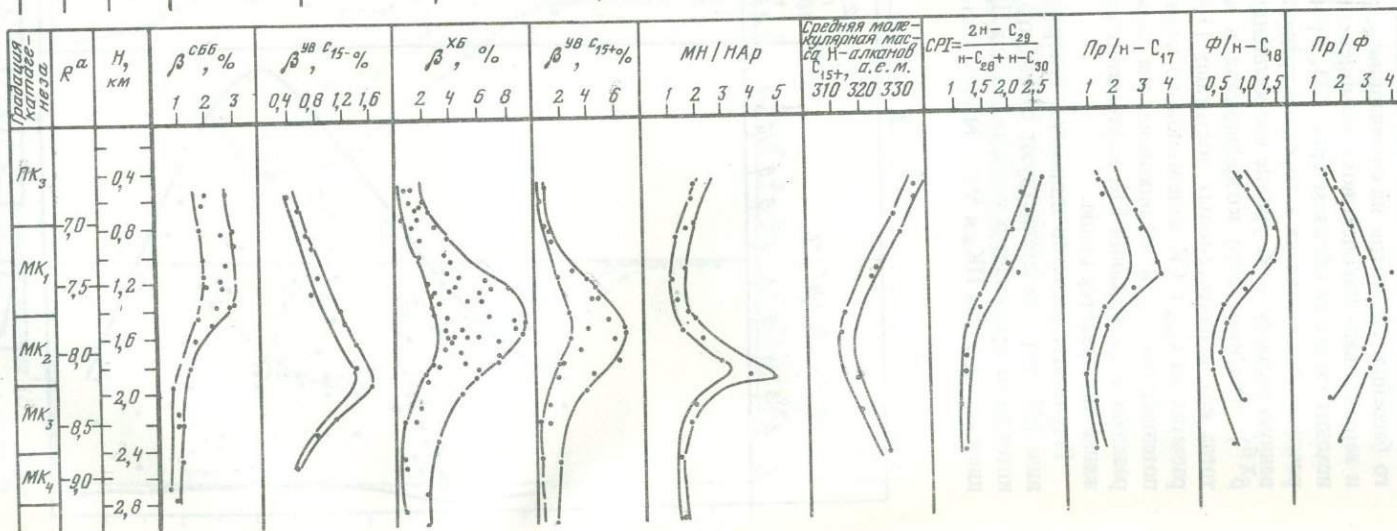


Рис. 45

Сопоставление изменения элементного состава НОВ (см. табл. 6) и динамики генерации ХБ (см. рис. 43) в палеогеновых отложениях показывает, что развитие новообразования ХБ сопровождается не снижением обуглероженности НОВ, как в случае сапропелевых СК [32, 120], а лишь замедлением темпов карбонизации керогена. В зоне наибольшей интенсивности образования ХБ ($R^a = 7,3 \div 7,7$, интервал 1,1–1,5 км), судя по изменению направления вектора эволюции на диаграмме Лейфмана–Вассоевича (см. рис. 42), происходит смена состава генерируемых летучих компонентов, среди которых начинают преобладать неУВ-соединения.

Закономерности изменения состава битумоидов с глубиной были изучены в разрезах обоих комплексов, вскрытых на Эчинской (P_{2-3}) и Верхнеэчинской (N_{1-2}) площадях. Общая характеристика содержания $C_{нк}$ и степени преобразованности палеогеновых и неогеновых отложений этих разрезов уже приводилась в начале настоящего раздела.

Основной упор в выполненных исследованиях был сделан на установление закономерностей и взаимосвязей в преобразовании УВ-компонентов битумоидов и легких УВ, которые к настоящему времени изучены значительно слабее, чем аддитивные характеристики (битумоиды в целом, их элементный и компонентный состав, ИК-спектрометрические характеристики и др.).

Характер изменения содержания битумоидов, УВ и отдельных параметров распределения алканов для обоих разрезов представлен на рис. 44 и 45. Зоны развития процессов генерации ХБ и входящих в их состав УВ C_{15+} полностью совпадают с таковыми, выделенными для соответствующих комплексов в целом (см. рис. 43). Максимум содержания УВ C_{15-} , извлекаемых методом термодистилляции, приурочен к более глубоким (на 200–500 м) горизонтам, отвечающим условиям катагенеза конец $МК_2$ – начало $МК_3$ (рис. 46).

Различия генетических типов СК рассматриваемых комплексов достаточно отчетливо проявляются при сравнении всех параметров состава легких и тяжелых УВ, находящихся на одинаковом уровне катагенетической преобразованности (в изостадиальном режиме). На уровне градации $ПК_3$ (зона "незрелых" СК) УВ континентальных отложений неогена характеризуются повышенным содержанием ароматических структур. Средние значения отношения насыщенных УВ к нафтеново-ароматическим (МН/НАр) составляют 1,3 для неогеновых и 2,2 для палеогеновых отложений. Необходимо отметить, однако, тот факт, что, по данным ИК-спектрометрии, ХБ неогеновых отложений в отличие от УВ имеет существенно алифатическую структуру (резко выраженный дуплет поглощения в области 720 см^{-1}), тогда как в битумоидах верхнеэоцен-олигоценового комплекса длинные алкильные заместители находятся в явно подчиненном положении.

В распределении высокомолекулярных n-алканов неогеновых отложений сильно преобладают нечетные ($CPI = 4,6 \div 5,0$). В отложениях палеогена нечетность выражена значительно слабее и не превышает 2,55. n-Алканы C_{15+} палеогенового комплекса в целом более легкие – значения средней молекулярной массы алканов (параметра распределения Пуассона) составляют здесь 330–338 а.е.м. против 356–357 а.е.м. в отложениях неогена. Наблюдаются различия и в соотношении линейных и изопренановых алканов УВ: субконтинентальные неогеновые отложения характеризуются более высокими значениями $Pr/n-C_{17}$, $\Phi/n-C_{18}$ и Pr/Φ .

Более резко различия проявляются в молекулярно-массовом распределении легких УВ C_{15-} (см. рис. 46). В зоне протокатагенеза суммарное содержание УВ C_{15-} в породе приблизительно одинаково в обоих разрезах, но в пересчете на $C_{нк}$ доля легких УВ в более мористых верхнеэоцен-олигоценовых отложениях почти в 1,5 раза выше. Обращает на себя внимание повышенное содержание в этих отложениях "тяжелой"

Рис. 44. Изменение с глубиной параметров состава ХБ и УВ алевропелитов неогенового разреза Анадырского бассейна (разрез Верхнеэчинской площади)

Рис. 45. Изменение с глубиной параметров состава ХБ и УВ алевропелитов верхнеэоцен-олигоценового разреза Анадырского бассейна (Эчинская и Изменная площади)

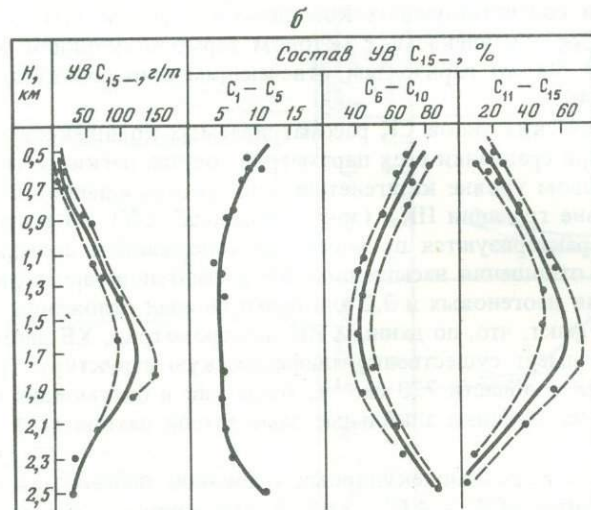
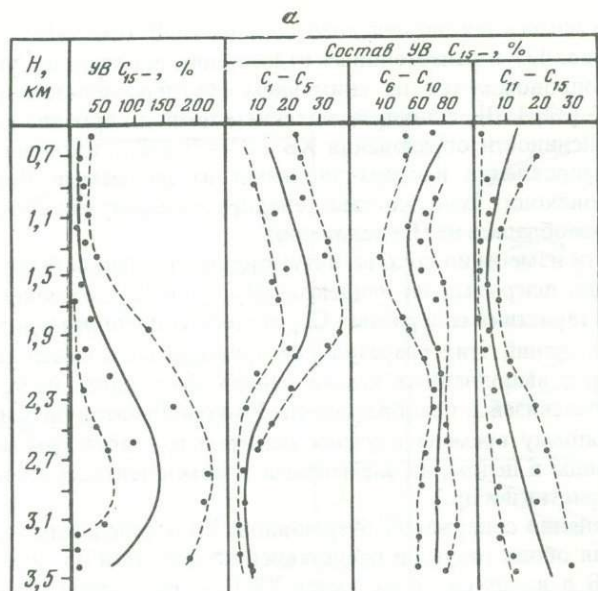


Рис. 46. Изменение с глубиной содержания легких УВ C₁₅₋ и их отдельных фракций в алевропелитах неогена (а) и палеогена (б) Анадырского бассейна

фракции C₁₁-C₁₅ (10-36%), тогда как в породах неогенового комплекса содержание этой фракции выходит за 10%-ный предел в единичных случаях. Нельзя не отметить и различия в содержаниях газообразных и простейших УВ C₅₋, доля которых в отложениях неогена (на уровне ПК) составляет 15-33% и только 8-12% в породах палеогена. Если рассматривать соотношение широких фракций УВ C₁₅₋ и C₁₅₊, то УВ верхнеэоцен-олигоценового комплекса более "легкие" - величина отношения C₁₅₋/C₁₅₊ в них (в зоне ПК₂-ПК₃) в среднем в 2 раза выше, чем в отложениях неогена.

Несмотря на отмеченные различия, наблюдаемые в составе как легких, так и тяжелых УВ в зоне протокатагенеза, направленность изменения различных параметров с глубиной в обоих разрезах одина. Увеличение содержания ХБ и УВ C₁₅₊ в зоне наибольшего их новообразования (зона МК₁) сопровождается снижением в составе последних насыщенных. Ниже, в зоне затухания генерации тяжелых УВ, доля насыщенных начинает возрастать, причем максимум значений МН/НАр, как видно из геохимического раз-

реза палеогеновых отложений (см. рис. 45), приходится на более погруженную часть разреза, чем максимум значений β^{XB} и β^{UB} .

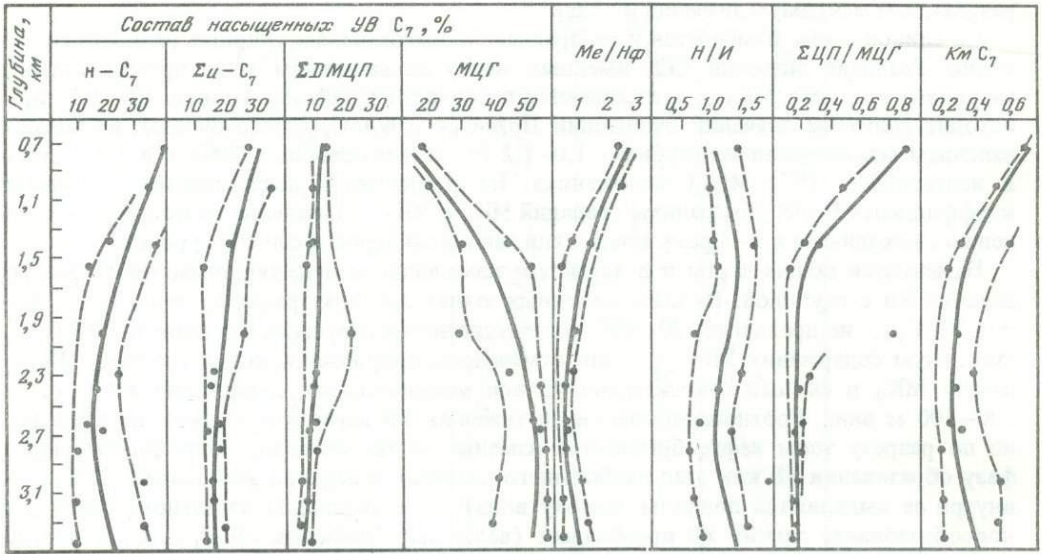
По единой схеме изменяется и распределение высокомолекулярных реликтовых алканов. Различия значений CPI , имевшие место на начальном этапе преобразования, на уровне градации MK_{2-3} сглаживаются и приходят к общему уровню 1,0–1,2; происходит снижение значений отношений $Pr/n-C_{17}$ и $\Phi/n-C_{18}$, осложненное, возможно, наличием максимумов на глубинах 1,0–1,2 км в олигоценовых (MK_1) и 1,2–1,5 км в неогеновых (PK_3-MK_1) отложениях. Не сохраняются неизменными и значения коэффициента Pr/Φ . До границы градаций MK_1 и MK_2 его значения возрастают по сравнению с исходными в 3–4 раза, а затем снижаются до первоначального уровня.

Намечаются общие черты и в характере изменения молекулярно-массового распределения UB с глубиной. На всех изученных этапах преобразования CK количество легких UB C_{15-} не превышает 30–40% количества экстрагируемых в составе XB UB C_{15+} . Максимум содержания UB C_{15-} , как отмечалось, приурочен к концу градации MK_2 – началу MK_3 и смещен относительно уровня максимальных содержаний UB C_{15+} на 200–500 м вниз. Соотношение легких и тяжелых UB варьирует в широких пределах, но по разрезу зоны нефтеобразования изменяется закономерно. Если рассматривать фазу образования UB как этап наибольшего развития генерации всей гаммы UB C_{1+} , то внутри ее выделяются подфазы (сверху вниз), отвечающие: 1) начальному этапу, где новообразование легких UB преобладает (величина отношения UB C_{15-}/C_{15+} возрастает); 2) среднему этапу, в течение которого в составе продуктов генерации резко возрастает доля тяжелых UB C_{15+} , и 3) завершающему этапу, приуроченному к глубинам, где процессы новообразования XB и тяжелых UB C_{15+} затухают, но значительно возрастает количество образующихся UB C_{15-} . В количественном отношении генерация UB C_{15-} в течение III этапа протекает в существенно больших масштабах, чем на I этапе.

Рассмотрение изменения молекулярно-массового распределения UB в рамках фракции C_{15-} показывает, что наблюдаемые здесь изменения с глубиной также несут закономерный характер (см. рис. 46). В субконтинентальных отложениях неогена начало увеличения содержания легких UB сопровождается ростом содержания легкой фракции C_{5-} и незначительным снижением доли UB $C_{6-C_{10}}$ и $C_{11-C_{15}}$. Начиная с глубины 1,7 км (середина MK_1) резко уменьшается количество простейших UB C_{5-} и соответственно увеличивается содержание UB $C_{6-C_{10}}$ и $C_{11-C_{15}}$. В более мористых палеогеновых отложениях новообразование UB C_{15-} сопровождается незначительным снижением UB C_{5-} и более заметным UB $C_{6-C_{10}}$ (см. рис. 46, а), с соответствующим увеличением доли UB $C_{11-C_{15}}$. В конце градации MK_2 (1,6–1,8 км) центр молекулярно-массового распределения смещается в сторону более легких UB – содержание UB $C_{11-C_{15}}$ начинает снижаться, а $C_{6-C_{10}}$ возрастать. Примечательно, что это перераспределение не затрагивает самую легкую газовую фракцию, содержание которой начинает увеличиваться на еще больших глубинах (ниже 2,3 км) в зоне градации MK_{3-4} .

Для обоих разрезов прослежено изменение индивидуального состава легких UB с глубиной на примере узкой температурной фракции изомеров C_7 (рис. 47). Как известно [207], по составу низкокипящих UB в разрезе выделяются четыре зоны (сверху вниз): ароматическая, нефтяная, парафиновая и деструктивная. Разрез неогеновых отложений охватывает ароматическую и нефтяную, а верхнеэоцен-олигоценых – ароматическую, нефтяную и парафиновую зоны. Распространение ароматической зоны в первом случае ограничивается глубинами 1,6–1,8 км, а во втором – 0,7–0,9 км. Тoluол здесь является преобладающим компонентом, на долю которого приходится 40–60% массы изомеров C_7 . Глубже доля toлуола достаточно резко снижается, достигая минимальных значений в конце градации MK_2-MK_3 . В насыщенных UB в зоне наиболее интенсивного уменьшения роли ароматических UB происходит возрастание содержания нефтяных UB . Однако если гексаметиленовые нафены в рассматриваемых разрезах (до начала MK_3) ведут себя одинаково (их содержание возрастает с глубиной), то поведение пентаметиленов различно. В неогеновых отложениях

а



б

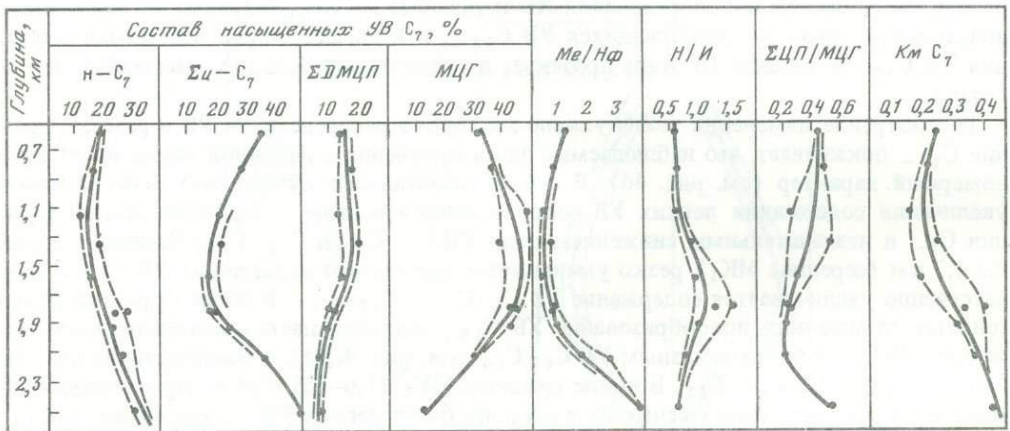


Рис. 47. Изменение с глубиной индивидуального состава УВ C₇ алевропелитов неогенового (а) и палеогенового (б) разрезов Анадырского бассейна

их содержание монотонно убывает с глубиной по всему разрезу. В отложениях палеогенового возраста их количество незначительно возрастает, до 1,3–1,5 км, и далее резко (почти в 2 раза) уменьшается. Концентрация метановых (как линейного, так и разветвленных изомеров) в этой части разреза уменьшается.

Рубеж между грациями катагенеза МК₂ и МК₃, по-видимому, соответствует границе нефтяной и парафиновой зон. В отложениях палеогена здесь фиксируется резкое уменьшение доли нефтяных и соответственно увеличение метановых УВ; внутри метановых в большей степени возрастает роль разветвленных (отношение н/и снижается). С этой же зоной связана наметившаяся тенденция увеличения содержания толуола.

Представляет интерес поведение коэффициента метаморфизма К_мС₇ с глубиной. Ранее В.К. Шиманским было показано [149–151], что значения аналогичного показателя для фракции С₆–К_мС₆ зависят как от катагенеза, так и от возраста отложений и возрастают с увеличением того и другого. Хотя рассматриваемые отложения несколько отличаются по возрасту, абсолютные значения К_мС₇ для изопроброобразованных пород

отличаются друг от друга незначительно, что скорее связано с типом СК (большее содержание нормального изомера в субконтинентальных отложениях неогена). С глубиной (см. рис. 47, а, б) в ароматической и нафтеновой зонах величина $K_{M}C_7$ уменьшается (что в целом соответствует и намеченной Томпсоном зональности), и лишь при вступлении пород в парафиновую зону, где происходит возрастание доли метановых УВ, и в том числе $n-C_7$, значения $K_{M}C_7$ начинают увеличиваться.

ХАТЫРСКИЙ БАССЕЙН

Объектом изучения характера преобразования СК в катагенезе Хатырского бассейна послужили верхнеэоцен-олигоценые существенно глинистые отложения ионайской свиты, вскрытые четырьмя колонковыми скважинами на Океанской и Ионайской площадях и одной параметрической скважиной № 31 на Эльгинской. Катагенетическая преобразованность отложений свиты в этом сводном разрезе отвечает концу градации MK_1 — началу MK_4 . Распределение $C_{нк}$ в породах близко к нормальному и изменяется от 0,6 до 1,3% ($Me = 0,82\%$).

Максимум величин β^{XB} и β^{YB} отмечается в породах, достигших условий катагенеза MK_2 (рис. 48). Несмотря на отсутствие благоприятных условий для эмиграции ХБ из пород (отсутствие коллекторских горизонтов), к середине градации MK_3 происходит резкое снижение содержания в СК битумоидных компонентов — от 4,0–10,9% на MK_2 до 1,4–2,1% в низах разреза. Максимальные содержания легких УВ C_{15-} — приходится (рис. 49) на глубины 2,2–2,5 км (конец MK_2 — начало MK_3).

Изменение состава УВ с глубиной в Хатырском бассейне изучено только для фракции C_{15+} (см. рис. 48). Возрастание степени битуминозности СК сопровождается уменьшением среди УВ доли метаново-нафтеновых. Минимум значений MH/NAp приходится на интервал 1,8–2,0 км, в котором отмечаются наибольшие значения коэффициентов β^{XB} и β^{YB} . В нижележащем интервале 2,0–2,4 км на фоне снижения значений β^{YB} происходит резкая алифатизация УВ — значения MH/NAp возрастают от 0,9–1,6 до 3,1. С этим же интервалом связано и резкое снижение нечетности распределения n -алканов — величина коэффициента CPI уменьшается от 1,68 до 1,53 в интервале 1,4–2,0 км и от 1,53 до 1,18 — в интервале 2,0–2,4 км. В зоне градации MK_3 (2,4–3,2 км) соотношение метаново-нафтеновых и нафтеново-ароматических УВ слабо снижается, коэффициент нечетности CPI также остается практически неизменным.

Поведение коэффициентов $Pr/n-C_{17}$, $\Phi/n-C_{18}$ и Pr/Φ с глубиной отвечает закономерностям, отмеченным в Анадырском бассейне. Отношения изопренанов пристана и фитана к близкочающим n -алканам в изученной зоне MK_1 – MK_3 в целом снижаются с глубиной, хотя для отношения $\Phi/n-C_{18}$ на уровне MK_{2-3} намечается слабая тенденция к росту. Значения коэффициента Pr/Φ в интервале 1,1–2,6 км плавно снижаются от 2,4 до 0,9.

Низкочающие УВ изучены только в одном образце с глубины 2,64 км. В составе насыщенных УВ C_7 метановые и нафтены представлены в равной степени. Среди первых незначительно преобладает $n-C_7$ ($n/i = 1,2$), а среди цикланов — МЦГ ($\Sigma ЦП/МЦГ = 0,36$). Величина коэффициента $K_{M}C_7$ составляет 0,38.

В соотношении легких (C_{15-}) и тяжелых (C_{15+}) УВ основная роль принадлежит последним. Величина УВ $C_{15-}/УВ_{C_{15+}}$ минимальна (0,06–0,10) в интервале 1,4–1,8 км, резко возрастает (до 0,4–0,6) к интервалу 2,2–2,5 км и затем начинает постепенно снижаться. До глубины 2,0 км среди легких УВ C_{15-} преобладают (см. рис. 51) УВ средней фракции C_6 – C_{10} , на долю которых приходится около 70% массы, а среди УВ C_{15+} — высокомолекулярные C_{23} – C_{29} (60%). Стремительное "облегчение" алканов битумоида и "утяжеление" легких УВ C_{15-} происходят в интервале 2,0–2,4 км (вторая половина градации MK_2) — величина $C_{16}-C_{22}/C_{23}-C_{29}$ возрастает до 1,4, а в составе легких УВ содержание УВ C_{11} – C_{15} достигает 39–72%. Дальнейшее погружение сопровождается незначительным увеличением роли УВ C_{16} – C_{22} в битумоиде, а в составе легких УВ C_{15-} на первое место вновь выходит средняя фракция C_6 – C_{10} .

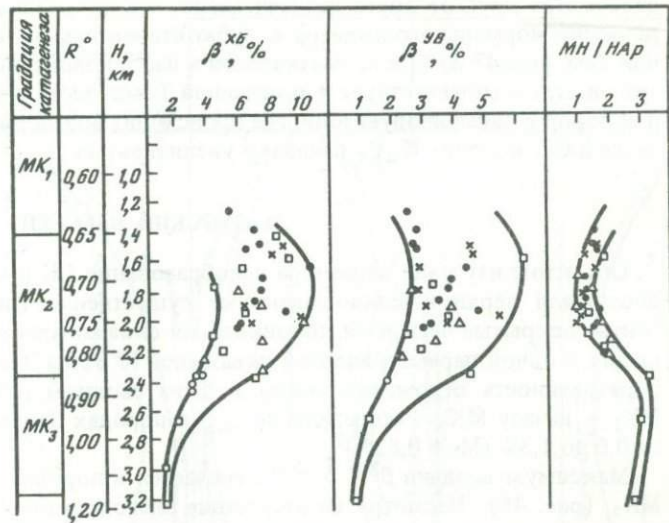


Рис. 48. Изменение с глубиной параметров состава ХБ и УВ алевропелитов верхнеэоцен-олигоценевого разреза (ионайская свита) Хатырского бассейна
Скважины: 1 – ОК-1, 2 – ОК-2, 3 – ОК-3, 4 – Р-31, 5 – ИК-1

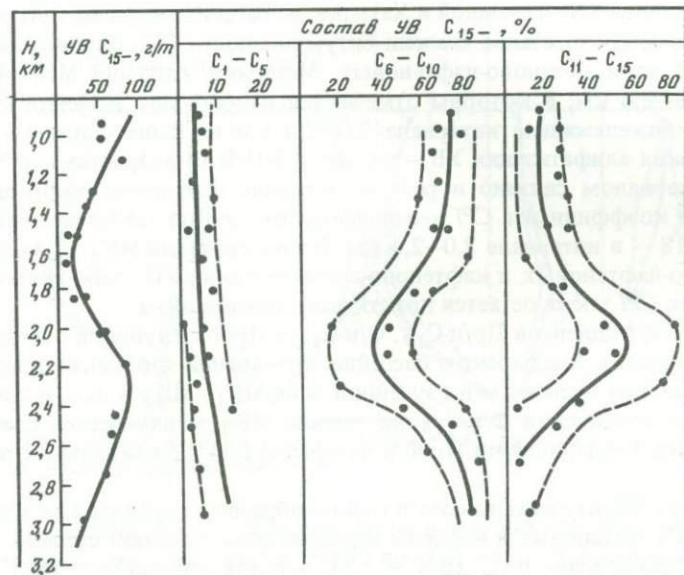
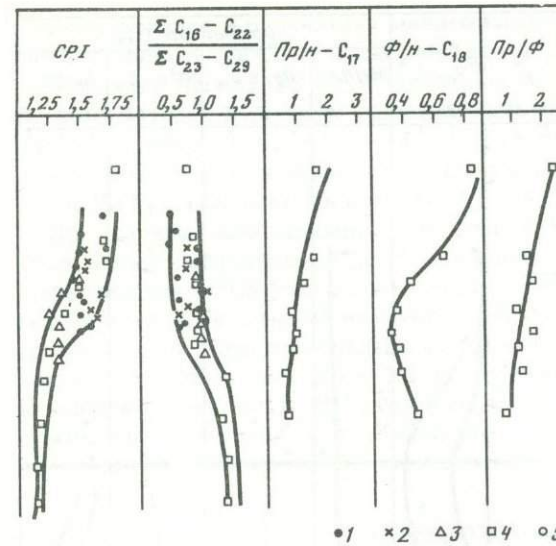


Рис. 49. Изменение с глубиной содержания низкокипящих УВ C_{15-} и их отдельных фракций в алевропелитах верхнеэоцен-олигоценевого разреза Хатырского бассейна

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ БАССЕЙН

Особенности катагенетического преобразования СК прослежены на примере глубокой скважины Кшукской-1, вскрывшей разрез олигоценых – миоценовых отложений, измененных в интервале градаций от ПК₃ до МК₃. Исследовались лишь однотипные тонкообломочные (алевропелитовые) разности туффито-кремнисто-глинистых пород.

Седикахиты разреза характеризуются низким УВ-потенциалом, редко превышающим 100 г УВ/т породы. Температура максимума деструкции СК (T_{max}) практически не изменяется ($Me = 465^\circ\text{C}$) до глубин 2,5–2,6 км (середина градации МК₂), но затем воз-



*1 *2 Δ3 □4 ○5

растает до 478°C на глубине 3,7 км (рис. 50). Величина водородного индекса (HI^n) каких-либо закономерных изменений с глубиной не обнаруживает. Индекс продукции (IP^n) слабо возрастает с глубиной, однако его значения невысоки даже в нижней части (конец МК₂ – начало МК₃) разреза – 8,8–21%.

Максимум битуминозности и содержания УВ C_{15+} приурочен к концу градации МК₁ – началу МК₂ (1,8–2,4 км). Значения $\beta^{УВ}$ (C_{15+}) в зоне максимума не превышают 5,6%. Изменение содержания легких УВ C_{15-} (10–60 г УВ/т породы) не обнаруживает закономерной связи с изменением глубины. В отличие от классических примеров развития главной фазы нефтеобразования в глинистых породах обращает на себя внимание сильная растянутость по глубине (2,2–3,7 км) и незавершенность процессов эмиграции тяжелых УВ C_{15+} из материнских отложений. Помимо отсутствия четко выраженных коллекторских горизонтов среди воямпольских отложений, данный эффект может быть обусловлен как малой величиной респлендного градиента, так и особенностями преобразования СК в туффогенно-кремнисто-глинистом окружении. Нельзя в то же время упускать из виду и тот факт, что низкие содержания СК и их малый УВ-потенциал могут обеспечить лишь околофоновые концентрации УВ C_{15+} .

В составе УВ C_{15+} значительно преобладают насыщенные, количество которых выдерживается в верхней части (до 2,6 км) разреза на постоянном (66–81%) уровне. В нижележащем интервале 2,6–3,7 км происходит снижение величины МН/НАР (см. рис. 50). Высокое содержание цикланов C_{27+} сделало невозможным достоверную оценку нечетности распределения высокомолекулярных n-алканов обычным методом капиллярной ГЖХ, однако столь большие концентрации стеранов указывают на незначительное участие континентального материала в формировании состава СК.

Изменение распределения реликтовых УВ C_{15+} прослежено по разрезу скв. Кшукской-1 в основном для воямпольской серии (см. рис. 50). Значения Пр/н- C_{17} и Ф/н- C_{18} здесь снижаются с глубиной, отражая увеличение в составе насыщенных УВ роли алканов. Величина коэффициента Пр/Ф возрастает до 2,8–3,2 км (середина МК₂) и, возможно, начинает снижаться в более глубоких горизонтах.

В молекулярно-массовом распределении УВ C_{1+} преобладают тяжелые C_{15+} , хотя это преобладание выражено слабее, чем в остальных изученных разрезах, – на долю легких УВ C_{15-} здесь приходится не менее 25% массы УВ C_{1+} . Изменение с глубиной соотношения фракций C_{15-} и C_{15+} происходит так же, как в отложениях Анадырского и Хатырского бассейнов. Величина отношения УВ C_{15-} /УВ C_{15+} снижается в зоне

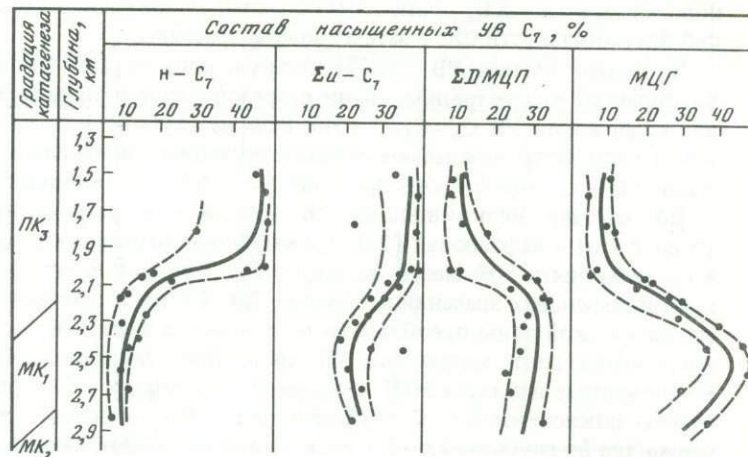


Рис. 52. Изменение с глубиной параметров состава УВ фракции C_7 в кремнисто-глинистых породах кайнозойского разреза скв. Магаданской-1

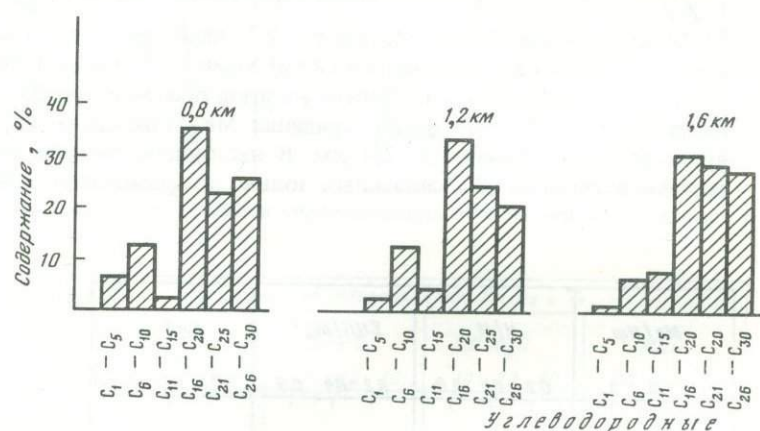
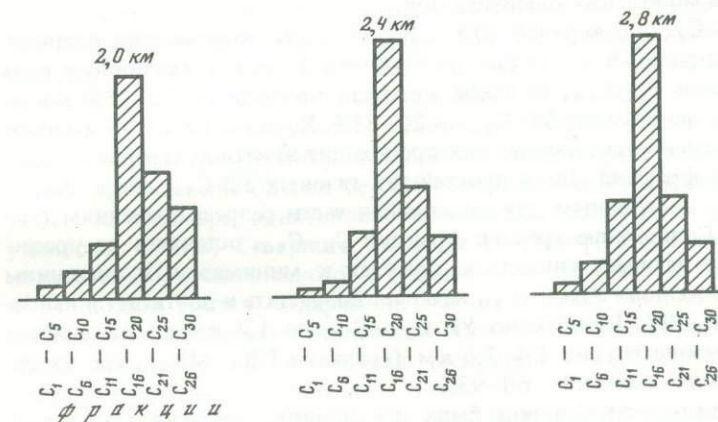
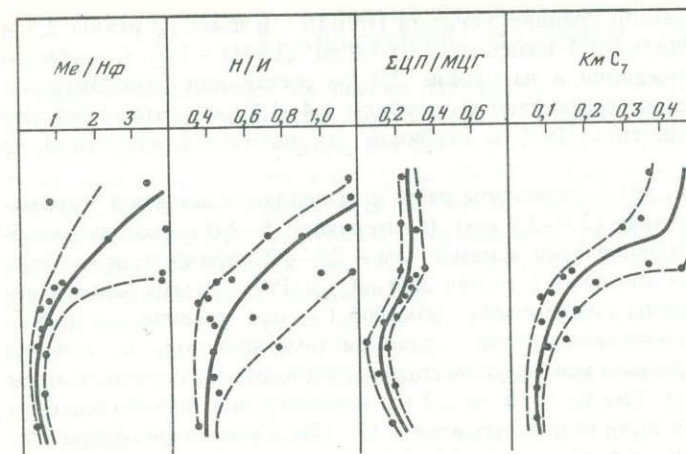


Рис. 53. Изменение молекулярно-массового распределения УВ C_1-30 с глубиной в кайнозойских кремнисто-глинистых породах Северо-Охотского бассейна

нистыми диатомитами, опоками, кремнистыми аргиллитами (из интервала 0,5–2,9 км). Содержание $S_{НК}$ в них изменяется, как отмечалось в гл. 2 (от 0,8 до 2,2%, $Me=1,1\%$).

Значения $S_2^П$ на начальном уровне (0,5 км) составляют 500–700 г УВ/т породы ($HI^П$ 45–80 мг УВ/г $S_{НК}$). Учитывая, что количество УВ, удерживаемых минеральной средой, здесь наибольшее (см. гл. 1), можно полагать, что величина $S_2^{НОВ}$ будет в 3–5 раз выше – 160–320 мг УВ/г $S_{НК}$. Такие значения УВ-потенциала НОВ позволяют относить СК к переходному (III–II) типу. Температура максимума образования пирогенных УВ изменяется здесь в интервале 430–440°С. Количество свободных и сорбированных УВ $S_1^П$, как правило, не выходит за 40–50 г УВ/т породы (4 мг УВ/г $S_{НК}$), а значения индекса продуктивности IP – за 3–4%. В течение протокатагенеза (приблизительно до 2,0 км) значения $S_1^П$ и IP не изменяются. Температура максимума деструкции СК слабо возрастает, до 438–450°С. Значения $S_2^П$ в этом интервале увеличиваются приблизительно в 2 раза и составляют на уровне 2,0 км 750–1750 г УВ/т породы ($HI^П$ 50–175 мг УВ/г $S_{НК}$). На больших глубинах начинает быстро возрастать температура максимума деструкции, достигая на глубине 2,9 км 455–470°С. В интервале 2,0–2,9 км ($МК_1$ – начало $МК_2$) величина $S_2^П$ кремнистых аргиллитов постепенно уменьшается до 500–1500 г УВ/т породы ($HI^П$ 95–120 мг УВ/г $S_{НК}$). Одновременно происходит увеличение содержания в породах свободных и сорбированных УВ ($S_1^П$) и величины IP ,



которые возрастают почти на порядок, до 350 г УВ/т породы и 28% соответственно.

Несмотря на невысокое содержание $S_{НК}$, кремнистые аргиллиты отличаются высокой битуминозностью. В интервале 0,5–1,3 км среднее содержание ХБ составляет 0,06%, а $\beta^{ХБ}$ – 4,6%. Состав ХБ в этой зоне существенно смолистый (среди смол доминируют спиртобензолные), содержание УВ, как правило, не превышает 25%, и для них характерно преобладание метаново-нафтеновых. С увеличением глубины возрастание степени битуминозности СК носит отчетливо выраженный двухэтапный характер, подобный отмечавшемуся ранее [76, 188, 189] для кремнисто-глинистых отложений дахуреинской и уйнинской свит Северного Сахалина. На первом этапе (1,3–2,0 км) возрастание значений $\beta^{ХБ}$ происходит в основном за счет асфальто-смолистых компонентов и не сопровождается увеличением в составе битумоида УВ, содержание которых по-прежнему не выходит за 25%. Ниже 2,0 км значения $\beta^{ХБ}$ достигают 14,0–19,7%, а количество УВ в ХБ – 37–59%. В течение второго этапа в более узкие рамки входят значения отношения насыщенных УВ к нафтено-ароматическим (1,75–2,4).

В формировании состава СК, судя по фациальному облику отложений, составу насыщенных УВ (высокое содержание цикланов и изопренанов) и характеру распределения n-алканов C_{15+} (максимум на $n-C_{15}-n-C_{19}$, низкие значения коэффициента нечетности в слабо преобразованных образцах), основную роль играл планктоноген-

ный материал. Для этих образцов средние значения $Pr/n-C_{17}$ и $\Phi/n-C_{18}$ равны 2,1 и 1,0 соответственно. Коэффициент Pr/Φ изменяется от 1,6 до 3,1 ($Me = 2,0$). С глубиной значения CPI закономерно снижаются и на уровне 2,9 км составляют 1,06. Значения $Pr/n-C_{17}$ и $\Phi/n-C_{18}$ незначительно возрастают до глубины 1,4–1,6 км и затем начинают снижаться. Значения коэффициента Pr/Φ с глубиной закономерных изменений не претерпевают.

По низкокипящим УВ (рис. 52) в изученном разрезе выделяются две зоны — ароматическая (до 2,0 км) и нафтеновая (2,0–2,9 км). В интервале 1,5–2,0 км состав низкокипящих УВ C_7 сохраняется практически неизменным — 25–45% приходится на долю толуола, среди насыщенных УВ около 45% составляют $n-C_7$ и 35% — сумма разветвленных алканов. Содержание суммы циклических изомеров C_7 , как правило, не превышает 20%, а в их составе незначительно преобладают пентаметиленовые. Вступление в мезокатагенез знаменуется резким увеличением содержания нафтенных и уменьшением толуола и метановых изомеров. Уже на глубине 2,2 км концентрация толуола выходит на постоянный для оставшейся части разреза уровень — 12–17%. Суммарное содержание среди насыщенных УВ метановых в интервале 2,2–2,9 км составляет около 30%, из которых треть приходится на $n-C_7$. Содержание суммы циклопентанов интенсивно возрастает в интервале 2,0–2,2 км и затем начинает снижаться. Количество метилциклопексана в зоне более 1,7 км монотонно увеличивается.

Содержание легких УВ C_{15-} в верхней (0,5–1,8 км) части разреза, как правило, не превышает 40 г УВ/т породы. В их составе на глубинах 0,5–1,0 км основную роль играют УВ средней фракции C_6-C_{10} , на долю которых приходится 50–75% массы всех УВ C_{15-} . На втором месте стоят УВ C_{5-} — 20–33%. Хотя до 1,8 км суммарное содержание УВ C_{15-} не изменяется, внутри них происходит заметное перераспределение содержания отдельных фракций. Доля простейших газовых УВ C_{5-} здесь быстро уменьшается и приходит к постоянным для оставшейся части разреза значениям (менее 7% массы УВ C_{15-}). Содержание средней фракции C_6-C_{10} , оставаясь на уровне 50–75% до 1,4 км, затем начинает снижаться, приходя к минимальным значениям в интервале 2,0–2,2 км. Ниже доля УВ C_6-C_{10} начинает возрастать и достигает в наиболее погруженной части 30–40%. Количество УВ $C_{11}-C_{15}$ до 1,4 км не изменяется и резко возрастает в диапазоне глубин 1,4–2,6 км (градации $ПК_3$ – $МК_4$), где их содержание достигает наибольших величин — 60–93%.

Для разреза кремнисто-глинистых пород была предпринята попытка проследить изменение с глубиной молекулярно-массового распределения (ММР) всего ряда УВ C_{1+} . Для этого было рассчитано содержание УВ C_{1+} и распределение внутри них пятиатомных фракций. При этом принималось, что распределение n -алканов C_{15+} во фракции насыщенных УВ описывает ММР всех УВ C_{15+} . Результаты этих построений суммированы на рис. 53, который позволяет наглядно представить изменение ММР УВ C_{1+} в изученном интервале глубин и диапазоне градаций катагенеза ($ПК_2$ — начало $МК_2$).

В верхней части разреза (0,8 км) основная масса УВ представлена высокомолекулярными C_{15+} . Среди легких УВ преобладают C_6-C_{10} , хотя доля газовых УВ составляет здесь около 5%. На следующем уровне (1,2 км) доля газовых снижается до 3%, количество фракции C_6-C_{10} остается на том же уровне, а содержание фракции $C_{11}-C_{15}$ незначительно увеличивается. В высокомолекулярной области отмечается некоторое уменьшение роли самых тяжелых УВ $C_{26}-C_{30}$. На срезе 1,6 км, где, как отмечалось, имеет место первый этап увеличения степени битуминозности СК, резко возрастает содержание наиболее высокомолекулярных фракций C_{20+} . Среди легких УВ уменьшается содержание газовых C_{5-} до 1% и фракции C_6-C_{10} и незначительно возрастает доля УВ $C_{11}-C_{15}$. Последующее погружение сопровождается однонаправленным изменением распределения УВ C_{1+} — снижается доля высокомолекулярных (C_{15+}) и увеличивается доля легких (C_{15-}). Этот процесс протекает плавно: в первую очередь и наиболее заметно снижается содержание самых тяжелых УВ C_{26+} , в меньшей степени — $C_{21}-C_{25}$, с другой стороны, сначала существенно увеличивается доля УВ $C_{16}-C_{20}$ (2,0 км), затем все более легких — $C_{11}-C_{15}$ (2,4 км) и C_6-C_{10} (2,8 км).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ КАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕДИКАХИТОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Настоящая попытка обобщения данных по характеру изменения состава СК в изученных разрезах кайнозойских бассейнов Северо-Восточной Азии предпринимается в плане дальнейшего уяснения последовательности и характера процессов, обуславливающих образование всего ряда УВ. Постановка задачи в таком разрезе определяется в частности, наличием достаточного объема данных о содержании в различных породах легких УВ, которые в традиционных схемах органогеохимических исследований выпадали из поля зрения исследователей, но которые в то же время являются преобладающими компонентами нефти.

Намечаются как общие для всех изученных объектов закономерности изменения состава СК, его отдельных фракций и индивидуальных УВ, так и особые стороны катагенетического преобразования специфических типов СК в специфических типах пород.

Прежде всего обращает на себя внимание достаточно единообразное положение максимума битуминизации СК, который во всех объектах приходится на начало или середину $МК_2$ (см. рис. 43, 44, 46, 48, 50). Однако в соответствии с изменениями фациально-генетических и химических типов СК закономерно меняются максимальные значения β^{XB} . В ряду объектов, расположенных по возрастанию доли алинового (сапропелевого) материала в составе СК, эти значения составляют: в верхнемеловых породах скв. 40 Пенжинского прогиба — 3%, в неогеновых отложениях Анадырского бассейна — 7–8%, в эоцен-олигоценых глинах Анадырской впадины и Хатырского прогиба — 10–11%, в кремнисто-глинистых кайнозойских образованиях скв. Магаданской-1 — 19%. Специфической особенностью последнего объекта является, как отмечалось, наличие еще одного верхнего максимума на кривой β^{XB} , что подтверждается также на примере однотипных кремнисто-глинистых образований (даухурейнская, уйнинская свиты) Северного Сахалина [76, 189]. В отличие от нижнего (основного) максимума, обусловленного в основном увеличением УВ-фракции, верхний (побочный) вызван ростом содержаний смолисто-асфальтеновых компонентов в ХБ. Сама по себе подобная последовательность образования растворимых компонентов известна [206], однако столь выраженная дискретность характера, по-видимому, только для кремнисто-глинистых отложений.

Более детально изменение с глубиной содержания в СК различных по полярности растворимых его компонентов — спиртобензольного битумоида ($\beta^{ДСБВ}$), асфальтенов ($\beta^{АСФ}$) и смол ($\beta^{СМ}$) ХБ, нафтеново-ароматических ($\beta^{НАР}$) и метаново-нафтеновых ($\beta^{МН}$) УВ в ХБ — прослежено на примере глинистых пород майницкой свиты Анадырского бассейна (рис. 54). Наблюдается вполне закономерная картина. После

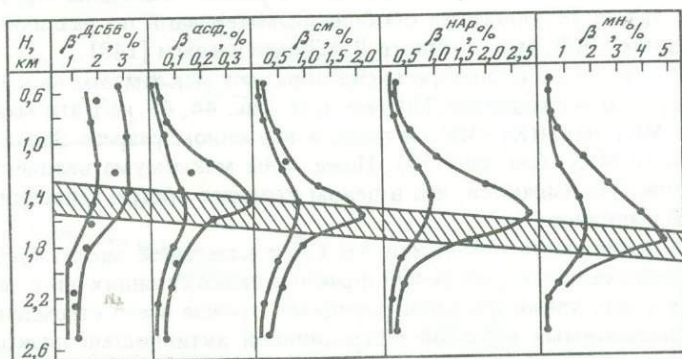


Рис. 54. Изменение с глубиной состава растворимых компонентов СК алевропелитов верхнеэоцен-олигоценых отложений Анадырского бассейна. Заштрихованная полоса проходит через зоны, в которых начинается снижение содержаний компонентов

прохождения через максимумы снижение содержаний отдельных компонентов происходит в указанной последовательности на все больших глубинах. Близкая к рассмотренной закономерность намечается также в разрезах неогеновых глинистых Анадырского бассейна и кайнозойских кремнисто-глинистых пород Северо-Охотского.

Если рассматривать соотношение основных фракций УВ — насыщенных и нафтено-ароматических, то в изученных разрезах, сложенных глинистыми породами с СК (палеоген и неоген Анадырского бассейна и палеоген Хатырского), соотношение этих фракций меняется в катагенезе неравномерно. В зоне возрастания значений β^{XB} и β^{YB} имеет место снижение "степени алифатичности" УВ — величина МН/НАр уменьшается, т.е. происходит обогащение битумоидов нафтено-ароматическими структурами. При последующем погружении значения МН/НАр возрастают, причем максимального уровня они достигают на глубинах больших, чем глубины максимальных значений β^{XB} и β^{YB} (см. рис. 44, 45, 48). Описанное поведение величины МН/НАр отмечено [77] также в ряде других бассейнов мира и в общем определяется "приподнятостью" зоны образования нафтено-ароматических УВ относительно метаново-нафтеновых. В кремнисто-туфогенно-глинистых образованиях Западно-Камчатского бассейна и в кремнисто-глинистых породах Северо-Охотского подобная закономерность не прослеживается.

Остановимся теперь на поведении в катагенезе реликтовых УВ хлороформенного битумоида. Во всех без исключения объектах коэффициенты Пр/н-С₁₇, Ф/н-С₁₈ и Пр/Ф, как правило, не остаются постоянными, причем изменения по разрезам носят достаточно закономерный характер, Величина Пр/Ф на начальных стадиях катагенеза в глинистых разрезах с СК III типа (Анадырский бассейн) возрастает, а затем падает (см. рис. 45, 46). Максимум на кривой этого коэффициента либо совпадает с максимумом на кривой β^{XB} , либо располагается чуть выше. При этом изменения значений Пр/Ф весьма контрастны. В Хатырском бассейне, где изученный разрез ионийской свиты охватывает градации катагенеза конец МК₁—МК₃, величина Пр/Ф уже снижается (см. рис. 57). Несколькo по-иному ведет себя величина Пр/Ф в кремнисто-туфогенно-глинистых породах воямпольской серии Западной Камчатки. Слабоконтрастный максимум этого коэффициента расположен здесь в нижней половине зоны МК₂, ниже максимумов β^{XB} и β^{YB} С₁₅₊ (см. рис. 50). По разрезу же кремнисто-глинистых пород скв. Магаданской-1 значения Пр/Ф практически не меняются.

Проведенный ранее анализ поведения величины Пр/Ф в некоторых наиболее изученных отложениях с СК различного типа [156] показал, что изменение Пр/Ф с глубиной наиболее контрастно проявляется в СК III типа (гумусовые угли, меловые отложения бассейна Дуала, неогеновые и палеогеновые отложения Анадырского бассейна). В разрезах пород, содержащих СК II и I типа (тоарские сланцы Парижского бассейна и сланцы формации Грин-Ривер), изменения, аналогичные описанным, хотя и фиксируются, но выражены значительно слабее. Изменяемость величины Пр/Ф в катагенезе подтверждается также результатами обобщения материалов по различным нефтегазоносным провинциям СССР, выполненного В.А. Чахмахчевым [148].

Коэффициенты Пр/н-С₁₇ и Ф/н-С₁₈ также образуют максимумы на кривых их изменения в катагенезе. В большинстве случаев (см. рис. 44, 45, 48) эти максимумы приурочены к зоне МК₁ или ПК₃—МК₁ и лишь в изученном разрезе Западной Камчатки опускаются в зону МК₂ (см. рис. 50). Ниже зоны максимума величины Пр/н-С₁₇ и Ф/н-С₁₈ монотонно уменьшаются, что в целом отражает общую тенденцию увеличения содержания в УВ н-алканов.

Определенная зональность изменения УВ СК в катагенезе может быть прослежена и на уровне индивидуальных соединений фракции низкокипящих УВ с семью атомами углерода. Выбор столь узкой фракции определен прежде всего стремлением избежать искажений, накладываемых высокой миграционной активностью низкокипящих УВ, которые бы возникли при анализе более широких фракций.

Как известно [207], по составу низкокипящих УВ в разрезе выделяются четыре зоны (сверху вниз): ароматическая, нафтеновая, парафиновая и деструктивная. Пред-

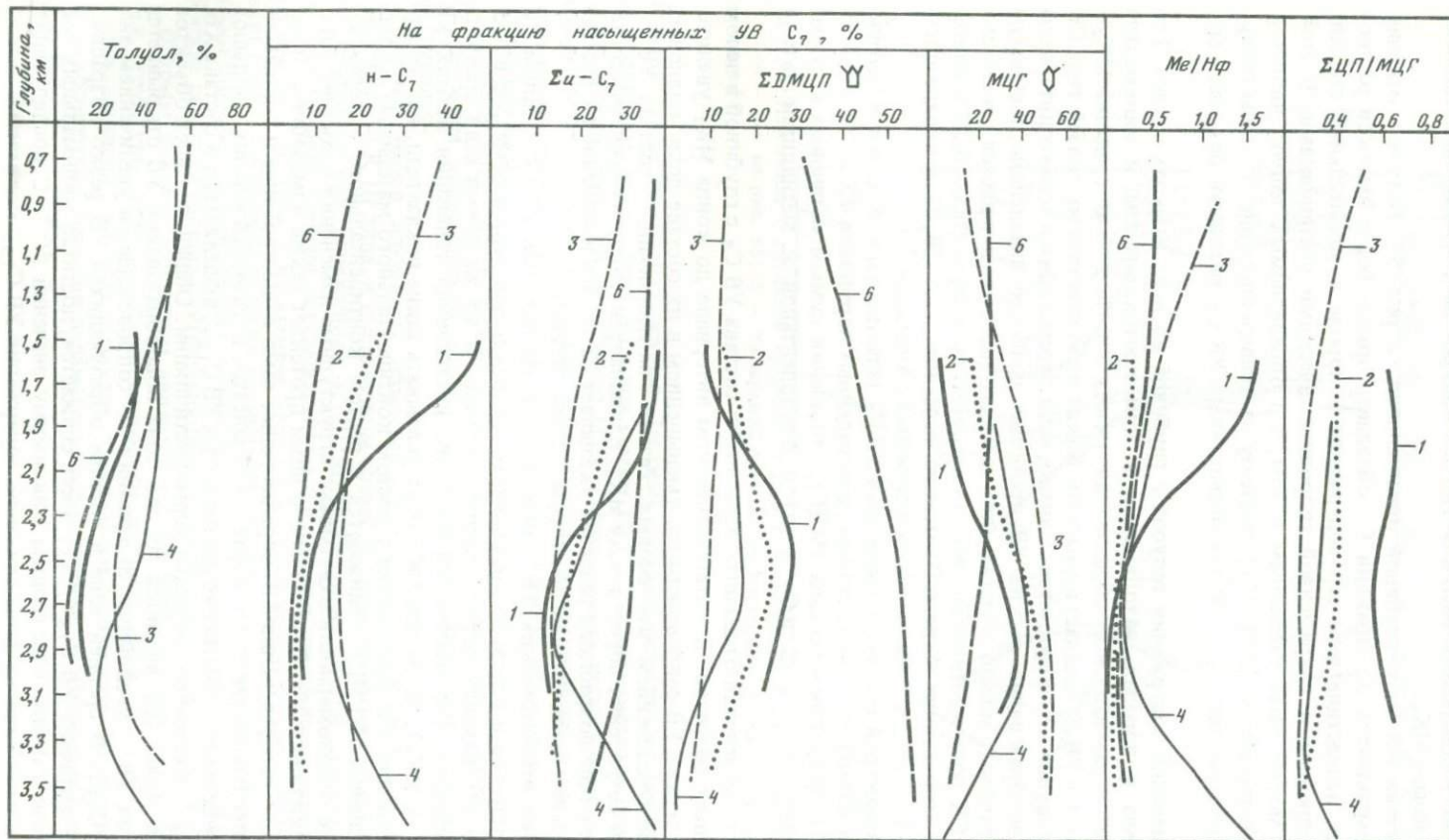


Рис. 55. Изменение с глубиной состава фракции УВ C_7 в алевропелитовых породах кайнозойских осадочных бассейнов

1 — Северо-Охотский бассейн, скв. Магаданская-1; 2 — Западно-Камчатский бассейн, скв. Кшукская-1; 3 — Анадырский бассейн, неогеновый комплекс, скв. Верхнеэчинская-7; 4 — то же, палеогеновый комплекс, скв. Эчинская-18 и К-10; 6 — бассейн Лос-Анжелес, неогеновый комплекс (по [200])

ставляемые в данной работе разрезы охватывают только ароматическую и нафтеновую зоны. Парафиновая зона уверенно фиксируется только в разрезе верхнеэоцен-олигоценых отложений Анадырского бассейна, где она приурочена к грациям катагенеза от конца МК₂ до начала МК₄.

Изменение состава УВ С₇ с глубиной представлено на рис. 55. Толуол в отличие от остальных компонентов во фракции С₇ обладает гораздо более высокой растворимостью в воде, вследствие чего его содержание в породе в значительной степени контролируется древней и современной гидродинамическими обстановками. В этой связи не всегда можно быть уверенным в том, что определяемый толуол является сингенетичным компонентом [200, 207], поэтому на приведенном рис. 55 даны содержания толуола во фракции С₇, а состав насыщенных УВ С₇ рассчитан без учета его вклада.

Характер изменения содержания толуола с глубиной во всех разрезах сходен. Его доля максимальна в породах, находящихся в зоне протокатагенеза, и минимальна в зоне наибольшего развития новообразования легких УВ. На рубеже граций МК₂ — МК₃ доля толуола в УВ С₇ начинает возрастать. Каких-либо отчетливых связей типа СК с содержанием толуола не наблюдается. Однако, если рассматривать только интервалы разреза, где новообразование легких УВ протекает наиболее интенсивно (минимум концентраций толуола), можно отметить, что здесь его доля увеличивается с возрастанием в составе СК роли континентального гумусового материала (6,5—16,7% в олигоцен-миоценовых отложениях Северо-Охотского бассейна, 21,6—28,7% в верхнеэоцен-олигоценых и 27,5—37,5% в миоценовых отложениях Анадырского).

В качестве параметров состава насыщенных УВ С₇ использованы содержания структурно различных изомеров — н-С₇, суммы разветвленных парафинов (Σ и-С₇) и циклопентанов (Σ ЦП), метилциклогексана (МЦГ), отношения суммы метановых к сумме нафтенов (Ме/Нф), н-С₇ к Σ и-С₇ (н/и) и циклопентанов к метилциклогексану (Σ ЦП/МЦГ).

Направленность изменения отдельных параметров состава УВ С₇ с глубиной в целом однотипна для всех разрезов. В катагенетическом интервале до конца МК₂ увеличение содержания легких УВ сопровождается уменьшением в их составе доли метановых и соответственно увеличением нафтеновых. Резкая "парафинизация" состава УВ С₇ фиксируется при вступлении пород в зону МК₃. Единонаправленность изменения состава УВ С₇ во всех разновозрастных разрезах указывает на то, что изменение их состава контролируется в них одним общим фактором — температурой.

Как и в случае ароматических УВ, связи состава насыщенных УВ С₇ с типом СК для изученных разрезов в целом не прослеживаются: изменение этих параметров в процессе катагенеза вмещающих пород слишком велико. В то же время если сравнить только части разрезов, где отмечается наиболее интенсивная генерация легких УВ (грация МК₁ и МК₂), то на тип СК могут указывать такие показатели, как содержание н-С₇ и величина н/и (возрастают с ростом континентального материала), содержание ЦП и значения ЦП/МЦГ (снижаются с ростом континентального материала).

Рассмотренные закономерности охватывают структурные изменения в составе битумоидов и низкокипящих УВ. Параллельно с ними протекает также изменение и молекулярно-массового распределения УВ, определяющее само существование и положение в разрезе зон преимущественного нефте-, конденсато- и газообразования. Большой интерес здесь представляет изменение соотношения УВ С₁₅₊, выделяемых в составе ХБ, и легких УВ С₁₅₋, изученных методом термодистилляции. Общей для всех объектов закономерностью (рис. 56) является то, что зона новообразования УВ открывается генерацией легких УВ — увеличение содержания УВ сопровождается увеличением значений УВ С₁₅₋/С₁₅₊. В средней зоне в составе образующихся УВ резко возрастает роль тяжелых — величина УВ С₁₅₋/С₁₅₊ здесь снижается, достигая минимальных значений в интервале глубин, отвечающем максимуму значений $\beta^{ХБ}$. С последующим ростом глубин погружения на фоне снижения содержания УВ С₁₅₊ количество легких УВ еще возрастает (этот интервал охватывает в различных объектах от 200 до 500 м)

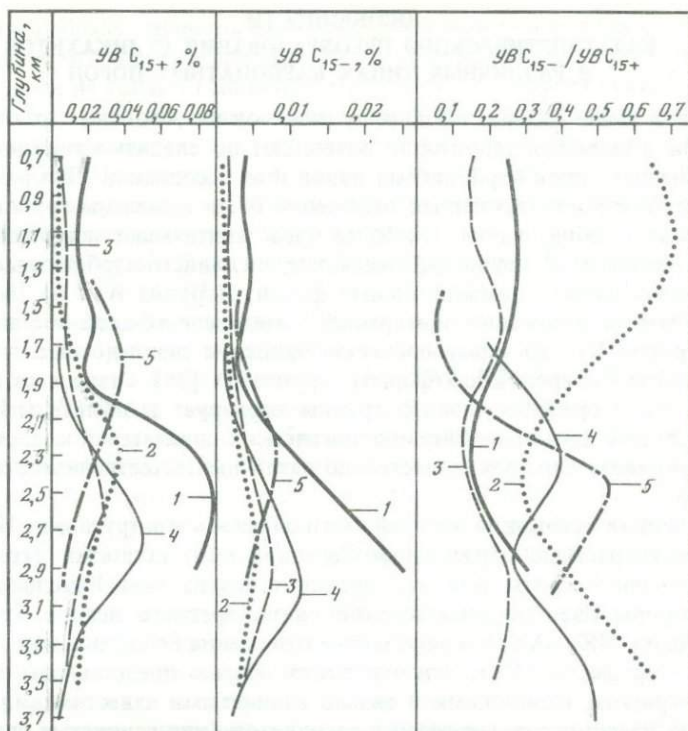


Рис. 56. Изменение с глубиной среднего содержания в породах и соотношений УВ C₁₅₋ и C₁₅₊
1-4 - см. на рис. 55; 5 - Хатырский бассейн, верхнеэоцен-олигоценый комплекс, скв. Эльчинская-31

и затем также начинает снижаться. Другими словами, если рассматривать ГФН как этап, в течение которого образуется вся гамма УВ C₁₊, то намечается определенная стадийность образования УВ различного ММР. Образованием легких УВ C₁₅₋ этот процесс открывается, однако масштабы их генерации здесь незначительны, затем наступает этап интенсивного образования тяжелых УВ, который вновь перерастает в этап генерации легких УВ.

Подводя итог рассмотрению закономерностей изменения состава СК в катагенезе по разрезам кайнозойских осадочных бассейнов, необходимо обратить внимание на следующее.

Данный набор изученных объектов охватывает приблизительно разновозрастные бассейны с СК III типа, и в единичном случае (Северо-Охотский бассейн) тип СК классифицируется как переходный от III ко II. Различия внутри совокупности объектов в значительной степени затушевываются достаточно широкими пределами изменения параметров состава в катагенезе. При проведении сравнительного анализа это обязывает строго учитывать принцип равной катагенетической преобразованности (изопреобразованности) сравниваемых объектов, что позволяет контрастировать даже весьма тонкие различия состава внутри выборки, объединяющей однотипные СК.

Вторым важным моментом является то, что характер или направленность изменения структуры и молекулярно-массового распределения ХБ и УВ, включая легкие и низкокипящие, во всех объектах практически одинаковы. Варьируют, естественно, лишь абсолютные значения параметров, определяемые особенностями состава материнских СК.

**ОСОБЕННОСТИ
КАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕДИКАХИТОВ
В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД**

Рассмотренные выше материалы по ряду разрезов палеозойских отложений Северо-Восточной Азии и смежных территорий позволяют проследить катагенетическую эволюцию СК различных типов карбонатных пород и их ассоциаций. Для решения этой задачи из всей совокупности изученных отложений были выделены группы, близкие по условиям и времени образования. Наиболее представительный материал был получен по трем таким группам: а) нижне-среднедевонские глинисто-карбонатные образования депрессий на мелководье (доманикоидные фации) (группа А); б) нижне-среднедевонские карбонатные отложения биогермной и мелкошельфовой обстановки осадконакопления (группа Б); в) нижне-среднекембрийские сланцевосные отложения куонамского горизонта Сибирской платформы (группа В) [38]. Степень катагенетической преобразованности в пределах каждой группы варьирует в значительных пределах и позволяет проследить изменение битуминологических показателей в широком диапазоне градаций катагенеза для трех существенно различных естественных ассоциаций карбонатных пород.

В группу А вошли отложения верхней части эйфельского яруса о-ва Пионер (градация ПК₃), разновозрастные образования Селенняхского поднятия (градация МК₁), отложения шлюпочной свиты нижнего—среднего девона о-ва Котельного (градация МК₃—МК₄), породы известковокарьерской свиты среднего девона Приколымского поднятия (градация МК₅—АК₁) и эйфельские отложения Рассошинской зоны Омулеского поднятия (градация АК₂). Эти отложения обычно представлены темно-серыми, иногда почти черными, глинистыми и сильно глинистыми известняками с прослоями слабо глинистых известняков, мергелей и аргиллитов (или глинистых сланцев) и отличаются повышенным содержанием СК и многочисленными битумопроявлениями. Часто встречаются в той или иной мере окремненные породы.

В группе Б рассматриваются в основном нижнедевонские отложения, которые непосредственно подстилают вышеописанные отложения группы А и представлены карбонатными породами, накапливавшимися в различных зонах мелкого шельфа открытого моря: отложения нижнего девона и нижней части эйфеля Селенняхского поднятия (градация МК₁), пшеницынской и бысах-каргинской свит нижнего девона о-ва Котельного (градация МК₃—МК₄), эльгенекской свиты нижнего девона Приколымского поднятия (градация МК₅—АК₁), нижнего девона Тас-Хаяхтахского поднятия (градация АК₁), нижнего девона Рассошинской зоны Омулеского поднятия (градация АК₂). Все эти отложения отличаются большим разнообразием литотипов и текстурных признаков. Цвет пород от светло- до темно-серого, но светлые тона преобладают. Терригенный материал приурочен к хорошо локализованным прослоям. В отличие от группы А данные породы характеризуются пониженными содержаниями глинистого материала и СК, а также более грубой слоистостью.

В группу В вошли отложения куонамского горизонта нижнего—среднего кембрия с восточного склона Анабарской антеклизы (р. Малая Куонамка — градация ПК₃), разновозрастные отложения юнкюлябит-юряхской свиты Оленекского поднятия (градация МК₁—МК₂), а также отложения куонамского горизонта Куойкско-Далдынского поднятия (р. Куойка — градация МК₂, р. Некекит — градация МК₂—МК₃). По сравнению с другими рассматриваемыми образованиями эти отложения отличаются максимальными содержаниями СК и очень тонким переслаиванием различных типов пород, с одной стороны обладающих высоким нефтематеринским потенциалом и содержащих значительные количества С_{нк} и ХБ (горючие сланцы), а с другой — обедненных СК и имеющих высокие коллекторские свойства (чистые известняки).

Для корректного сравнительного анализа катагенетической трансформации СК выделенные группы недостаточно однородны и необходима еще более дробная дифференциация пород. Поскольку в вошедших в указанные группы образцах доломит встречается довольно редко, а его содержание обычно не превышает 10%, в качестве деля-

шего признака выбрана глинистость, показателем которой в данном случае выступает нерастворимый в HCl остаток породы (НОП). Последний, как известно, отражает содержание в породе не только глинистого материала, но и других некарбонатных компонентов, среди которых главным образом выступает терригенная примесь. Однако в пределах каждой из выделенных групп, судя по петрографическому анализу, содержание терригенного материала варьирует незначительно и в большинстве случаев не превышает 5%. Считая содержание терригенных компонентов величиной постоянной, можно оперировать НОП как показателем глинистости пород.

В рамках каждой группы были выделены по содержанию НОП следующие подгруппы (ПГ) пород: ПГ-1 (0–10%), ПГ-2 (10–20%), ПГ-3 (20–30%), ПГ-4 (> 30%).

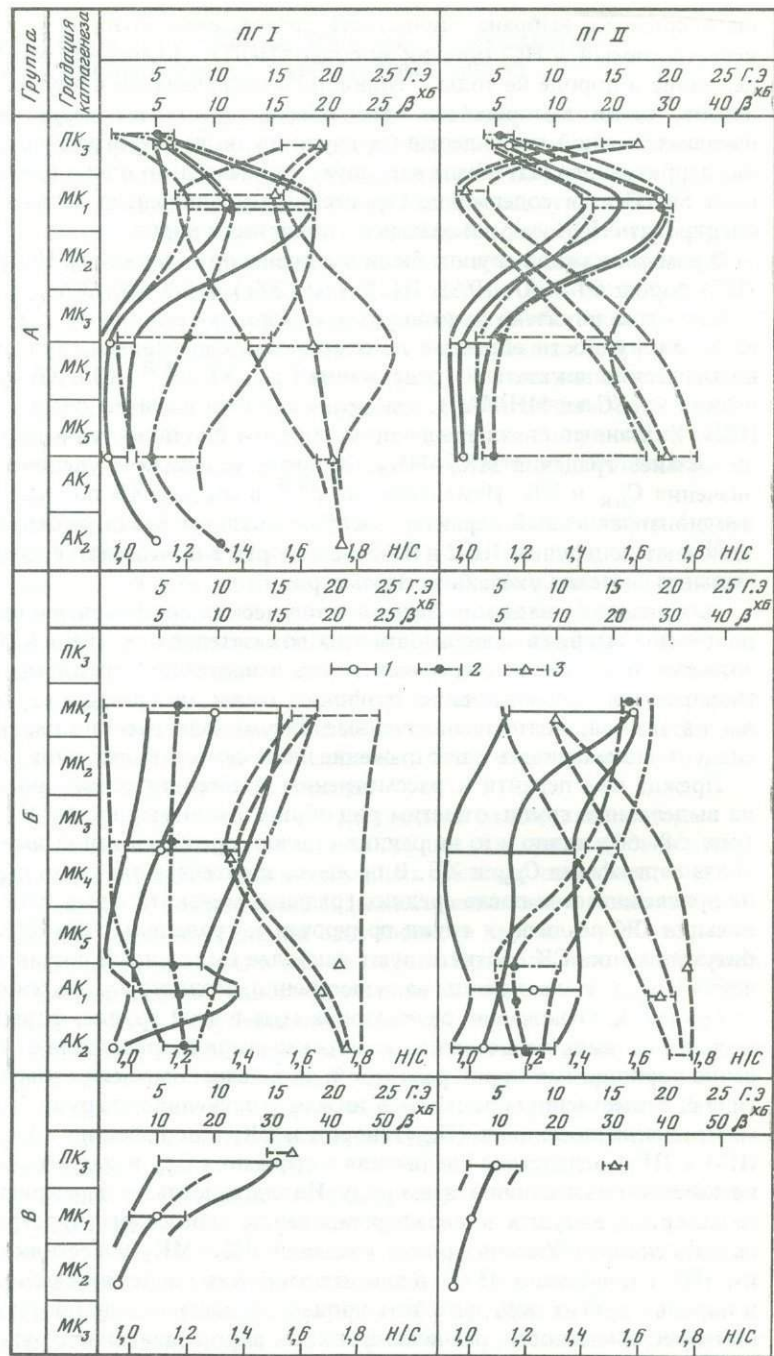
Как было показано на конкретных разрезах (см. рис. 16–23) и проанализировано на всей совокупности образцов по отдельным выделенным группам, аддитивные битуминологические показатели (содержания $S_{нк}$, ХБ, $\beta^{ХБ}$, УВ и ХБ и параметры состава последних – Н/С ат, МН/НАр), как правило, обнаруживают связь с содержанием в породе НОП. Указанные связи наилучшим образом проявляются в породах, преобразованных не сильнее градаций МК₄–МК₅. В таких условиях с увеличением НОП повышаются значения $S_{нк}$ и ХБ. Изменения же $\beta^{ХБ}$ и состава ХБ по мере повышения НОП носят неоднаправленный характер. Особую позицию среди ранжированных по НОП пород занимают подгруппы ПГ-2 и ПГ-3, на которые в большинстве случаев приходится экстремальные значения указанных параметров.

Для анализа изменения битуминологических показателей в процессе катагенеза были построены графики зависимости этих показателей от степени катагенетической преобразованности в рамках отдельных групп и подгрупп карбонатных отложений (рис. 57). Информация, приведенная на графиках, имеет дискретный характер относительно шкалы катагенеза, поэтому полученные битуминологические картины и их истолкование следует рассматривать как отражение лишь самых общих тенденций процесса.

Прежде чем перейти к рассмотрению катагенетической эволюции в рамках каждой из выделенных групп, отметим ряд общих закономерностей. Из приведенных графиков (рис. 58–60) видно, что на ранних стадиях преобразования имеет место тесная прямая связь содержания $S_{нк}$ и ХБ. В процессе катагенеза эта связь ослабевает и практически не прослеживается после средних градаций мезокатагенеза. Максимум степени битуминизации СК различных групп приурочен к градациям ПК₃–МК₃. Зоне максимальной битуминизации СК соответствуют наиболее окисленный состав ХБ и минимальные значения Н/С ат, указывающие на существенно смолисто-асфальтовую основу ХБ.

Группа А. Отложения, рассматриваемые в этой группе, формировались, как отмечалось, в условиях депрессий на мелком шельфе и представляют собой тонкое переслаивание карбонатных пород различной, но в целом высокой (обычно 10–50%) глинистости, т.е. существенную роль здесь играют отложения подгрупп 2, 3 и 4. Начальный нефтематеринский потенциал ($P_{нм}$) пород и СК, как известно [32], должен возрастать от ПГ-1 к ПГ-4 вследствие увеличения содержания $S_{нк}$ и соответственно ослабления диагенетического окисления в этом ряду. Интенсивность же перекристаллизации карбонатного микрита, ведущая к переформированию емкостного пространства, имеет обратную направленность. Уже на уровне градаций ПК₃–МК₁ известняки и глинистые известняки (ПГ-1 и частично ПГ-2) в значительной мере перекристаллизованы, в то время как в породах других подгрупп этот процесс практически не протекал (см. рис. 3). Отсюда вытекает, в частности, различие функции пород разных подгрупп в процессе нефтеобразования. ПГ-4 имеет наиболее ярко выраженные нефтематеринские свойства и выступает в качестве основного донора подвижных компонентов. ПГ-1, обладая минимальным собственным $P_{нм}$, выполняет в основном коллекторскую роль. Последнее подтверждается многочисленными находками битумов в этих породах. ПГ-2 и ПГ-3 занимают промежуточное положение и нередко содержат смешанные (смесь сингенетических и перемешанных) разности битумоидов.

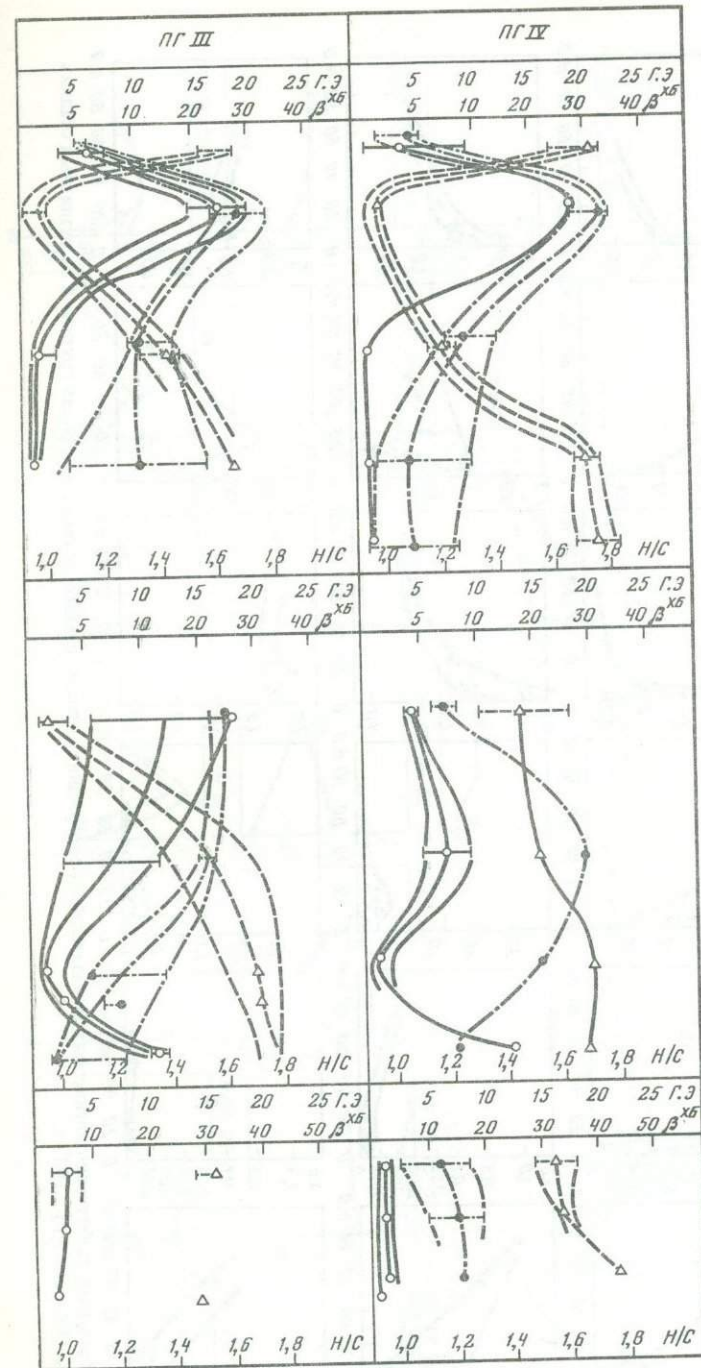
Общая направленность изменения параметров состава СК в процессе катагенеза близка для всех подгрупп (см. рис. 57). Варьируют лишь абсолютные значения и динамика



1 — $\beta^{ХБ}$; 2 — содержание ГЭ в ХБ; 3 — Н/Сат

Рис. 57. Изменение параметров ХБ в зависимости от степени катагенетической преобразованности в различных типах (группах и подгруппах) карбонатных пород (Гревцев и др., 1983 г.)

1 — $\beta^{ХБ}$; 2 — содержание ГЭ в ХБ; 3 — Н/Сат



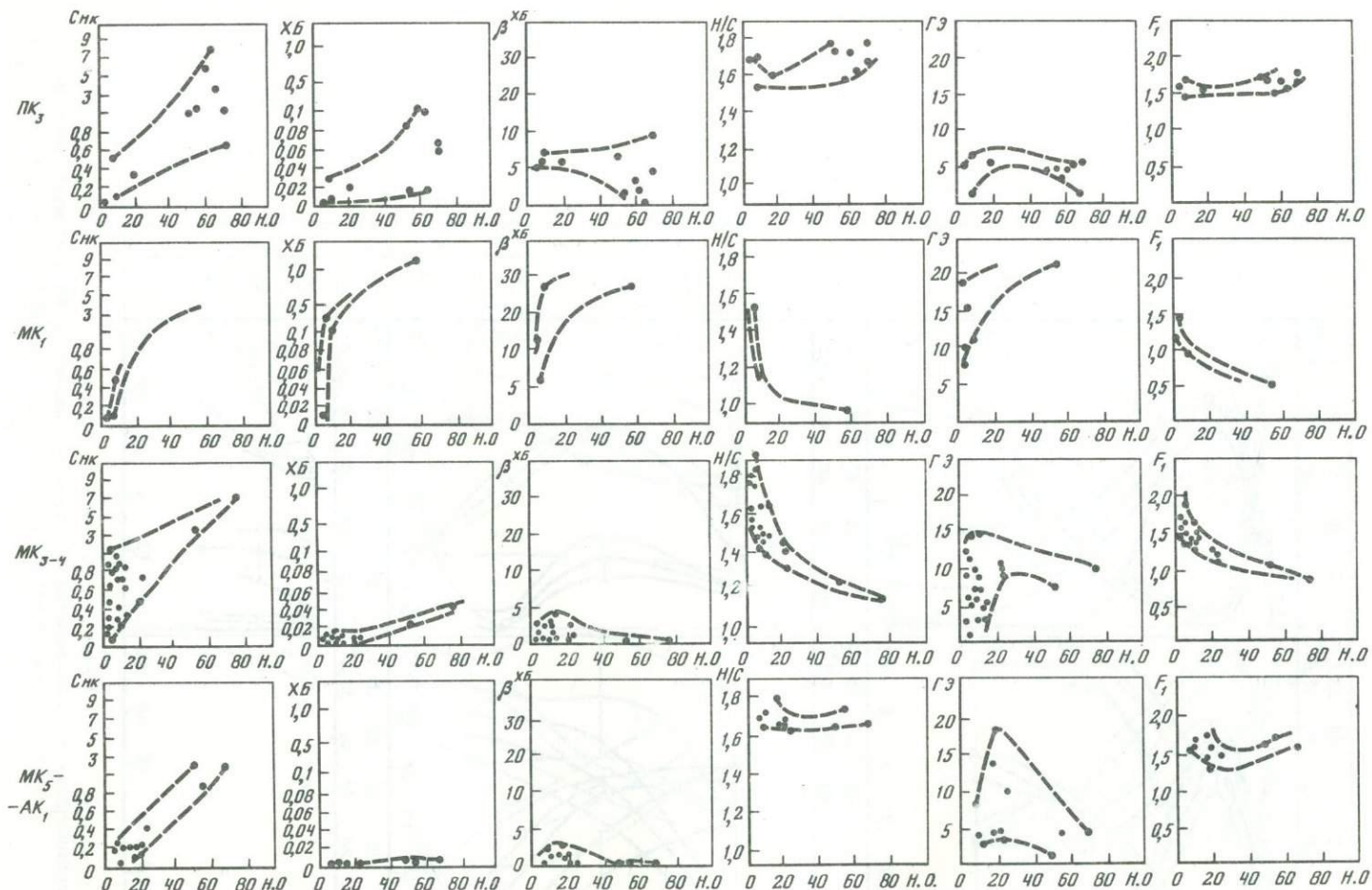


Рис. 58. Зависимость битуминологических показателей от содержания нерастворимого остатка в породах группы А на различных стадиях катагенеза (Гревцев и др., 1983 г.)

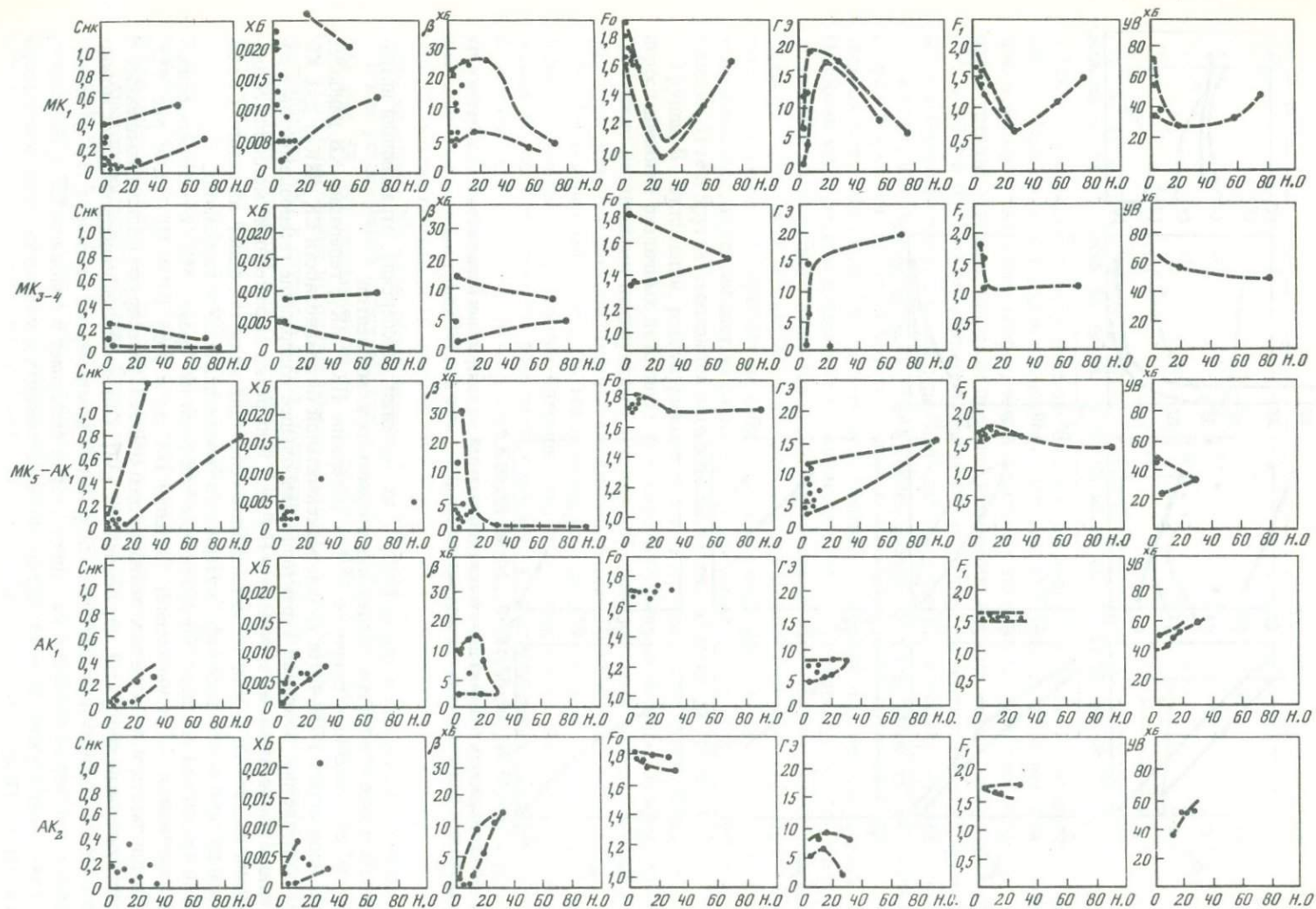


Рис. 59. Зависимость битуминологических показателей от содержания нерастворимого остатка в породах группы Б на различных стадиях катагенеза (Гревцев и др., 1983 г.)

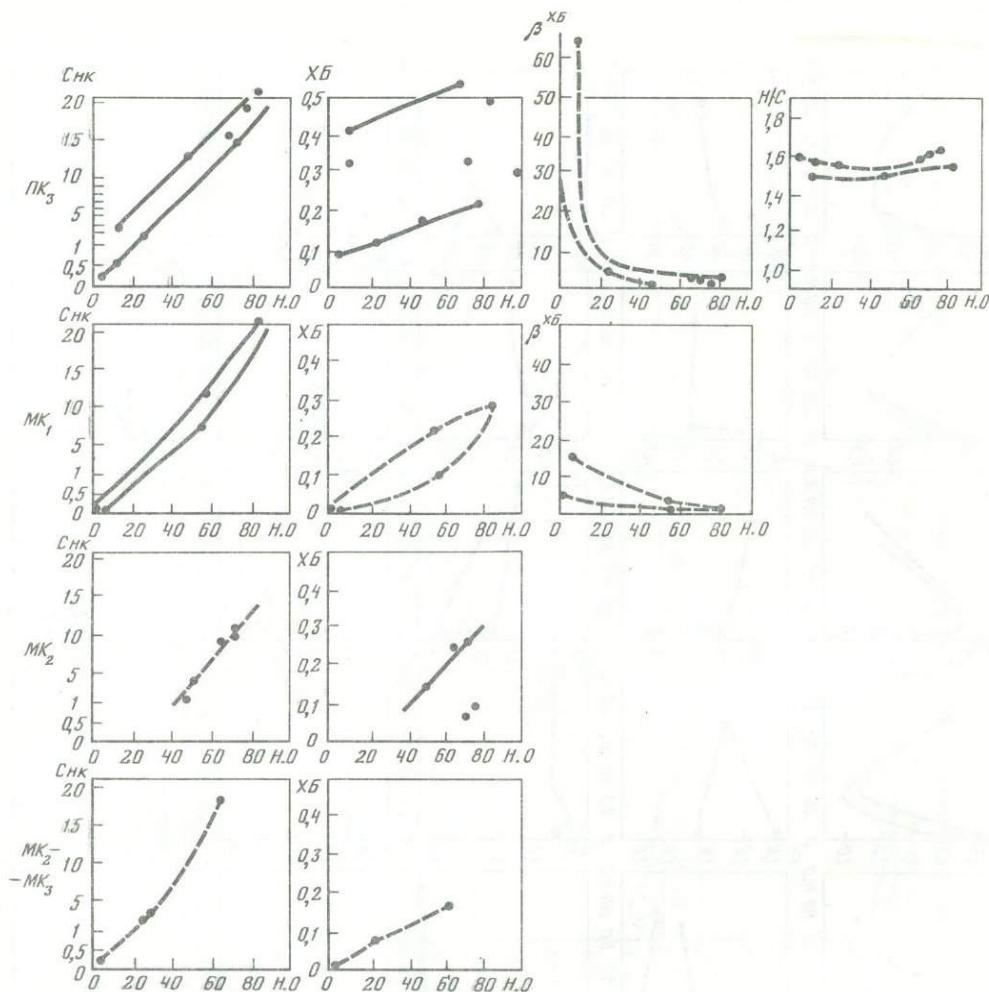


Рис. 60. Зависимость битуминологических показателей от содержания нерастворимого остатка в породах группы В на различных стадиях катагенеза (Гревцев и др., 1983 г.)

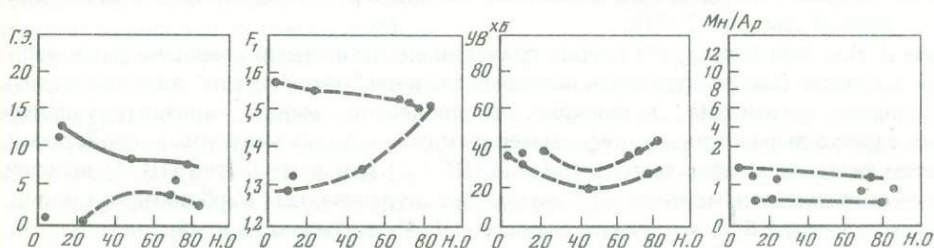
изменения параметров, а также разброс их значений (дисперсия), отражающий интенсивность процессов перераспределения подвижных компонентов.

Судя по значениям прироста $\beta^{ХБ}$ в интервале ПК₃–МК₁, генерация ХБ наиболее ярко проявилась в ПГ-4. На уровне максимальной битуминозности СК (МК₁) для ХБ всех выделяемых подгрупп характерно наибольшее содержание гетероземента в сочетании с минимальными значениями Н/С ат. Столь резко выраженный смолисто-асфальтеновый состав ХБ в зоне их интенсивной генерации является одной из главных отличительных черт реализации нефтематеринского потенциала СК в карбонатах.

При сравнении состава ХБ различных подгрупп на "срезе" МК₁ отмечается снижение содержания ГЭ и увеличение значений Н/С ат в ряду ПГ-4–ПГ-1 (см. рис. 58).

Предполагать, что более окисленные в диагенезе СК генерируют более насыщенные и восстановленные продукты, нет оснований [32]. Объяснить наблюдаемый факт можно направленной эмиграцией наиболее нейтральных компонентов от донора (ПГ-4) к коллектору, в качестве которого на данной стадии выступает в основном ПГ-1. Подтверждением может служить и рост дисперсии качественных и количественных показателей ХБ от ПГ-4 к ПГ-1.

Резкий спад битуминозности СК во всех подгруппах при переходе от градации МК₁



к $МК_{3-4}$ указывает на затухание процессов генерации и удаления битумоидных компонентов. Наибольший градиент снижения величин $\beta^{ХБ}$ присущ ПГ-4, перекристаллизация в которой выражена слабее, чем в остальных подгруппах (см. рис. 3). Более высокие средние значения, широкие пределы изменения, а также менее выраженный спад $\beta^{ХБ}$ в ПГ-2 и ПГ-3 могут свидетельствовать о затрудненности оттока из них битумоида и о преобладании процессов его перераспределения (дифференциации) внутри подгрупп.

На более высоких стадиях преобразования происходит в основном дифференциация и трансформация остаточных битумоидов. Показателем этого процесса (при незначительной битуминизации СК) являются изменения дисперсий параметров состава ХБ. Наиболее ярко перераспределение проявляется в ПГ-2-3, где интенсивность перекристаллизации карбонатного вещества достигает максимальных величин. Если сопоставить изменение дисперсий состава ХБ в катагенезе с динамикой перекристаллизации карбонатного микрита, то обращает на себя внимание синфазность обоих процессов. Зоны максимальных дисперсий состава совпадают с зонами наиболее интенсивной перекристаллизации. И те и другие смещаются вниз по шкале катагенеза в ряду ПГ-1-ПГ-4.

Группа Б. Отложения, рассматриваемые в этой группе, отличаются более грубым переслаиванием различных литотипов (т.е. перераспределение подвижных компонентов СК между различными подгруппами затруднено), пониженными содержаниями СК и, как следствие, повышенной степенью его диагенетической переработки.

Более окисленный состав СК (оксисорбосапропланктонитовый тип по [32]) приводит к смещению максимума битуминозности в область более жестких термобарических условий и снижению абсолютных количеств генерированных продуктов [32]. В отличие от группы А в ПГ-4 группы Б максимальная битуминозность отмечается на уровне $МК_{3-4}$. Масштабы генерации здесь значительно ниже, что подтверждается существенно меньшими градиентами изменения количественных и качественных параметров ХБ в зоне генерации (в данном случае $МК_1-МК_3$), отражающими степень разбавления исходного ХБ вновь образованными продуктами.

Более устойчивые в катагенезе связи $C_{НК}-ХБ$ и $НОП-ХБ$ по сравнению с группой А (см. рис. 58, 59) указывают на то, что при низких абсолютных содержаниях ХБ (меее 0,01%) последний находится преимущественно в сорбированном состоянии. Даже на грациях $АК_1$ в группе Б имеет место прямая зависимость содержания ХБ от $НОП$.

Генерация слишком малых количеств ХБ в обладающей максимальным $P_{НМ}$ ПГ-4 практически не отражается в изменении химико-битуминологических параметров ПГ-1-3, так как новообразованные продукты почти нацело сохраняются в материнской породе. Таким образом, битуминологические показатели каждой из подгрупп в значительной степени отражают характер преобразования сингенетичных СК с минимальным наложением искажающих процессов перетока подвижных компонентов.

"Облагораживание" состава битумоида, происходящее параллельно со снижением значений $\beta^{ХБ}$ в ПГ-1-3, не дает оснований полагать, что уменьшение битуминозности вызвано удалением нейтральных соединений. Более вероятной представляется дифференциация битумоидов на подвижные и полярные смолисто-асфальтеновые составляющие с последующим выводом последних из баланса растворимых форм за счет конденсации и перехода в нерастворимое состояние. Как и в одноименных подгруппах группы

А, здесь имеет место соответствие динамики перекристаллизации карбонатного микрита, с одной стороны, и градиентов изменения величины β^{XB} и параметров состава битумоида — с другой (см. рис. 3, 57).

Группа В. Как отмечалось, эта группа представлена типичными сланценосными отложениями. Строение разреза дает здесь возможность в наиболее "чистом" виде проследить процессы перераспределения подвижных компонентов между контактирующими породами с резко выраженными нефтематеринскими и коллекторскими свойствами.

С ростом катагенеза наблюдается снижение (ПГ-1-3) или постоянство (ПГ-4) величин β^{XB} , причем градиент изменения β^{XB} возрастает с увеличением карбонатности пород. Постоянство значений β^{XB} в горючих сланцах (ПГ-4) указывает на крайне незначительное по масштабам новообразование ХБ, которое едва компенсирует расход СК на образование летучих продуктов. Незначительность генерации УВ в изученном диапазоне градаций катагенеза подтверждается и данными пиролиза горючих сланцев. УВ-потенциал ($HI^П$) с катагенезом не только не снижается, но даже несколько возрастает (350—480 мг УВ/г $C_{нк}$ на градации ПК₃ и 475—540 мг УВ/г $C_{нк}$ на МК₁₋₂).

Несмотря на то что процессы новообразования ХБ в изученном диапазоне градаций не проявились, перераспределение подвижных компонентов между различными литотипами и внутри их выражено достаточно ярко и подтверждается, например, находками микро- и макробитумопроявлений как в самих горючих сланцах, так и в контактирующих с ними известняках. Как и в группах А и Б, масштабы перераспределения (судя по дисперсиям содержания и состава ХБ) возрастают при переходе от ПГ-4 к ПГ-1 (см. рис. 57, 61).

Более детально перераспределение различных по подвижности компонентов рассмотрено в оптимальных для этого условиях тонкого переслаивания горючих сланцев и коллекторов на самом раннем уровне катагенеза (ПК₃). Близость элементного и компонентного составов ХБ и особенно характера распределения n-алканов и изопренанов указывает на генетическое единство битумоидов. Высокая контрастность в абсолютных содержаниях ХБ в различных подгруппах не оставляет сомнений, что основным источником мигрантов выступают горючие сланцы. При этом, однако, возникает вопрос о причинах снижения β^{XB} в коллекторских литотипах (см. рис. 57). Первое, и естественное, объяснение связано с сохранностью мигрантов в ПГ-1—3. Впитав в себя наиболее подвижные битумоидные компоненты горючих сланцев, породы ПГ-1—3 смогли сохранить лишь самые тяжелые и наименее подвижные из них. Подтверждением высказанному может служить четкая обратная связь средней молекулярной массы n-алканов C_{15+} с величиной $C_{нк}/НОП$.

Второе, и менее очевидное, объяснение связано с самим характером преобразования СК в обогащенных $C_{нк}$ и карбонатных породах. В проведенном сравнительном анализе [72, 76] было показано, что основным фактором изменения содержания и состава ХБ в горючих сланцах и богхедах до начала градации МК₂ выступает конденсация и переход в нерастворимое состояние асфальтово-смолистой фракции, что ведет к снижению содержания ХБ и увеличению в его составе доли УВ, а среди них насыщенных.

Полученные материалы позволяют на новом фактическом материале конкретизировать и детализировать ранее отмечавшиеся специфические черты нафтидогенеза в карбонатных отложениях и более четко очертить роль и функции различных типов карбонатных пород и их ассоциаций в этом процессе.

Породы с невысоким содержанием глинистой примеси (ПГ-1) практически в любой ассоциации выполняют в основном коллекторскую функцию и накапливают в себе подвижные компоненты, эмигрировавшие из других образований с повышенным $P_{нм}$. Положение максимума битуминозности СК в этих породах определяется положением зоны наиболее интенсивной эмиграции ХБ из материнских литотипов, что хорошо иллюстрируется рис. 57.

В рамках каждой группы $P_{нм}$ возрастает с повышением глинистости (максимальные значения в ПГ-4). Реализация $P_{нм}$ в разных группах отличается как по масштабам, так и по катагенетической приуроченности ее развития. В группе А генерация ХБ наибо-

лее активно протекает в диапазоне градаций ПК₃—МК₁. В группе В этот процесс растягивается вплоть до рубежа градации МК₃₋₄. В куонамском горизонте генерация практически не начинается до градации МК₂.

Перемещение битумоидных компонентов в рамках каждой из групп (эмиграция из материнских в коллекторские литотипы) протекает с самых ранних этапов преобразования и, как правило, завершается до начала градации МК₄. Масштабы эмиграции контролируются присутствием в ассоциации прослоев с резко выраженными нефтематеринскими свойствами, степенью зрелости СК и типом переслаивания. Интенсивность и положение в разрезе зоны наиболее активного перераспределения битуминозных компонентов определяются также интенсивностью перекристаллизации карбонатного микрита в различных литотипах.

Особая роль в процессе нефтеобразования в карбонатных толщах принадлежит породам с содержанием НОП 10—30% (ПГ-2, ПГ-3), которые на уровне МК₃—АК₁ отличаются от других отложений повышенной битуминозностью. Вероятно, именно эти образования ответственны за отмечавшиеся эффекты "сглаживания" ГФН, смещения ее в зону более жестких термобарических условий, растяжения процесса эмиграции во времени и в пространстве и смещения его на более поздние градации катагенеза по сравнению с таковыми в глинистых [41]. Эти породы практически не претерпевают перестройки минеральной матрицы до градации МК₃—МК₄, и только на этом рубеже происходит существенное усиление процесса перекристаллизации карбонатного вещества и связанного с ним перераспределения СК, что наглядно отражается в увеличении дисперсии параметров состава ХБ. Кроме того, существенное влияние на перечисленные эффекты оказывает и специфический тип СК карбонатных пород (оксисорбопланктонитовый), отличающийся повышенной диагенетической окисленностью [32]. Это также способствует смещению процессов генерации и перераспределения битуминозных компонентов в область больших глубин.

Карбонатные формации слагаются обычно разными по литофациальной принадлежности толщами, которым, как известно [11, 12] и как следует из приведенных выше материалов, присущи существенные отличия в протекании процесса нефтидогенеза. Даже в рамках близких по условиям образования групп карбонатных отложений каждому литотипу присущи специфические черты эволюции СК и функции в процессе нефтеобразования. Различия в количественном сочетании и типах переслаивания разных карбонатных пород порождают многообразие битуминологических картин, отмечаемых в карбонатных толщах. Этим же могут объясняться и такие особенности карбонатных отложений, как "растягивание во времени... высокая степень дискретности... и незакономерность" процесса реализации нефтематеринского потенциала, отмечавшиеся В.В. Ивановым [41].

К УТОЧНЕНИЮ МЕХАНИЗМА ПРОЦЕССОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И ТЕОРИИ РАСЧЕТОВ МАСШТАБОВ ГЕНЕРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Приведенные в предыдущих разделах настоящей главы материалы позволяют обсудить три общетеоретических вопроса: 1) о факторах, определяющих специфику нефтеобразования в карбонатных отложениях; 2) об общей последовательности и механизме генерации УВ различных структурных типов и различной молекулярной массы в глинистых породах; 3) о необходимости и путях совершенствования существующих методов оценок объемов нефте- и газообразования.

Начнем с первого из них. Многие исследователи карбонатных пород (Т.К. Баженова, В.В. Вебер, Г.М. Гехман, Н.Г. Жузе, З.А. Мишунина, Е.В. Оуэн, Н.М. Страхов, В.Б. Татарский, Дж.М. Хант, Э.В. Хант, Э.В. Чайковская и др.), так или иначе подчеркивая специфику протекающих в них процессов генерации УВ, неразрывно связывали ее с физико-химическими особенностями среды. В свое время вопрос об особенностях нефтеобразования в карбонатах специально рассматривался как с общетеоретических позиций [49], так и на основе расчетов интенсивностей генерации и эмиграции битумоидов по конкретным объектам [76]. При этом речь шла о карбонатных отложениях в целом

и об их отличиях с точки зрения процесса нефтеобразования от кластических (в основном глинистых) пород.

Вряд ли на имеющемся фактическом материале можно предпринимать попытку рассмотреть особенности нефтеобразования в карбонатных отложениях в полном объеме. Основной вопрос, решение которого поставлено здесь в качестве задачи, состоит в уяснении роли фактора минеральной среды в процессе катагенетического преобразования СК.

Можно полагать, что разнотипные по минеральному составу породы, по-разному изменяющиеся в литогенезе [74], не могут не различаться характером и интенсивностью воздействия на заключенные в них СК. Сравнительное изучение изменения элементного состава НОВ карбонатных и глинистых пород с глубиной, выполненное А.Э. Конторовичем [94], показало, что до градаций $МК_2$ — $МК_3$ темпы снижения содержания водорода в НОВ карбонатов ниже, чем в глинистых, т.е. доля УВ в продуктах преобразования карбонатных пород меньше. Специальный анализ особенностей катагенетического изменения НОВ в кластических породах, различающихся содержанием СК, позволил установить, что направление пути эволюции НОВ на диаграмме Лейфмана—Вассоевича на ранних этапах катагенеза определяется не только и не столько типом СК, сколько содержанием последних в породе.

По мере снижения содержания СК все большую роль в составе продуктов играют УВ. Если в богхедах состав летучих представлен практически только двуокисью углерода, то для СК, рассеянных в околоокларковых концентрациях, доля УВ в составе продуктов достигает 30—50%. Промежуточные по обогащенности СК типы глинистых пород занимают и соответствующие по составу продуктов положения. Что касается рассеянных СК карбонатов, то оказалось, что их эволюция протекает по пути, характерному для обогащенных $S_{нк}$ глинистых пород. Указанные различия проявляются лишь до уровня градации катагенеза $МК_2$, после которого независимо от типа СК, их содержания в породе и состава последней преобразование НОВ протекает однонаправленно [72—76, 188].

В результате выполненного анализа было сделано заключение о том, что зона активного воздействия фактора минеральной среды ограничена "снизу" градацией $МК_2$ и дальнейшая эволюция СК протекает единообразно и под действием общего для всех объектов фактора — температуры. Выполненные лабораторные исследования по оценке активности глинистых пород и ее изменения в катагенезе [74, 158, 176, 179] в целом подтвердили правомерность сделанного заключения (см. также гл. 1). Поскольку степень влияния карбонатной матрицы на СК существенно ниже, чем глинистой, особое значение приобретают процессы сложной и многофазной перекристаллизации карбонатов и связанные с ними явления.

Действительно, эволюция СК карбонатных пород теснейшим образом связана с изменением структуры минеральной матрицы, и в первую очередь, с развитием наиболее универсального для карбонатов процесса их перекристаллизации. Последняя ведет, как особенно хорошо видно при изучении пород под микроскопом, к отжатию в межзерновое пространство глинисто-органической смеси и ее дифференциации на глинистую и органическую составляющие. Это явление, ведущее к выделению в самостоятельную фазу (гомогенизации) СК, было названо эффектом квазиконцентрации СК [38, 73]. При определенном соотношении скоростей перекристаллизации, которые, как было установлено [39, 57], неодинаковы в разных типах карбонатных пород (см. рис. 3), и нарастания температурного воздействия указанный эффект может приводить к тому, что в "термокаталитической" зоне эволюция СК карбонатных пород пойдет по пути, характерному для концентрированных разностей, который заметно отличается от пути эволюции рассеянных СК [76, 189].

Таким образом, совместный анализ литогенетических превращений карбонатов и характера преобразования разноконцентрированных СК приводит к несколько неожиданному результату. Роль и влияние карбонатов в процессе преобразования СК заключаются не столько в их собственной недостаточной каталитической активности, сколько

в разрушении изначальной глинисто-органической ассоциации. При этом квазиконцентрированные СК лишаются воздействия не только активной глинистой компоненты, но даже в значительной степени и малоактивной карбонатной среды.

Привлечение явления квазиконцентрации СК к интерпретации битуминологических данных по карбонатным толщам может пролить свет также на целый ряд ранее неоднозначно интерпретируемых фактов. Так, это явление, помимо локализации глинистой и органической массы, сопровождается дифференциацией СК по подвижности отдельных компонентов и их избирательным накоплением в пределах определенных литотипов. Это делает понятными факты сонахождения разных типов битумов в пределах единой толщи (а иногда и слоя) — присутствие твердых битумов в карбонатных породах невысокой степени катагенетической преобразованности, с одной стороны, и относительную обогащенность карбонатных пород битуминозными компонентами, в частности УВ, — с другой. Все эти факты могут рассматриваться как следствие интенсивной "физической" дифференциации СК в карбонатных породах, которая в отличие от глинистых пород затрагивает и мало- или неподвижные сами по себе компоненты СК.

Обратимся теперь ко второму вопросу. Выше на примере глинистых пород майницкой свиты Анадырского бассейна было продемонстрировано (см. рис. 54) последовательное смещение вниз по разрезу максимумов содержания в СК все менее полярных (более простых) растворимых компонентов — от спиртобензольного битумоида до насыщенных УВ. Максимум величин β представляет собой определенное равновесие между процессами образования и расходования каждой из групп. Расход может быть реализован в виде оттока (эмиграции) или деструкции или сочетанием обоих процессов. Однако для рассматриваемого случая предположение о том, что более полярные компоненты покидают материнские отложения раньше, чем нейтральные, очевидно, неприемлемо. Единственным реальным объяснением может выступать только допущение о существовании последовательности, во-первых, в образовании отдельных групп соединений, а во-вторых, в их деструкции с образованием, с одной стороны, более простых, а с другой — переходящих в нерастворимое состояние остаточных, обогащенных ГЭ полярных соединений. Естественно, нельзя отрицать вклада в наблюдаемые изменения и эмиграции, однако заметно она может проявиться лишь в зоне ниже максимума $\beta^{\text{МН}}$ (см. рис. 43).

Это положение подкрепляется и на других примерах изученных кайнозойских бассейнов Северо-Восточной Азии. Во многих из них, как указывалось выше, наблюдается картина снижения величин отношения насыщенных и ненасыщенных УВ на начальном этапе интенсификации генерации УВ C_{15+} . Ниже по разрезу, там, где коэффициент $\beta^{\text{УВ}}$ начинает снижаться (как трактовалось [94, 116], за счет эмиграции), значение МН/НАр еще возрастает (см. рис. 44, 45, 48). Проведенное ранее обобщение аналогичных материалов по бассейнам других регионов [77] показало, что описанная закономерность изменения группового состава УВ C_{15+} с глубиной является достаточно общей. Если принимать, что насыщенные УВ обладают большей миграционной способностью и эвакуируются из материнской толщи в первую очередь и в больших количествах по сравнению с более полярным нафтеново-ароматическими УВ, то наблюдаемый эффект возрастания значений МН/НАр во время снижения $\beta^{\text{УВ}}$ может объясняться только допущением неприемлемо высоких масштабов генерации насыщенных УВ в данной зоне — настолько высоких, что они обеспечивают и необходимое соотношение насыщенных и нафтеново-ароматических УВ в эмигрирующей смеси (где насыщенные, судя по составу нефтей, должны существенно преобладать), и наблюдаемое увеличение значений МН/НАр в остаточных битумоидах. Очевидно, что традиционный "миграционный" механизм, опирающийся на количественную сторону процесса, не согласуется с наблюдаемым изменением группового состава УВ C_{15+} .

Определенная последовательность образования соединений различной структуры намечается и внутри насыщенных УВ. Изучая изменение состава УВ неогеновых отложений бассейнов Лос-Анжелес и Вентура, Дж. Филиппи [199] показал, что с увеличением содержания УВ с глубиной происходит сначала снижение значений нафтенового коэффи-

Таблица 7

Расчет коэффициента нечетности генерируемых n-алканов в глинистых породах верхнеэоцено-олигоценых отложений Анадырского бассейна

| Глубина, м | $\beta_{\text{исх}}^{\text{МН}}$ | $K_{\text{нч}}$ | |
|------------|----------------------------------|-----------------|-------------------|
| | | фактический | продукт генерации |
| 600 | 0,34 | 2,55 | |
| 800 | 0,47 | 2,30 | 1,65 |
| 1000 | 0,79 | 1,95 | 1,43 |
| 1200 | 1,44 | 1,70 | 1,39 |
| 1400 | 2,16 | 1,47 | 1,01 |
| 1600 | 3,07 | 1,30 | 0,89 |

циента³, а затем их возрастание. Аналогичный результат был получен нами [77] при обработке первичных данных П. Альбрехта с соавторами [159] по верхнемеловым отложениям бассейна Дуала.

Если при анализе n-алканов взять за основу отношение $(C_{16}-C_{22})/(C_{23}-C_{29})$ — алкановый коэффициент, аналогичный по смыслу нефтеновому коэффициенту Дж. Филиппи, то его изменение с глубиной протекает, как правило, сходным образом [77]: сначала его значения снижаются (реже остаются неизменными), а затем начинают возрастать. Однако важно то, что минимум (или начало резкого возрастания) на кривой изменения алканового коэффициента приурочен к более глубоким горизонтам, чем минимум на кривой изменения нефтенового коэффициента.

В целом для УВ минимум отношения насыщенных УВ к нефтеново-ароматическим приурочен к меньшим глубинам, чем уровень минимальных значений нефтенового коэффициента, который, в свою очередь, находится выше уровня минимальных значений (или начала резкого возрастания) алканового коэффициента.

В содержательном плане рассмотренное поведение всех указанных коэффициентов означает, что, во-первых, практически повсеместно выдерживается строгая последовательность генерации УВ определенного состава (нафтеново-ароматических—нафтеновых—парафиновых). Это хорошо согласуется и с наблюдаемой зональностью образования низкокипящих УВ различной структуры. Сверху вниз по изученным разрезам уверенно выделяются зоны, отвечающие преобладанию внутри фракции C_7 ароматических, нафтеновых и парафиновых УВ. Во-вторых, процесс новообразования УВ на начальном этапе сопровождается отщеплением "тяжелых" сложных структурных фрагментов макромолекулы керогена или асфальто-смолистых компонентов, и постепенно в ходе дальнейшего развития образуются все более простые структуры. Таким образом, правомерно говорить о стадийности образования определенных структурных групп битумоида и УВ, на которую накладывается более общая тенденция снижения средней молекулярной массы. Последнее подтверждается также смещением с глубиной центра распределения n-алканов C_{15+} в низкомолекулярную область, локализацией максимума содержания УВ C_{15-} ниже соответствующего максимума УВ C_{15+} (см. рис. 56), характером изменения фракционного состава легких УВ C_{15-} в зоне нефтеобразования (см. рис. 46, 49).

Существование единой направленности изменения с глубиной качественного состава ХБ, УВ и ММР последних может быть следствием двух взаимосвязанных процессов. Первый — это разбавление уже присутствующих в породе (унаследованных) битумоидов и УВ новообразованными. Второй — автономное деструктивное преобразование битумоидных компонентов, включая УВ, протекающее наряду с первым процессом.

³ Нефтеный коэффициент Дж. Филиппи представляет собой отношение нафтенов с 1 и 2 кольцами в молекуле к сумме 3-, 4- и 5-кольчатых.

Определенную ясность в этот вопрос вносит анализ изменений, отражающихся в таком параметре, как коэффициент нечетности n -алканов ($K_{нч}$). При решении этой задачи мы исходили из того, что если изменение состава УВ является следствием только разбавления унаследованных УВ новообразованными, то должна существовать определенная соразмерность между изменением состава УВ ($K_{нч}$ n -алканов) и масштабами их образования.

На большом фактическом материале уже давно была показана обратная связь величины $K_{нч}$ с содержанием УВ в СК ($\beta^{УВ}$) [162, 167]. В настоящее время принято считать, что снижение $K_{нч}$ n -алканов с глубиной определяется разбавлением унаследованных от живого вещества алканов (среди которых нечетные преобладают) новообразованными, где их распределение по четности ровное⁴. Используя данные о масштабах деструкции СК в палеогеновых отложениях Анадырского бассейна, которые позволяют учесть "остаточное" накопление УВ за счет расхода массы СК на генерацию летучих продуктов, по уравнению материального баланса

$$K_{нч}^{ген} = \frac{M_{исх} K_{нч}^{исх} - M_{кон} K_{нч}^{кон}}{M_{исх} - M_{кон}},$$

где $K_{нч}^{исх}$, $K_{нч}^{кон}$, $K_{нч}^{ген}$ — коэффициенты нечетности распределения n -алканов в начале и в конце рассматриваемого интервала и в новообразованных алканах; $M_{исх}$ и $M_{кон}$ — содержание алканов на начальном и конечном уровнях, были рассчитаны коэффициенты нечетности генерируемых алканов для 200 м интервалов глубин. Расчеты произведены только для диапазона 0,6–1,6 км, где при использовании существующих методов оценки динамики процессов генерации и эмиграции [94, 116] процессы новообразования УВ существенно превалируют над их эмиграцией из материнских пород (см. рис. 43). Значения $\beta^{МН}$ пересчитаны на исходную массу СК (глубина 0,5 км). Исходные данные и результаты расчетов сведены в табл. 7.

В интервале 0,6–1,4 км значения $K_{нч}$ алканов снизились от 2,55 до 1,47. При этом рассчитанные значения $K_{нч}$ для новообразующихся алканов, которые обеспечивают наблюдаемые снижения $K_{нч}$, уменьшаются от 1,65 до 1,01. При дальнейшем погружении вмещающих пород для обеспечения наблюдаемого снижения $K_{нч}$ (до 1,3) должны образовываться n -алканы, в распределении которых уже преобладают четные ($K_{нч} = 0,89$), однако с генетической точки зрения оправдана только генерация алканов с $K_{нч}$, большим или равным единице⁵.

Поскольку рассчитанные масштабы образования насыщенных УВ не в состоянии обеспечить наблюдаемое снижение $K_{нч}$ алканов, можно предположить, что рассчитанные масштабы генерации алканов занижены — при больших количествах новообразованных алканов система может сбалансироваться. Для рассматриваемого случая при допущении, что в интервале 1,4–1,6 км образуются алканы с $K_{нч} = 1,00$, необходимо (по тому же уравнению материального баланса), чтобы количество новообразованных алканов было не 0,91% на массу исходного ОВ, а 1,22%, т.е. содержание насыщенных УВ на уровне 1,6 км должно составлять не 3,07, а 3,38%. Эта цифра в целом приемлема и возражений не вызывает. Однако вниз по разрезу интенсивность генерации УВ снижается, а значения $K_{нч}$ продолжают снижаться и приходят к 1,00. Расчеты в то же время показывают, что для снижения $K_{нч}$ от 1,3 до 1,0 необходимо "бесконечное" разбавление содрержавшихся в породе n -алканов новообразованными.

Если сравнить изменение коэффициентов нечетности в разрезах неогеновых и палеогеновых отложений Анадырского бассейна, различающихся как исходными значениями

⁴ Это допущение общепризнано. Так, Б. Тиссо и Д. Вельте в своей монографии [144, с. 361] пишут: "Нечетные n -алканы биогенного происхождения постепенно разбавляются n -алканами без преобладания нечетных или четных гомологов, генерированных при катагенезе из керогена".

⁵ Мы не затрагиваем здесь специфических случаев, характерных для некоторых карбонатных отложений, где в распределении n -алканов преобладают четные гомологи.

ми K_{HCH} (4,6–5,0 и 2,55 соответственно), так и масштабами новообразования (значения β^{UV} на уровне максимальных значений составляют 3,9 и 6,3% соответственно), то очевидно, что достижение в первом из них значений $K_{HCH} = 1,0 \div 1,1$ (на уровне градации начала МК₃) только за счет разбавления унаследованных УВ новообразованными еще менее возможно, чем в разобранном случае палеогеновых отложений.

Выполненные по аналогичной методике расчеты по соотношению возрастания содержания УВ в СК снижению K_{HCH} для ряда других бассейнов мира показали [77], что в различных объектах снижение K_{HCH} примерно соответствует возрастанию количества насыщенных УВ лишь до определенного предела. Ниже этого рубежа (как правило, это уровень градации МК₂) снижение K_{HCH} уже не может быть обеспечено наблюдаемым возрастанием содержания (т.е. количествами новообразующихся) насыщенных УВ.

То, что снижение K_{HCH} обуславливается, помимо разбавления исходных биогенных н-алканов новообразованными, каким-то другим механизмом, подтверждается косвенно и данными моделирования. Так, при термоллизе образца сланца в опытах Д.Х. Вельте [25] содержание УВ возрастает от 1,3 до 15%, т.е. в 11,5 раза. K_{HCH} при этом снижается от 4,2 до 1,0. Нетрудно показать, что разбавление исходных алканов с $K_{HCH} = 4,2$ н-алканами с $K_{HCH} = 1$ в 11,5 раза приведет к снижению K_{HCH} лишь до 1,26.

Рассмотренное изменение состава битумоидов и анализ изменения величин K_{HCH} н-алканов указывают, что не только НОВ и асфальтово-смолистые битумоидные компоненты, но и наиболее стабильные насыщенные УВ подвержены деструктивным и/или изомеризационным превращениям по достижении условий градации катагенеза МК₂. В пользу такого вывода свидетельствуют также материалы по характеру изменения коэффициентов β^{XB} и β^{UV} C_{15+} по разрезам мощных (1,5–2,5 км) глинистых толщ майницкой и юнайской свит олигоценового возраста, развитых соответственно в Анадырском и Хатырском бассейнах (см. рис. 45, 48). В обоих случаях наблюдается вполне закономерная картина. Несмотря на неблагоприятные условия эмиграции (отсутствие прослоев пластов-коллекторов), на глубинах свыше 2 км происходит направленное снижение степени битуминозности ОВ и содержания в последнем УВ. Если принять, что снижение содержания ХВ и УВ обусловлено исключительно оттоком подвижных компонентов, как это обычно трактуется, то по принятым методикам оценки количества эмигрировавших веществ [93, 94] к концу градации МК₃ интегральный коэффициент эмиграции составит около 80% (см. рис. 43). Однако приведенные факты и цифры, во-первых, противоречат известному тезису о затрудненной эмиграции УВ из мощных глинистых толщ [21, 94] и, во-вторых, никак не подтверждаются результатами сопоставления реальных геологических запасов УВ и рассчитанных по коэффициенту эмиграции для Анадырского бассейна, даже если брать минимальные значения (1% по [94]) коэффициента аккумуляции. В то же время приведенные факты могут подчеркивать реальность рассмотренного процесса постепенного и непрерывного облегчения продуктов преобразования СК, которые непрерывно выводятся из состава традиционно изучаемой фракции ХВ и УВ C_{15+} . Как и эмиграция, которая, несомненно, имеет место, это явление приводит к снижению количества экстрагируемых веществ и их "покислению".

Рассмотренные материалы подтверждают и детализируют представления о стадийности процесса прогрессивного нафтидогенеза, причем эта стадийность, как выясняется, отличается значительной сложностью. ГФН, являющаяся, по существу, одной из стадий этого общего прерывисто-непрерывного процесса, может расчленяться, в свою очередь, на ряд подфаз и более мелких подразделений в зависимости от целей и возможностей исследователя.

На данном этапе познания, видимо, можно говорить о трех типах стадийности проявления ГФН. С точки зрения выделяющих этот процесс факторов в первом типе выделяются две подстадии. Первая охватывает прото- и начальный мезокатагенез и характеризуется активным влиянием минеральной среды на эволюцию СК. Общая направленность преобразования последнего определяется в каждом конкретном случае различной интенсивностью термokatалитического воздействия. Вторая подстадия, включаю-

Рис. 61. Принципиальная схема последовательности генерации углеводородных и углеводородистых продуктов преобразования СК в катагенезе

ГФН — главная фаза нефтеобразования;
ГФГ — главная фаза газообразования

щая средний мезокатагенез, когда ГФН начинает затухать, отличается направленным и постепенным изменением состава СК, что может быть связано с решающим влиянием одного фактора — скорее всего, температурного.

Второй тип (или уровень) стадийности обусловлен последовательным образованием и распадом определенных химических групп и классов соединений. На предлагаемой схеме (рис. 61) показано, например, что фазу генерации УВ, содержащих более 15 атомов углерода (C_{15+}), можно расчленить по меньшей мере на три подфазы, отвечающие максимумам в образовании трех основных классов УВ — аренов, нафтенов и алканов. Аналогичные подфазы выделяются и по составу низкокипящих УВ. Границы зон проявления одноименных подфаз в УВ C_{15+} и в низкокипящих УВ не совпадают.

Стадийность образования все более легких по ММР соединений (третий тип) проявляется в виде описанной тенденции изменения подвижных УВ (C_{15+}) продуктов трансформации СК. Исходя из нее, можно было полагать, что легкие УВ (C_5-C_{15}), составляющие основу бензиновых и керосиновых фракций нефти, наиболее интенсивно образуются несколько позднее (ниже по разрезу), чем УВ C_{15+} фиксируемые традиционными методами анализа [77]. Полученные фактические данные по изменению содержания легких УВ C_{15-} и их фракционного состава в ряде изученных объектов хорошо вписываются в принципиальную схему стадийности образования УВ различного ММР.

В данной схеме зона наибольшего развития метанообразования является логическим завершением общего процесса генерации УВ и с учетом положения в пространстве зон максимальной генерации жирных газов и УВ C_5-C_{15} вряд ли имеет резко обособленное положение на схеме прогрессивного нафтидогенеза.

Таким образом, рассмотренные данные показывают, что модель, описывающая изменение содержаний ХБ и УВ с глубиной как конкуренцию только процессов их генерации и эмиграции из материнских отложений, не учитывает этого третьего достаточно сильного фактора — процесса преобразования (деструкции) битумоидных и углеводородных компонентов, которые являются самостоятельным промежуточным источником все более легких и простых УВ. Практически следствием признания такого положения должен встать вопрос о необходимости уточнения существующих подходов к оценке прогнозных запасов УВ "сверху" в рамках объемно-генетического метода. Последний требует корректировки и по другим соображениям.

Одной из главнейших задач региональной нефтегазовой геохимии является, как известно, оценка прогнозных ресурсов УВ на начальных этапах освоения новых регионов. Развиваемые в СССР геохимические подходы к решению этой задачи опираются либо на растворимую фракцию (ХБ и УВ C_{15+}) [93, 116], либо на теоретические расчеты масштабов газообразования по элементному составу НОВ [146, 121], либо на то и дру-

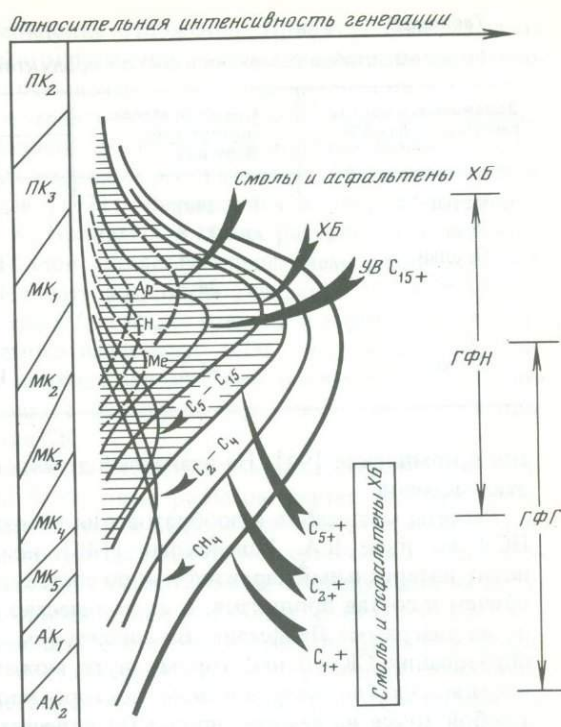


Таблица 8

Расчет масштабов генерации и состава продуктов преобразования НОВ

| Задаваемый состав генерируемых УВ | Средняя масса продуктов, % от исх. | Состав, масс. % | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|
| | | УВ | CO ₂ | H ₂ O |
| Метан | 29,0 | 6,2 | 10,4 | 12,4 |
| Этан | 31,8 | 8,7 | 10,45 | 12,6 |
| Пропан | 33,4 | 10,2 | 10,5 | 12,65 |
| Бутан | 34,3 | 11,0 | 10,55 | 12,7 |
| ⋮ | ⋮ | ⋮ | ⋮ | ⋮ |
| Декан | 41,2 | 17,2 | 10,85 | 13,1 |

гое в комплексе [94]. Не вдаваясь в детали, отметим лишь принципиальные недостатки этих методов.

Расчеты масштабов газообразования по изменению в катагенезе элементного состава НОВ по пути В.А. Успенского [146] не дают однозначного решения. Последнее носит интервальный характер как по составу, так и по количеству продуктов генерации, причем и состав продуктов, и их количество взаимосвязаны. Это особенно хорошо видно на диаграмме Лейфмана—Вассоевича (см. рис. 4), на которой состав продуктов преобразования СК по некоторому пути может иметь множество значений, лежащих на противоположно направленном векторе продукта. Продукту определенного состава (любой точке на векторе продукта) отвечает и вполне определенная масса продуктов.

Трактовка понятия "состав продуктов" в балансовых расчетах обсуждаемого типа охватывает, во-первых, набор компонентов, а во вторых, их количественное соотношение. Набор компонентов задается из тех или иных соображений исследователем. Например, В.А. Успенский принимал, что при катагенезе углей основная масса продуктов представлена системой $\text{CH}_4 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{H}_2\text{S} - \text{NH}_3$ [146]. Для СК сапропелевого (II по Б. Тиссо) типа Е.А. Рогозина, опираясь на экспериментальные данные, проводила расчеты для системы $\text{C}_3\text{H}_8 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{H}_2\text{S} - \text{NH}_3$ [30].

Как влияет выбор той или иной системы на рассчитываемые масштабы газообразования, видно из приводимой табл. 8. Исходными для расчетов послужили одни и те же данные по изменению элементного состава НОВ верхнеэоцен-олигоценых отложений Анадырского бассейна (см. табл. 6, рис. 42).

Несмотря на то что набор компонентов продуктов уже определен исследователем, получаемое решение все равно носит интервальный характер, что вынуждает брать некоторое среднее значение потери массы СК. Все это приводит к тому, что определяемые масштабы генерации наиболее важных УВ-компонентов варьируют в пределах, исключающих необходимую точность.

В последнее время А.А. Ивлевым разработан метод расчета масштабов образования газовых ($\text{C}_2 - \text{C}_4$), легких ($\text{C}_5 - \text{C}_{15}$) и тяжелых ($\text{C}_{16} - \text{C}_{30}$) УВ [79]. В основе расчетов наряду с элементным составом НОВ лежат данные по изменению содержания в НОВ кислородсодержащих функциональных групп. Хотя этот прием позволяет получать на выходе однозначное решение, по-прежнему необходимо вводить в исходные данные соотношения различных температурных фракций УВ, а также долю смолисто-асфальтовых компонентов в эмигрирующей из материнских отложений смеси.

Основным недостатком оценки динамики и масштабов нефтеобразования по величинам $\beta^{\text{ХВ}}$ [93] или элементному составу ХВ [116] выступает исходный постулат о том, что изменение этих параметров с глубиной определяется двумя конкурирующими процессами — генерацией и эмиграцией ХВ. Другая немаловажная, судя по направленности изменения состава ХВ и УВ, а также ММР последних, статья расхода битумоидных компонентов — их деструкция — не учитывается. Это неизбежно приводит к завыше-

нию количеств нефти, покинувшей материнские отложения. Принятая система учета легких УВ путем умножения массы эмигрировавших битумоидов на поправочный коэффициент [94] только усугубляет положение, еще более завышая оценку.

Второе направление в развитии объемно-генетического метода, развиваемое за рубежом [168, 185, 206], основывается на данных лабораторного моделирования и позволяет более строго оценить количественную сторону преобразования СК. Особенно привлекательно выглядит разработка Р. Пеле [197], опирающаяся на широкодоступные данные пиролитического исследования СК. Принимая в своих расчетах, что снижение величины водородного индекса с глубиной является следствием реализации СК своего УВ-потенциала, он предлагает оценивать масштабы генерации УВ по формуле $[1200(HI_K - HI_0) : [HI_0(1200 - HI_K)]]$, где HI_0 и HI_K — средние значения водородного импульса в начале и конце рассматриваемого интервала; 1200 — максимальное количество УВ на 1 г $C_{н.к.}$. Недостаток этого подхода связан с невозможностью учесть при моделировании все многообразие природных факторов, определяющих состав продуктов на различных этапах преобразования СК.

Представляется, что наиболее плодотворным может оказаться сочетание двух существующих ныне направлений развития балансовых расчетов нефтегазообразования. При их соединении сложность задачи заключается в выборе комплекса исходных данных, с одной стороны отображающих геолого-геохимическую конкретность исследуемого объекта, а с другой — не требующих сложных аналитических процедур для их получения. Один из вариантов этого подхода, опирающийся на данные об изменении в катагенезе элементного состава НОВ и его пиролитических характеристик, был проанализирован с теоретических позиций [158]. Составленная система уравнений позволила, не делая никаких допущений, однозначно определить состав образующихся продуктов и их количество на любом этапе преобразования СК, т.е. получить "контрольную сумму" процесса. Дополнение этой системы данными по содержанию в СК остаточных УВ C_{15+} и C_{15-} в качестве расходных статей баланса открывает возможность полного и однозначного решения задач балансового анализа преобразования СК в рассматриваемом бассейне. Очевидно, предлагаемый путь не является единственным. Однако простота аналитических средств для получения статистически исходных данных и однозначность результатов расчетов вполне могут способствовать разработке и распространению этого или подобных методов.

ГЛАВА 4

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРОГНОЗ СОСТАВА УГЛЕВОДОРОДНЫХ СКОПЛЕНИЙ

В предыдущих главах (2 и 3) условия нефтегазообразования оценивались с точки зрения изучения состава СК, их нефтегазоматеринского (нефтегазогенерационного) потенциала и исследования геохимических признаков этого процесса при катагенетической эволюции вмещающих пород. В Анадырском, Хатырском и Западно-Камчатском бассейнах в настоящее время открыты первые промышленные месторождения нефти, газа и газоконденсата¹. Это позволяет расширить рамки анализа условий нефтегазообразования, включив в него, помимо СК, и продукты их катагенетической эволюции — нефть, конденсат, газ. Совместное рассмотрение УВ в залежах и СК представляет прямой хемометрический путь установления между ними генетической связи и выявления факторов формирования состава УВ в скоплениях.

Выработанные при данных исследованиях методологические подходы позволяют в ряде случаев решать "обратные" задачи — прогнозировать пространственное положение

¹ Параметры месторождений и состава УВ-флюидов отражены в работах [1, 44, 47].

ние очагов нефти- и газогенерации, отдельные параметры состава УВ еще не открытых залежей. Разработка приемов решения подобных задач приобретает все большую актуальность в связи с известной тенденцией смещения нефтегазопоисковых работ в труднодоступные и малоосвоенные районы и вовлечения в поисково-разведочные работы все более мелких месторождений в освоенных. В этих условиях прогноз состава УВ может оказаться немаловажным фактором в выборе направлений и размещении объемов буровых работ.

КОРРЕЛЯЦИЯ "НЕФТЬ-ПОРОДА" И ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОНЫ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Выработка правил и критериев генетической корреляции нефтей и конденсатов с СК имеет ключевое значение для правильной диагностики нефтепроизводивших отложений и выявления условий (зон) образования нефтей. Решению этой проблемы посвящены работы ряда исследователей [81, 144, 196, 200, 210 и др.].

К настоящему времени предложен широкий круг соединений различного генезиса, которые могут быть использованы для установления генетической связи конкретной нефти и материнской породы. Прежде всего сюда относятся сохранившие структуру исходного биовещества реликтовые высокомолекулярные полицикланы C_{27+} , использование которых позволяет наиболее достоверно выявить наличие или отсутствие родства в сравниваемой паре [124, 144]. В.В. Ильинская [80, 81] полагает, что при корреляции могут использоваться не только реликты живого вещества (полностью или частично сохранившие структуру), но и производные продукты их частичной деструкции — *n*- и изоалканы C_{12+} , моно- и бициклические ароматические УВ. Э.М. Галимов [31] предложил использовать для установления генетического единства нефтей и СК синфазность изменения кривых изотопного состава различных хроматографических фракций битумоида и отбензиненной нефти. Дж. Филиппи [201] и Р.А. Твердова с Т.В. Тихомоловой [7] показали возможность корреляции "нефть-порода" на основе сравнения состава низкокипящих УВ.

Однако задача существенно осложняется тем, что, как свидетельствуют приведенные выше данные (гл. 3), в составе как низко-, так и высокомолекулярных УВ СК не найдено показателей, которые несли бы генетическую нагрузку в "чистом виде": практически все доступные параметры подвержены изменению с глубиной погружения в гораздо более широком диапазоне, чем это необходимо для диагностики особенностей генетического характера. В этой связи идентификация нефтематеринских отложений не всегда может быть решена путем простого сопоставления состава нефти с составом СК различных литолого-фациальных комплексов. Такой путь, как представляется, может быть реализован лишь в случае резко контрастного разреза.

Подверженность показателей состава УВ, используемых для диагностики нефтематеринских пород, изменению в процессе катагенеза накладывает существенное требование к построениям, имеющим целью выделение материнских отложений. Это требование может быть названо стадийным принципом. В самом общем виде оно вытекает из сущности осадочно-миграционной теории образования нефти и положения о главной фазе нефтеобразования: потенциально нефтематеринские отложения становятся нефтепроизводящими лишь на определенной стадии погружения, когда заключенные в них СК достигают необходимой степени "зрелости".

Очевидно, что показатели состава УВ, используемые для корреляции, должны быть генетически информативными, а соединения, по которым эти показатели рассчитываются, — обладать близким комплексом физико-химических свойств, обеспечивающим неизменность данных показателей в процессах миграции. Очевидно также, что эти требования выполняются лучше всего, если компоненты, выбранные для корреляции, относятся к одному классу химических соединений и сконцентрированы в как можно более узкой температурной фракции. Исходя из этих соображений, для корреляционных построений в настоящей работе были выбраны следующие параметры: 1) по соста-

Таблица 9

Низкокипящие УВ, используемые для генетической корреляции нефтей и УВ СК пород по Дж. Филиппи [200]

| Компонент | Обозначение | Ед. измерения |
|-------------------------------|-----------------------|--|
| н-Гексан | (н-С ₆) | |
| 2-Метилпентан | (2 МП) | |
| 3-Метилпентан | (3 МП) | В вес.% на фракцию С ₆ (без бензола) |
| 2,3-Диметилбутан | (2,3 ДМБ) | |
| Сумма нафтенос С ₆ | (Σ НФС ₆) | |
| <hr/> | | |
| н-Гептан | (н-С ₇) | |
| 2-Метилгексан | (2 МГ) | |
| 3-Метилгексан | (3 МГ) | В вес.% на фракцию С ₇ (без толуола) |
| 2,3-Диметилпентан | (2,3 ДМП) | |
| Сумма нафтенос С ₇ | (Σ НФС ₇) | |
| <hr/> | | |

ву УВ битумоида (С₁₅₊) – *CPI*, Пр/н-С₁₇, Ф/н-С₁₈ и Пр/Ф; 2) по составу низкокипящих УВ – параметры индивидуального состава фракций С₆ и С₇.

Процедура корреляции нефтей и материнских отложений по низкокипящим УВ заимствована у Дж. Филиппи [200].

Для каждого из 10 тщательно подобранных компонентов (табл. 9) рассчитывается отношение его содержаний в нефти и породе (нефть/порода). Если получаемое значение больше единицы, берется обратная ему величина. Среднее арифметическое для всех десяти отношений представляет собой коэффициент подобия. Значения коэффициента подобия, лежащие в интервале 0,8–1,0, указывают на очень тесную, а в интервале 0,73–0,79 – на удовлетворительную связь сравниваемой пары. Более низкие величины коэффициента подобия могут свидетельствовать (хотя и не обязательно) об отсутствии генетической связи.

Рассмотрим конкретный пример идентификации нефтематеринских отложений для нефти Верхнеэчинского месторождения Анадырского бассейна. Нефти здесь приурочены к нижне-среднемиоценовым отложениям и залегают в интервале глубин 1140–2066 м. Характер распределения *n*-алканов и изопренанов в нефтях этого месторождения и породах, вскрытых самой глубокой параметрической скважиной 7, представлен на рис. 62. Как можно видеть, нефть “аллохтонна” по отношению к интервалу непосредственно вмещающих залежи отложений миоценового комплекса. Однако если проследить изменение выбранных параметров состава УВ С₁₅₊ в тех же миоценовых отложениях с глубиной, то оказывается (рис. 63), что одноименные показатели состава УВ нефтей и СК частично или полностью совпадают по достижении последними глубин более 2,8 км. Примечательно, что это совпадение приурочено к зоне, где традиционными количественными расчетами по динамике изменения β^{ХВ} и β^{УВ} (см. рис. 43) фиксируется наибольшее развитие эмиграции подвижных компонентов СК из материнских отложений.

Аналогичный по сути результат получается и при проведении корреляции нефтей с породами неогена по низкокипящим УВ. Исходные для соответствующих расчетов данные о составе УВ С₆ и С₇ в нефтях Верхнеэчинского месторождения и породах из разреза неогеновой толщи приведены в табл. 10, а матрица коэффициентов подобия – в табл. 11. Отличительной чертой результата корреляции по низкокипящим УВ является то, что четкая связь низкокипящих УВ СК с нефтями начинает фиксироваться на меньших глубинах, чем при корреляции по высокомолекулярным УВ. Это хорошо согласуется с фактом “открытия” фазы нефтеобразования генерацией легких УВ, который отмечается в миоценовых отложениях (см. рис. 56).

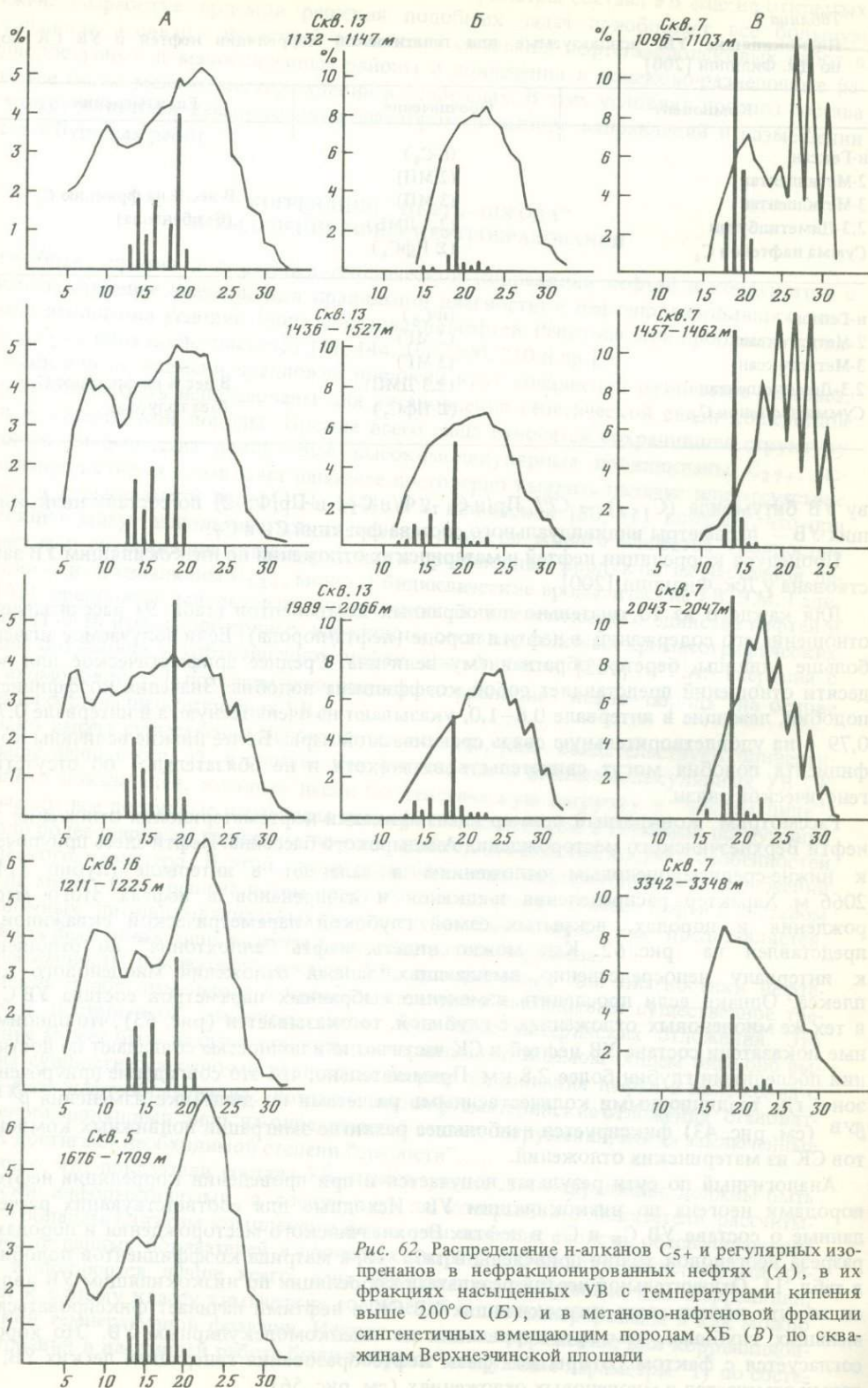


Рис. 62. Распределение n-алканов C_{5+} и регулярных изопренов в нефракционированных нефтях (А), в их фракциях насыщенных УВ с температурами кипения выше $200^{\circ}C$ (Б), и в метаново-нафтеновой фракции сингенетичных вмещающим породам ХБ (В) по скважинам Верхнеэчинской площади

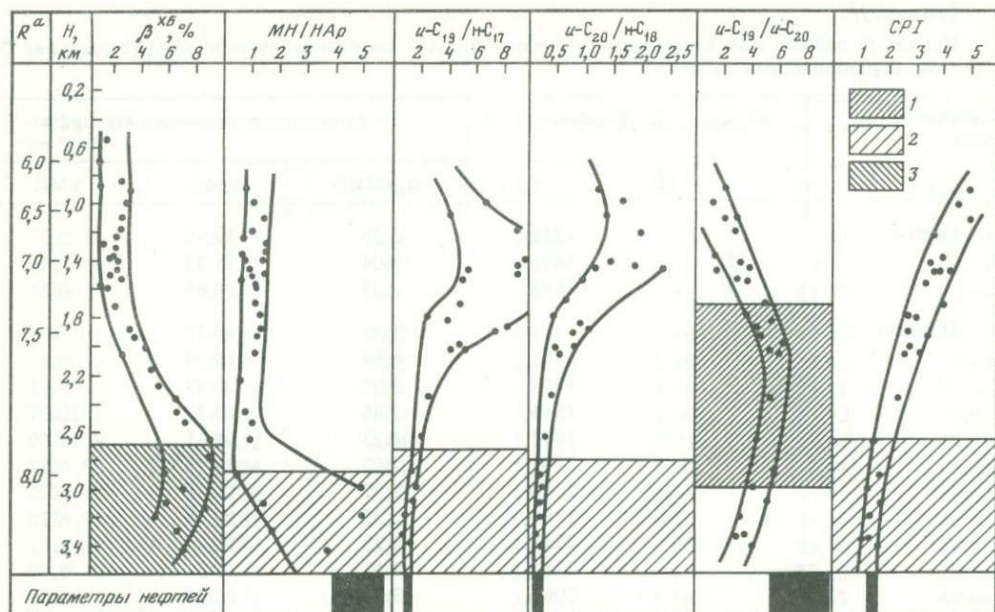


Рис. 63. Диагностика материнских отложений для нефтей Верхнеэчинского месторождения. Зона совпадения параметров состава УВ рассеянных СК и нефтей: 1 – частичного, 2 – полного; 3 – зона развития эмиграции ХБ; черное поле – значения параметров состава нефтей

Корреляционные построения в целях выявления материнских отложений для конденсата Кшукского месторождения Западной Камчатки ввиду отсутствия в них высокомолекулярных УВ были выполнены только по низкокипящим УВ (табл. 12).

Отсутствие генетических связей между конденсатом и кавранскими отложениями ($N_1^2-N_3^1$), как явствует из табл. 12, сомнений не вызывает. В рамках воямпольской серии ($P_3^3-N_1^1$) величины коэффициента подобия конденсата с породами значимы для всех подразделений, но высокочислены только для утхолокской и амининско-гакхинской свит. Таким образом, используя прием геохимической корреляции нефти (конденсат) и пород, становится возможным не только выделить производивший комплекс, но и определить положение зоны, с которой непосредственно связано образование нефти в данном районе бассейна.

Если рассматривать результаты выполненных корреляционных построений в координатах катагенеза, то оказывается, что породы становятся источником низкокипящих УВ уже на градации MK_1 , а высокомолекулярных УВ C_{15+} – на градации MK_2 . Как отмечалось в гл. 3, основные масштабы образования низкокипящих УВ, однако, связаны с более жесткими условиями катагенеза, чем образование УВ C_{15+} . По-видимому, реально допускать возможность того, что наиболее миграционноспособные низкокипящие и легкие УВ начинают эмигрировать из материнских отложений в более мягких ТР-условиях и при наличии благоприятной геологической обстановки могут аккумулироваться в залежь. В этой связи представляют интерес появившиеся в литературе сообщения [166, 204 и др.] о выделении среди конденсатов так называемых незрелых, которые связаны с континентальными отложениями, преобразованными не сильнее градации MK_1 (ОСВ $R^0 < 0,6$). Однако этот вопрос требует более тщательного специального изучения.

Проведенное выделение нефтепродуцировавших отложений и установление положения в разрезе зон нефтеобразования позволяют оконтурить области распространения пород, реализовавших свой нефтематеринский потенциал. Очевидно, что к этой категории в Анадырском бассейне относятся отложения, преобразованные сильнее градаций протокатагенеза (MK_1 и более), которые формируют очаги нефтеобразования.

Таблица 10

Исходные данные для корреляции "нефть-порода" по низкокипящим УВ (Анадырский бассейн, Верхнеэчинская площадь)

| Объект изучения | № скв. | Глубина, м | На фракцию насыщенных УВ C ₆ , % | | |
|-----------------|--------|------------|---|-------|-------|
| | | | 2,3 ДМБ | 2 МП | 3 МП |
| Нефти | 16 | 1211 | 2,78 | 13,96 | 8,17 |
| | 13 | 1491 | 3,04 | 16,33 | 8,96 |
| | 5 | 1648 | 2,63 | 18,65 | 8,84 |
| Породы | 7 | 714 | 3,26 | 10,27 | 7,04 |
| | | 992 | 6,94 | 15,94 | 6,97 |
| | | 1373 | 3,07 | 10,93 | 6,91 |
| | | 1544 | 2,86 | 12,37 | 10,27 |
| | | 1992 | 1,73 | 14,61 | 14,59 |
| | | 2154 | 2,62 | 16,90 | 9,77 |
| | | 2360 | 2,95 | 13,38 | 8,26 |
| | | 2594 | 3,32 | 14,46 | 8,28 |
| | | 2654 | 5,22 | 14,94 | 8,91 |
| | | 2785 | 3,11 | 12,27 | 8,80 |
| | | 3001 | 3,24 | 16,77 | 9,82 |
| | 3342 | 2,68 | 16,14 | 9,82 | |

Таблица 11

Идентификация нефтепродуцировавших отложений и диагностика условий образования нефти Верхнеэчинского месторождения

| Объект изучения | № скв. | Глубина, м | Коэффициент подобия нефти | | | Средние для всех нефтей | Примечание |
|-----------------|--------|------------|---------------------------|--------------------|-------------------|------------------------------|--------------------------|
| | | | Скв. ВЭ-16, 1211 м | Скв. ВЭ-13, 1491 м | Скв. ВЭ-5, 1648 м | | |
| Нефти | 16 | 1211 | 1,00 | | | Генетически единое семейство | |
| | 13 | 1491 | 0,94 | 1,00 | | | |
| | 5 | 1648 | 0,89 | 0,93 | 1,00 | | |
| Породы | 7 | 714 | 0,66 | 0,65 | 0,63 | 0,65 | Связь отсутствует |
| | | 992 | 0,63 | 0,63 | 0,62 | 0,62 | |
| | | 1373 | 0,81 | 0,78 | 0,75 | 0,78 | Удовлетворительная связь |
| | | 1544 | 0,80 | 0,79 | 0,76 | 0,78 | |
| | | 1992 | 0,78 | 0,75 | 0,71 | 0,75 | |
| | | 2154 | 0,84 | 0,85 | 0,82 | 0,84 | |
| | | 2360 | 0,90 | 0,89 | 0,87 | 0,89 | |
| | | 2594 | 0,90 | 0,87 | 0,81 | 0,86 | Четкая связь |
| | | 2654 | 0,83 | 0,85 | 0,82 | 0,83 | |
| | | 2785 | 0,81 | 0,80 | 0,78 | 0,80 | |
| | | 3001 | 0,81 | 0,85 | 0,86 | 0,84 | |
| | 3342 | 0,81 | 0,82 | 0,80 | 0,80 | | |

В этом отношении схема мощностей отложений, вступивших в зону мезокатагенеза (рис. 64), судя по близким концентрациям C_{НК}, аналогична по сути схеме плотностей эмигрировавших из материнских пород УВ. Выделяющийся очаг нефтеобразования в Анадырском бассейне находится в юго-западном углу бассейна и охватывает район Протоchnого, Майницкого и Центрального прогибов и Большой Великореченской муль-

| | На фракцию насыщенных УВ C ₆ , % | | На фракцию насыщенных УВ C ₇ , % | | | | |
|--|---|--------------------|---|-------|-------|------------------|--------------------|
| | н-C ₆ | Σ НфC ₆ | 2,3 ДМП | 2 МГ | 3 МГ | н-C ₇ | Σ НфC ₇ |
| | 22,37 | 51,78 | 2,14 | 6,09 | 5,92 | 19,36 | 63,73 |
| | 23,16 | 47,95 | 1,99 | 5,81 | 5,51 | 19,27 | 64,74 |
| | 24,10 | 45,46 | 1,77 | 5,39 | 5,41 | 22,50 | 62,48 |
| | 41,61 | 37,56 | 3,02 | 8,37 | 11,10 | 42,48 | 30,82 |
| | 28,02 | 40,19 | 3,00 | 12,49 | 16,78 | 35,03 | 29,40 |
| | 4,48 | 62,77 | 2,34 | 8,17 | 8,66 | 21,91 | 57,05 |
| | 13,81 | 59,69 | 1,55 | 3,90 | 4,56 | 14,92 | 73,08 |
| | 13,68 | 54,52 | 1,44 | 3,71 | 9,71 | 19,64 | 52,75 |
| | 12,60 | 57,74 | 2,01 | 5,99 | 6,00 | 10,64 | 69,59 |
| | 17,98 | 56,26 | 1,70 | 4,87 | 5,44 | 17,45 | 67,65 |
| | 14,94 | 57,69 | 2,17 | 5,99 | 6,40 | 15,36 | 66,68 |
| | 14,59 | 55,45 | 2,04 | 4,32 | 4,84 | 21,04 | 67,03 |
| | 9,37 | 65,25 | 2,54 | 5,23 | 6,29 | 12,15 | 70,12 |
| | 27,71 | 41,27 | 1,61 | 5,68 | 6,14 | 34,63 | 49,84 |
| | 31,29 | 49,05 | 2,06 | 7,71 | 8,20 | 43,31 | 46,06 |

Таблица 12

Состав УВ C₆ и C₇ СК (скв. 1) и конденсата (скв. 8) и значения коэффициента подобия между ними (Западная Камчатка, Кшукская площадь)

| Компонент | № скв.; глубина (в м); возраст | | | | | | |
|------------------------|--|---|--|--|--|---------------------------------|--|
| | Кшукская-1 | | | | | | Кшукская-8; 1546-1560; N ₁ ^{3er} |
| | 1216- [*] 1224; N ₁ ^{2er} | 1997-2006; N ₁ ^{2кск} | 2482-2484; N ₁ ^{1kl} | 2623-2631; N ₁ ^{1vv} | 2824-2854; N ₁ ^{1ut} | 3396-3402; P ₃ am-gk | |
| 2,3 ДМБ | — | 1,41 | 1,90 | 3,12 | 2,64 | 2,06 | 2,93 |
| 2 МП | — | 9,12 | 9,84 | 10,24 | 14,13 | 10,54 | 13,14 |
| 3 МП | — | 7,97 | 9,57 | 5,71 | 8,65 | 7,33 | 9,20 |
| н-C ₆ | — | 37,42 | 8,48 | 9,09 | 8,36 | 11,24 | 16,59 |
| Нафтенy C ₆ | — | 42,56 | 64,58 | 71,85 | 66,21 | 68,27 | 56,79 |
| 2,3 ДМП | 1,66 | 3,63 | 1,58 | 3,26 | 1,72 | 2,17 | 2,21 |
| 2 МГ | 15,21 | 15,40 | 4,31 | 5,41 | 3,34 | 4,82 | 6,26 |
| 3 МГ | 13,69 | 16,02 | 5,52 | 6,29 | 4,75 | 5,38 | 5,91 |
| н-C ₇ | 61,16 | 28,69 | 6,18 | 10,05 | 6,46 | 9,69 | 6,87 |
| Нафтенy C ₇ | 7,78 | 33,88 | 70,69 | 68,30 | 76,78 | 74,07 | 65,38 |
| K _{под} | 0,38 | 0,55 | 0,79 | 0,78 | 0,80 | 0,81 | 1,000 |

*УВ C₆ практически отсутствуют, и расчет K_{под} выполнен по фракции C₇.

ды. Суммарный объем выполняющих эти очаги пород составляет менее 20% объема кайнозойских отложений. Если же брать в расчет только отложения, которые генерировали нефтяные УВ C₁₅₊ и преобразованность которых отвечает грациям МК₂ и более, то область их распространения еще более ограничена, а суммарный объем составляет всего около 5% объема осадочного чехла. Необходимо отметить, что все извест-

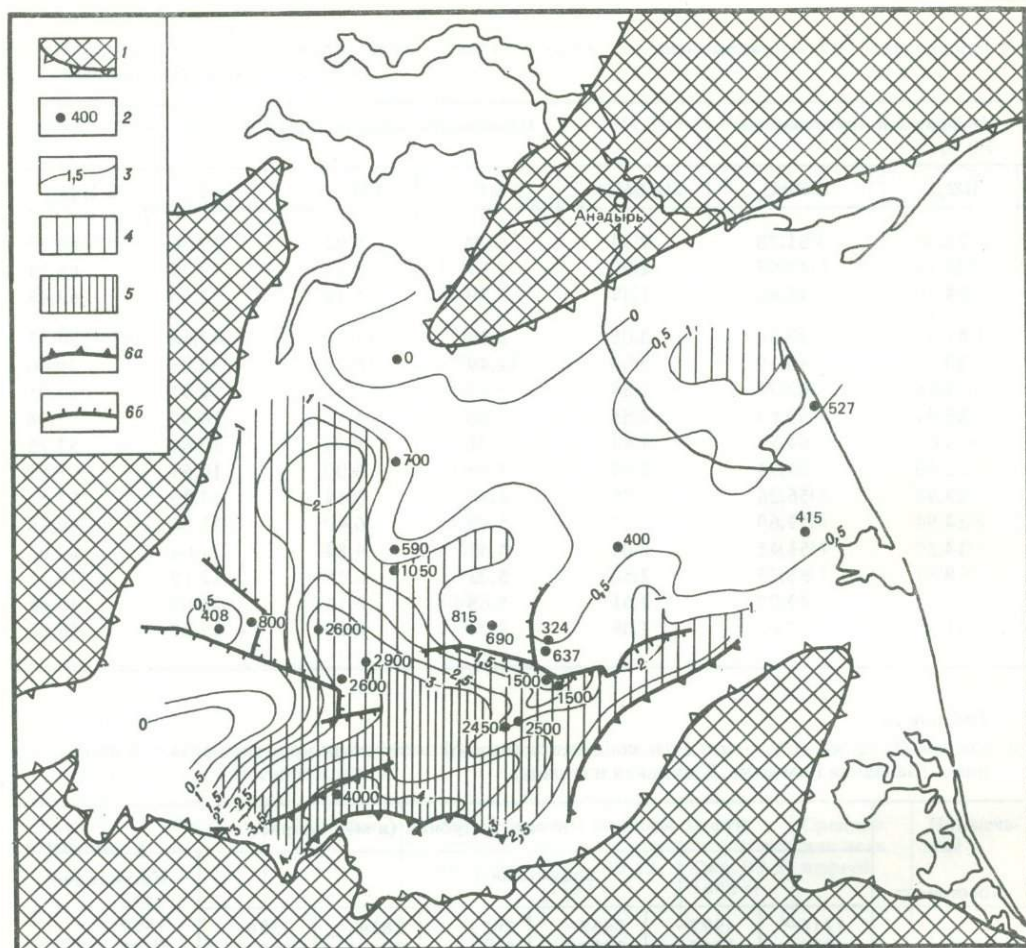


Рис. 64. Анадырский бассейн. Схема мощностей отложений кайнозойского возраста, залегающих под изоресплендной поверхностью $R^a = 7,0$

1 – границы бассейна и его обрамления; 2 – скважины и мощность кайнозойских отложений под изоресплендой $R^a = 7,0$; 3 – изопахиты; 4 – районы с мощностью отложений под изоресплендой 7,0 от 1 до 3 км; 5 – то же, с мощностью более 3 км; 6 – тектонические нарушения, влияющие на рисунок изопахит: а – взбросы и надвиги, б – сбросы

ные нефтяные месторождения находятся в контуре выделенного очага, а известные нефтепроявления [63, 158] тяготеют к нему.

Аналогичные рассуждения относительно результатов корреляции "конденсат-СК" для Западно-Камчатского бассейна приводят к выводу, что основной очаг конденсатообразования располагается в Колпаковской впадине (см. рис. 34).

ПРОГНОЗ ИНДИВИДУАЛЬНОГО СОСТАВА УГЛЕВОДОРОДОВ НЕФТЕЙ

Используемый в настоящее время подход к прогнозу состава нефтей [112] носит геолого-статистический характер. Он опирается на установленные статистические закономерности изменения состава нефтей с глубиной, минерализацией вод, литологическим составом выполнения и др. Сами авторы отмечают, что эти закономерности не универсальны, отклонения от них, особенно в складчатых областях, часты и велики.

Установленные закономерности характера связи состава УВ СК и нефтей позволяют

подойти к решению принципиально новой задачи — прогнозу индивидуального состава нефтей, связанных с тем или иным комплексом осадочного выполнения бассейна, на стадии поисковых работ, предшествующей открытию первых месторождений нефти, на генетической основе. Среди достаточно полно изученных в настоящей работе объектов таким бассейном является Северо-Охотский, на примере которого можно попытаться дать прогнозную оценку некоторых параметров состава ожидаемой нефти, связанной с кайнозойским комплексом.

Как указывают результаты выделения нефтепроизводящих отложений и диагностики зоны образования нефти Верхнеэчинского месторождения (см. рис. 63), для прогноза отдельных параметров состава УВ C_{15+} можно непосредственно использовать одноименные параметры СК, преобразованных в диапазоне градаций $MK_2 - MK_3$. Прототипом состава УВ C_{15+} нефти, образовавшейся в рассматриваемых отложениях, будут выступать УВ обладающих наибольшим нефтематеринским потенциалом кремнисто-глинистых пород, залегающих на глубинах 2,1–2,9 км. По своей основе УВ пород этого интервала нафтеновые. В составе насыщенных УВ отмечаются все признаки, характерные для СК "морского" генезиса: отсутствие преобладания алканов $C_{25} - C_{31}$, высокое содержание изоалканов и стеранов, низкая нечетность распределения n-алканов, невысокие значения Пр/Ф, отсутствие серасодержащих соединений тиофенового ряда. Можно полагать, что нефть будет характеризоваться значениями $Пр/н-C_{17} = 1,0 \pm 0,2$; $Ф/н-C_{18} = 0,8 \pm 0,1$ и $Пр/Ф = 1,9 \pm 0,2$. Используя известные статистические связи между различными параметрами состава нефтей, набор прогнозируемых показателей можно существенно расширить. Например, прямая корреляционная связь величины Пр/Ф с содержанием парафина [36] указывает, что парафинистость вряд ли будет характерной чертой нефти Северо-Охотского бассейна.

Если по высокомолекулярным УВ мы вынуждены прибегать к прямой экстраполяции отдельных показателей состава УВ СК, то данные по низкокипящим УВ, отличающиеся наибольшей степенью детальности, позволяют подойти к решению задач прогноза состава нефтей с учетом достаточно тонких изменений, претерпеваемых УВ в процессе миграции и формирования скоплений. В табл. 13 сведены данные по составу УВ C_7 нефтей кайнозойских осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии и СК, преобразованных сильнее градаций протокатагенеза, т.е. залегающих в условиях $MK_1 -$ начало MK_3 . Для более полной характеристики и представительности привлечены также аналогичные данные Дж. Филиппи [200] по месторождению Брэа Олинда калифорнийского бассейна Лос-Анжелес. Для трех месторождений — Кшукское (Западная Камчатка), Верхнеэчинское (Анадырский бассейн) и Брэа Олинда (бассейн Лос-Анжелес) — были установлены нефтепроизводившие отложения по описанной процедуре корреляции, предложенной Дж. Филиппи. Затем для УВ фракции C_7 нефтей и СК нефтепроизводивших отложений рассчитаны следующие параметры: содержание n- C_7 , суммы и-алканов C_7 , суммы циклопентановых УВ C_7 и метилциклогексана. Для каждого из перечисленных параметров в пределах месторождения по средним значениям были рассчитаны отношения нефть/СК (табл. 14).

Как можно видеть (см. табл. 14), нефть обогащена по сравнению с УВ СК метановыми структурами. Отношение метановых УВ к n-алканам в нефтях в 1,2–1,5 раза выше, чем в СК производивших отложений. Содержание в нефтях n- C_7 в 1,2–1,6 (ср. — 1,4), а суммы разветвленных алканов в 1,1–1,3 (ср. — 1,2) раза выше, чем в СК. Значения отношения нормальных к изоалканам возрастают при переходе к нефтям в 1,1–1,4 раза. Изменение состава внутри нафтенов менее контрастно — отношение суммы циклопентанов к метилциклогексану в нефтях в среднем в 1,05 раза меньше, чем в материнских породах.

Опираясь на полученные средние уточняющие коэффициенты, отражающие деформацию состава УВ СК в процессе их миграции и аккумуляции, а также учитывая, что эти построения справедливы только для отложений, преобразованных в диапазоне градаций $MK_4 -$ начало MK_3 , расчетный состав УВ C_7 нефти Северо-Охотского бассейна можно представить следующим: n- C_7 — 15,4%, сумма и- C_7 — 28,7%, сумма циклопен-

Таблица 13

Состав насыщенных УВ C₇ генетически связанных СК, вступивших в зону нефтеобразования, и нефтей

| Бассейн | Площадь | Объект изучения | Возраст | Содержание, мас. % | |
|--------------------|----------------|-----------------|---|------------------------|------------------------|
| | | | | н-С ₇ | Σи-С ₇ |
| Анадырский | Верхнеэчинская | Нефть | в N ₁ ¹⁻² | 17,2–25,1 19,5 (16) | 15,8–22,9 18,3 (16) |
| | | СК | N ₁ | 11,5–25,3 16,2 (7) | 14,6–19,3 16,9 (7) |
| Западно-Камчатский | Кшукская | Конденсат | в N ₁ ³ | 12,9 | 21,9 |
| | | СК | P ₃ -N ₁ ¹ | 6,1–10,2 8,1 (4) | 17,2–22,8 19,6 (4) |
| Лос-Анжелес | Брэа Олинда | Нефть | в N ₁ ² | 10,9–11,1 11,0 (2) | 12,7–14,3 13,5 (2) |
| | | СК | N ₁ | 4,7–10,8 7,5 (8) | 9,2–12,4 10,7 (8) |
| Северо-Охотский | Магаданская-1 | СК | P ₃ -N ₁ ¹ | 7,3–16,2 11,0 (9) | 17,9–29,2 23,9 (9) |

| Содержание, мас. % | | Ме/Нф | н/и | ΣЦП/МЦГ | K _М C ₇ |
|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|-------------------------------|
| ΣЦП | МЦГ | | | | |
| 7,6–11,7 9,8 (16) | 44,5–56,5 52,4 (16) | 0,50–0,78 0,61 (16) | 0,90–1,36 1,08 (16) | 0,14–0,26 0,19 (16) | 0,21–0,28 0,24 (16) |
| 7,9–11,2 9,8 (7) | 46,3–64,8 57,1 (7) | 0,36–0,74 0,50 (7) | 0,69–0,47 0,97 (7) | 0,13–0,24 0,18 (7) | 0,13–0,34 0,20 (7) |
| 20,9 | 44,3 | 0,53 | 0,585 | 0,47 | 0,15 |
| 13,4–32,0 22,0 (4) | 41,0–59,3 50,3 (4) | 0,31–0,49 0,39 (4) | 0,29–0,55 0,42 (4) | 0,23–0,78 0,46 (4) | 0,06–0,11 0,09 (4) |
| 49,9–54,6 52,3 (2) | 21,7–24,8 23,3 (2) | 0,31–0,34 0,33 (2) | 0,77–0,87 0,82 (2) | 2,0–2,5 2,3 (2) | 0,12 |
| 46,8–65,6 63,7 (8) | 16,0–23,5 19,5 (8) | 0,17–0,30 0,22 (8) | 0,47–1,00 0,70 (8) | 1,40–3,77 3,15 (8) | 0,06–0,12 0,08 (8) |
| 23,2–33,9 30,0 (9) | 26,6–47,8 35,2 (9) | 0,41–0,74 0,55 (9) | 0,33–0,78 0,47 (9) | 0,48–1,23 0,89 (9) | 0,07–0,15 0,10 (9) |

Таблица 14

Сравнение некоторых параметров состава низкокипящих УВ C₇ (без толуола) нефтей и СК нефтепроизводивших пород

| Параметр состава | Бассейн | | | | | | | | | Среднее нефть СК |
|------------------------|------------|-------|----------|--------------------|-------|----------|-------------|-------|----------|------------------|
| | Анадырский | | | Западно-Камчатский | | | Лос-Анжелес | | | |
| | СК | нефть | нефть СК | СК | нефть | нефть СК | СК | нефть | нефть СК | |
| н-С ₇ | 16,2 | 19,5 | 1,2 | 8,1 | 12,1 | 1,6 | 7,5 | 11,0 | 1,5 | 1,4 |
| Сумма и-С ₇ | 16,9 | 18,3 | 1,1 | 19,6 | 21,9 | 1,1 | 10,7 | 13,5 | 1,3 | 1,2 |
| Сумма ЦП | 9,8 | 9,8 | 1,0 | 22,6 | 20,9 | 0,95 | 63,7 | 52,3 | 0,8 | 0,9 |
| МЦГ | 57,1 | 52,4 | 0,9 | 50,3 | 44,3 | 0,9 | 19,5 | 23,3 | 1,2 | 1,0 |

танов – 27,0%, метилциклогексан – 35,2%. Ошибка прогноза состава нефти оценивается величиной около 20% относительных.

Естественно, прогноз состава нефти в представленном ограниченном по набору параметров виде вряд ли имеет какую-либо самостоятельную практическую ценность. Основной целью данных расчетов необходимо считать демонстрацию подхода к решению подобных задач на генетической основе. По-видимому, нет сомнений в том, что расширение набора прогнозируемых параметров представляет собой в целом чисто техническую задачу их получения и соответствующей обработки.

ПРОГНОЗ ФАЗОВОГО СОСТАВА УГЛЕВОДОРОДОВ

Существующие подходы² ориентируются в данном вопросе в основном на генетический тип СК. Принимается, что СК гумусового типа являются преимущественно газоматеринскими, а сапропелевого – нефтематеринскими. Очевидно, что такое деление является слишком схематичным. Ведь распространенность однородных в генетическом отношении типов СК ограничена только пластами отдельных разновидностей углей или уникальных, обогащенных СК горючесланцевых толщ. Преобладающие рассеянные формы СК представлены широким спектром смешанных разностей [72, 76]. Кроме того, развернувшиеся в последнее время экспериментальные исследования [179, 186, 194, 205], а также обобщение данных о характере преобразования СК различных генетических типов в различном минеральном окружении [189] показывают, что роль минеральной среды и ее состава в формировании ММР продуктов преобразования СК является слишком большой, если не определяющей, чтобы ею можно было пренебречь. Причем химико-вещественный тип СК теснейшим образом связан с его концентрацией. Все эти материалы указывают на то, что использовать данные только о генетическом типе СК и игнорировать комплекс факторов, формирующих его химико-вещественный состав, и взаимоотношение с минеральным окружением, для прогноза фазового состава УВ можно лишь в самом ориентировочном плане. В этой связи с учетом новых данных экспериментальных исследований и натурных наблюдений можно предложить два варианта прогноза фазового состава УВ, основанные на генетическом подходе.

Первый из них учитывает химический состав НОВ и данные модельных экспериментов. Показатель Н/Сат слабо преобразованного (не сильнее ПК) НОВ, как показал Р. Харвуд [185], является достаточно четким критерием не только способности

² Мы не затрагиваем здесь методы прогноза фазового состава УВ в пределах разрабатываемых месторождений, основанные на изучении состава УВ-флюидов. Специальные исследования в этом направлении подробно рассмотрены В.А. Чахмахчевым [148].

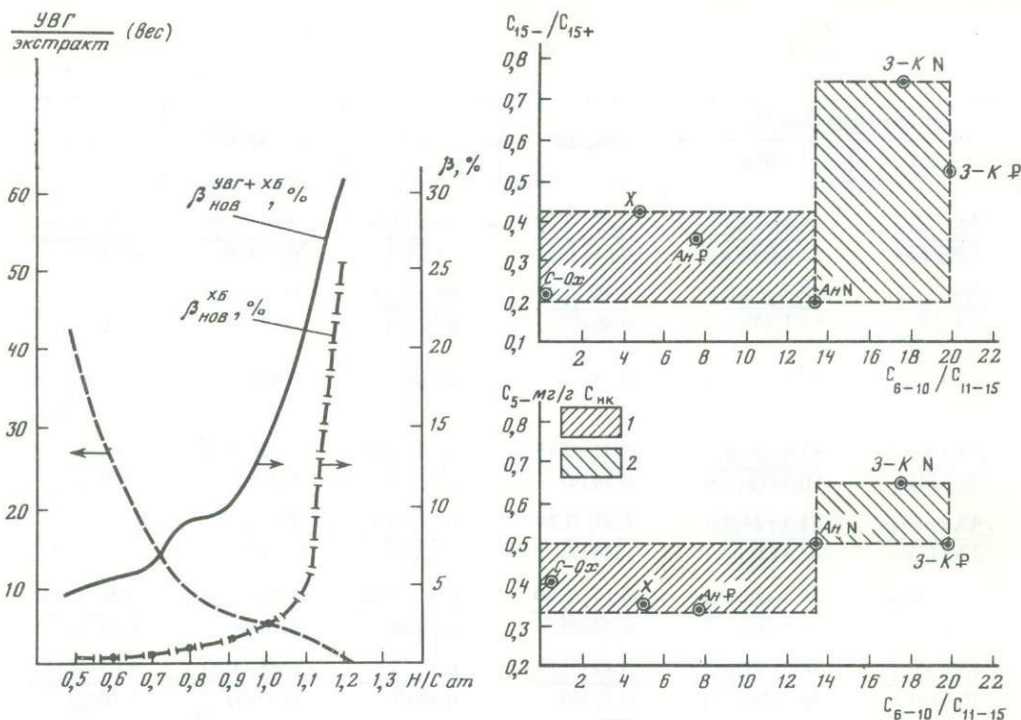


Рис. 65. Зависимость потенциалов генерации жидких ($\beta_{\text{НОВ}}^{\text{ХБ}}$), суммы жидких и газообразных ($\beta_{\text{НОВ}}^{\text{УВГ} + \text{ХБ}}$) УВ и соотношения последних (УВГ/ХБ) в продуктах пиролиза от величины Н/С ат исходного керогена (рассчитано и построено по данным Р. Харвуда [185])

Рис. 66. Диаграммы дифференциации нефтегенерирующих (1) и газогенерирующих (2) комплексов по соотношениям различных температурных фракций УВ, содержащихся в породах
Бассейны: С-Ох – Северо-Охотский, АН – Анадырский, Х – Хатырский, З-К – Западно-Камчатский

СК генерировать то или иное количество УВ, но и соотношения внутри продуктов генерации жидких и газообразных компонентов. Используя построенные по данным Р. Харвуда кривые зависимости величин содержаний в НОВ углеводородных газов ($\beta_{\text{НОВ}}^{\text{УВГ}}$) и жидких компонентов ($\beta_{\text{НОВ}}^{\text{ХБ}}$) от элементного состава (Н/С ат) НОВ (рис. 65), можно рассчитать величину отношения жидких и газообразных УВ и их суммарное количество (от исходной массы СК), генерированное в процессе катагенеза. Зная характер распределения СК того или иного химического состава в тех или иных толщах пород, можно получить данные о максимально возможных удельных количествах жидких и газообразных УВ, генерированных в объеме конкретных пород.

В табл. 15 представлены результаты таких расчетов для нескольких изученных бассейнов рассматриваемого региона. Как и следовало ожидать, максимально возможное количество генерированных газообразных УВ повсеместно превышает количество жидких УВ. Однако по величинам отношения нефть/газ можно говорить, например, о вероятной существенной нефтеносности Северо-Охотского бассейна, а также вести сравнение объектов по этому показателю и величинам удельного нефтегазоматеринского потенциала.

Естественным ограничением этого подхода является его статичность. Получаемая оценка предполагает полную реализацию УВ-потенциала СК, тогда как в реальных условиях комплексы осадочного выполнения бассейнов характеризуются сравнительно узким диапазоном катагенетической преобразованности. По этой причине,

Таблица 15

Сравнительная характеристика нефтегазоматеринского потенциала кайнозойских осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии

| Бассейн | Возраст толщи | $S_{нк}$, % | $H/C_{ат}$ НОВ (градация ПК ₂) | УВ-потенциал, млн т УВ/км ³ породы (нефть/газ) | Нефть/газ |
|--------------------|---------------|--------------|--|---|-----------|
| Хатырский | P_{2-3} | 0,82 | 1,05 | 0,6/2,1 | 0,28 |
| Анадырский | N_1 | 1,56 | 0,90 | 0,5/2,3 | 0,22 |
| | P_3 | 0,77 | 1,05 | 0,5/1,9 | 0,26 |
| Западно-Камчатский | N_1^{2-3} | 0,55 | 0,85* | 0,2/0,9 | 0,22 |
| | $P_3-N_1^1$ | 0,71 | 1,05* | 0,4/1,8 | 0,22 |
| Ямско-Тауйский | N_1 | 1,11 | 1,15* | 1,7/3,8 | 0,45 |
| Северо-Охотский | P_3-N_1 | 1,10 | 1,15* | 1,7/3,8 | 0,45 |

* Рассчитаны по значениям водородного индекса пород ($HI^П$) с поправкой на влияние минеральной фазы по [176].

а также из-за существующей стадийности и зональности процессов генерации УВ различного ММР отклонения от прогнозных оценок неизбежны.

Второй предлагаемый способ прогноза основывается на результатах исследования всего ряда УВ C_{1+} в породах различного вещественного состава. Соответствующие исходные данные по четырем бассейнам региона, где ведутся нефтепоисковые буровые работы, представлены в табл. 16. Весь материал относится к разновозрастным отложениям, степень катагенетической преобразованности которых изменяется в пределах ПК₂–МК₃ (т.е. анализируемая выборка данных достаточно однородна по возрасту и катагенезу).

Все изученные отложения (за исключением самой нижней части разреза олигоцена Анадырского бассейна) не достигли нижних зон развития процессов конденсато- и газообразования (деструктивной зоны), т.е. ММР содержащихся в породах УВ C_{1+} определяется в целом особенностями состава СК и породы.

Продуктами преобразования СК выступает вся гамма УВ C_{1+} , и в качестве основы прогноза должны выступать параметры, отражающие ММР УВ, образующихся в данных отложениях и в реальных условиях катагенеза.

Исходя из самых общих представлений, можно полагать, что нефтематеринские отложения должны характеризоваться более высокими значениями отношений УВ C_{15+} к УВ C_{15-} , чем газоматеринские. В то же время, по-видимому, можно детализировать представление о составе образующихся в данной толще УВ, сравнивая соотношение фракций внутри легких УВ.

На рис. 66 представлены два из нескольких возможных вариантов диаграмм для классификации СК по их продуцирующим (в качественном (фазовом) отношении) свойствам. На них вынесены средние значения отношений отдельных фракций УВ C_{1+} для всех шести изученных возрастных комплексов рассматриваемых бассейнов. Очевидно, что породы, характеризующиеся пониженными значениями C_{15-}/C_{15+} и C_{6-10}/C_{11-15} , должны рассматриваться как преимущественно нефтематеринские и, наоборот, породы с более высокими значениями C_{15-}/C_{15+} и C_{6-10}/C_{11-15} — как преимущественно газо(конденсато)материнские. Проведенная граница между нефти и газо(конденсато)материнскими отложениями отвечает положению "де-факто" для изученных объектов, которых, к сожалению, пока недостаточно для более точных оценок. Более резко дифференцируются те же объекты на диаграмме с координатами $C_{5-}/C_{6-10}/C_{11-15}$ (см. рис. 66).

Важно подчеркнуть, что для подобных построений необходимо использовать данные не по отдельным пробам, а уже осредненные характеристики пород того или иного изу-

Таблица 16

Содержание УВ различных фракций в породах кайнозойских осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии

| Бассейн | Возраст отложений | Градации катагенеза | Содержание фракций, | |
|--------------------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------|------------------|
| | | | C ₁₅₊ | C ₁₅₋ |
| Анадырский | N ₁ | ПК ₂ -МК ₃ | 78-531 | 4-165 |
| | | | 234 (31) | 68 (32) |
| | P ₂₋₃ | ПК ₃ -МК ₄ | 76-560 | 7-147 |
| | | | 288 (14) | 52 (17) |
| Хатырский | P ₂₋₃ | МК ₁ -МК ₃ | 53-554 | 9,5-83,2 |
| | | | 305 (37) | 57,6 (24) |
| Северо-Охотский | P ₂₋₃ -N ₁ | ПК ₂ -МК ₂ | 99-1018 | 12,0-527 |
| | | | 386 (22) | 117,3 (38) |
| Западно-Камчатский | N ₁ ²⁻³ | ПК ₁ -МК ₂ | 14-222 | 6,6-196,1 |
| | | | 77 (14) | 40,9 (16) |
| | P ₂₋₃ -N ₁ | ПК ₃ -МК ₃ | 23-515 | 2,0-162,4 |
| | | | 126 (33) | 35,5 (39) |

чаемого комплекса выполнения. Нельзя не подчеркнуть и то, что прогнозируемый фазовый состав УВ представляет собой первичный генерационный состав, который в процессе формирования и существования месторождения может иногда существенно деформироваться.

ПРОГНОЗ ГАЗОВОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

На примере наиболее изученного Анадырского бассейна, где зафиксировано более 100 проявлений и притоков газов в скважинах, была предпринята попытка проанализировать изменение углеводородного состава газов в зависимости от степени катагенетической преобразованности вмещающих пород. Реализованы два варианта такого подхода.

Для того чтобы выявить генерационную составляющую газообразования и исключить влияние вторичных процессов, связанных с аккумуляцией и перестроением залежей, были построены гистограммы распределения объемов пород, слагающих каждую из газоносных площадей, по степени катагенетической преобразованности. Для этих же площадей было рассмотрено распределение величин ТУ/СН₄ в полученных на них газах и вычислены средние значения ТУ/СН₄ (ТУ — тяжелые УВ).

Полученная картина (рис. 67) достаточно хорошо соответствует современным представлениям о зональности газообразования [30]. По мере возрастания величины удельной преобразованности комплекса отложений, выполняющих ту или иную структуру, обогащенность газов гомологами метана увеличивается, а затем снижается. Наиболее жирные газы связаны исключительно с теми площадями, где в комплексе осадочного выполнения присутствуют породы, преобразованные в диапазоне градаций МК₁-МК₃. Полученные результаты хорошо соответствуют полученным на обширном фактическом материале построениям Э.В. Чайковской и др., показавшим, что в большинстве газоносных бассейнов максимальное содержание ТУ отмечается в газах, которые приурочены к отложениям, преобразованным до МК₂-МК₃ градаций катагенеза.

Несколько иным образом был построен анализ закономерностей распространения сухих (с ТУ/СН₄ < 10⁻³) газов. В этих построениях мы опирались на мысль, высказанную В.А. Успенским [147], о том, что при погружении сформированной залежи не может не происходить разбавление первоначально содержащихся в ней УВ про-

| г УВ/т породы | | | C ₁₅₋ /C ₁₅₊ | C ₆ -C ₁₀ /C ₁₁ -C ₁₅ |
|-----------------|---------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|---|
| C ₅₋ | C ₆ -C ₁₀ | C ₁₁ -C ₁₅ | | |
| 0,2-46,0 | 29,0-83,7 | 0,2-31,7 | 0,1-0,5 | 1,0-30,0 |
| 8,1 (32) | 48,5 (32) | 8,2 (32) | 0,20 (31) | 13,5 (32) |
| 0,6-8,5 | 5,3-28,7 | 0,3-97,1 | 0,18-0,64 | 0,7-56,3 |
| 3,1 (17) | 25,6 (17) | 23,1 (17) | 0,36 (14) | 7,6 (17) |
| 0,2-13,8 | 10,2-63,5 | 0,8-49,8 | 0,08-0,90 | 0,3-12,5 |
| 2,9 (24) | 36,8 (24) | 22,8 (24) | 0,42 (11) | 4,9 (24) |
| 0,8-27,4 | 3,5-102,8 | 0,8-514 | 0,11-0,35 | 0,04-10,0 |
| 4,7 (38) | 26,5 (38) | 85,5 (38) | 0,22 (22) | 0,28 (38) |
| 1,5-10,9 | 6,4-147,3 | 0,2-49,6 | 0,06-5,0 | 0,3-109 |
| 3,9 (16) | 25,2 (16) | 11,6 (16) | 0,74 (14) | 17,5 (16) |
| 0,1-10,0 | 1,2-143,4 | 0,1-35,5 | 0,05-2,6 | 0,5-94 |
| 3,5 (39) | 25,1 (39) | 7,0 (39) | 0,52 (33) | 19,6 (39) |

дуктами последующих генераций, содержащимися во вмещающих отложениях СК.

С этой точки зрения был рассмотрен характер распространения сухих (ТУ < 0,1%) газов по катагенетическим зонам. Оказалось, что распределение сухих газов по условиям их залегания носит резко выраженный бимодальный характер (рис. 68), причем выделяется катагенетическая зона, отвечающая ОСВ R^a = 7,1 ÷ 8,5, где они полностью отсутствуют. Газы первой группы приурочены к наименее преобразованным отложениям неогена, второй — к высокопреобразованным (R^a > 8,5) породам верхнемелового и палеогенового возраста. Необходимо отметить приуроченность сухих газов второй группы к площадям, где отсутствуют или слабо развиты сравнительно низкопреобразованные отложения, т.е. снято влияние газов, образующихся в последних.

Самые жесткие условия залегания сухих газов первой группы (ОСВ R^a = 7,1), по-видимому, наиболее близко отвечают условиям, в которых заметные количества гене-

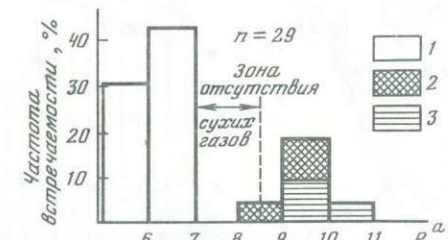
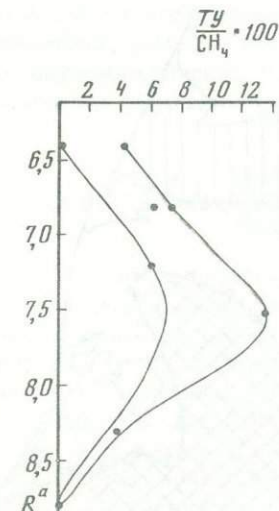


Рис. 67. Связь величины ТУ/СН₄ со средним уровнем катагенетической преобразованности комплекса осадочных пород в пределах отдельных структур Анадырского бассейна

Рис. 68. Распределение сухих газов в различных по степени катагенетической преобразованности вмещающих отложениях Анадырского бассейна
Отложения: 1 — неогеновые, 2 — палеогеновые, 3 — верхнемеловые

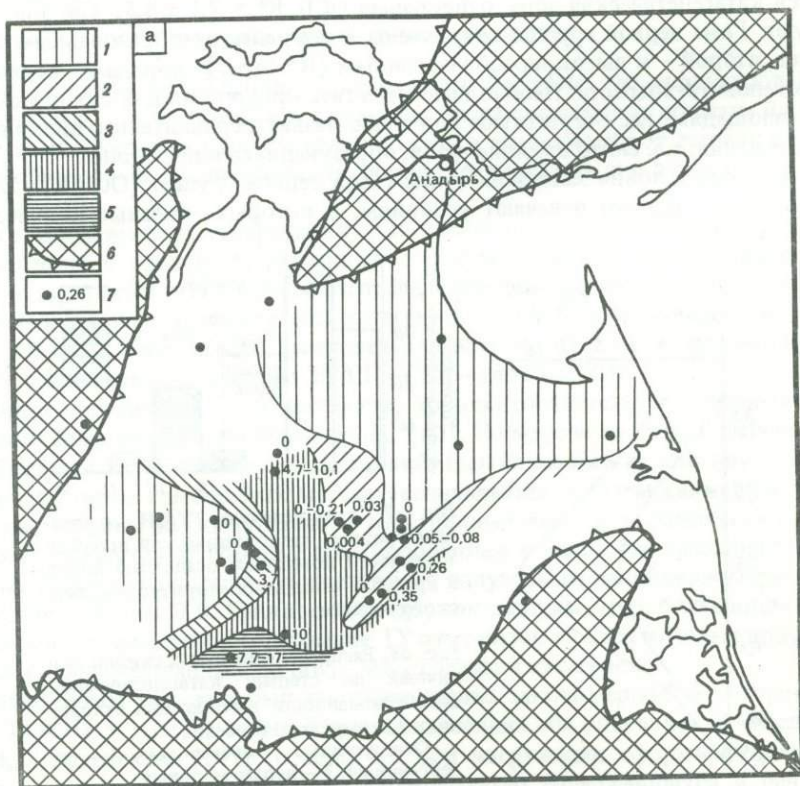
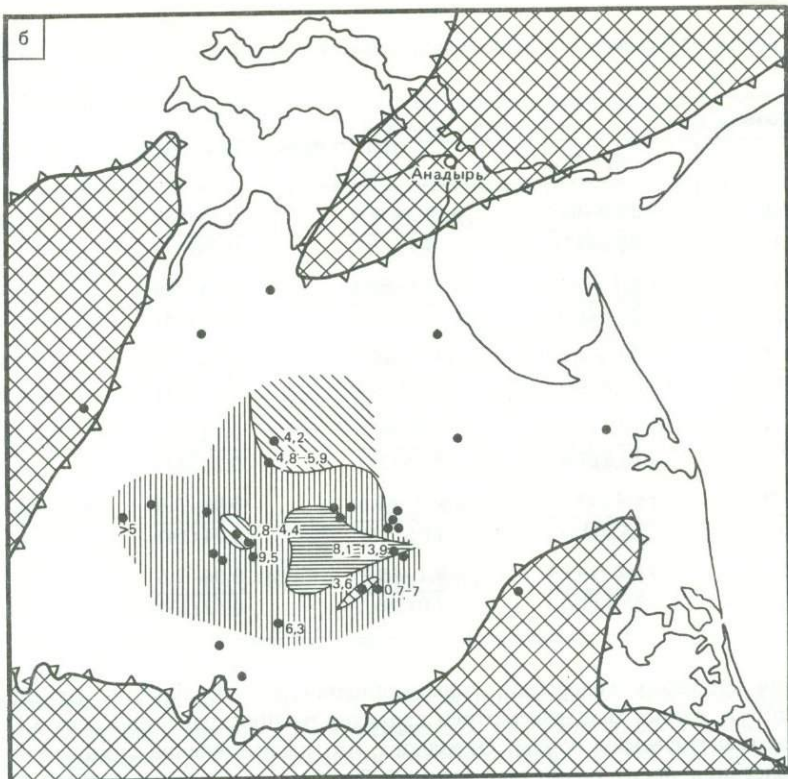


Рис. 69. Схема распространения газов с различной величиной TU/CH_4 в неогеновых (а) и палеогеновых (б) отложениях Анадырского бассейна

Сухие газы с $\frac{TU}{CH_4} \cdot 100$: 1 < 0,1, 2 - 0,1-1,0, 3 - 1,0-5,0, 4 - 5,0-10,0, 5 - > 10,0; 6 - границы бассейна; 7 - точки опробования и значения TU/CH_4

рированных гомологов метана могли разбавить ранее аккумулярованные в залежь газы. В Хатырском бассейне самые жесткие условия залегания сухих газов отвечают $OSB R^a = 6,7$.

Рассмотренные закономерности связи газов различного УВ-состава с удельным уровнем преобразования комплекса материнских и вмещающих отложений хорошо объясняют и площадную зональность распространения газов. При сопоставлении схемы катагенетической зональности Анадырского бассейна (см. рис. 64) и распространения газов различного УВ-состава по площади (рис. 69) эта взаимосвязь прослеживается особенно отчетливо. Зона распространения сухих газов в неогеновых отложениях закономерно тяготеет к областям, где мощность осадочного чехла невелика, а преобразованность СК не выходит за рамки протокатагенеза. Сидикахиты эоцен-олигоценового комплекса почти на всей территории бассейна вступили в зону мезокатагенеза, что и определяет отсутствие в них сухих газов. Возрастание "жирности" газов неогенового комплекса по направлению к южной прибортовой зоне хорошо соответствует увеличению мощностей и степени преобразованности пород, слагающих этот комплекс.

В практическом отношении выявленные связи состава газов с удельным уровнем преобразованности комплекса отложений, слагающих ту или иную структуру, или со степенью преобразованности непосредственно вмещающих отложений открывают возможность уже на начальных этапах изучения новых регионов прогнозировать возможный состав газов на локальных площадях на основе самой общей геофизической информации о строении и мощности разреза.

ГЛАВА 5

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В РАЗНОТИПНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ

Синтезируя изложенный в предыдущих главах материал, попытаемся провести сравнительный анализ нефтематеринского потенциала разновозрастных толщ в разнотипных бассейнах, уяснить общие закономерности в характере распространения разнотипных нефтематеринских пород и обсудить некоторые вопросы, связанные с разработкой моделей нефтегазобразования в бассейнах различного типа.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКОГО ПОТЕНЦИАЛА СЕДИКАХИТОВ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ

Из-за неоднородной детальности и представительности органогеохимических материалов по отдельным бассейнам сравнительный анализ нефтематеринских толщ по всей выборке объектов рассматриваемого региона может быть осуществлен лишь на основе небольшого числа самых общих показателей. В качестве таковых наиболее информативными, несомненно, выступают концентрации в породах $C_{НК}$ и УВ C_{15+} , входящих в состав ХБ. Все данные по исследованным бассейнам Северо-Восточной Азии сведены на диаграммах $C_{НК}$ -УВ. Такие диаграммы удобны и весьма информативны в нескольких отношениях. Во-первых, по соотношению $C_{НК}$ и УВ хорошо различаются толщи с рассеянными и концентрированными формами СК гумусового

(обедненного УВ) и сапропелевого (обогащенного УВ) типов. Тем самым представляется возможность наглядно дифференцировать толщи по их нефтегазоматеринскому потенциалу. С использованием опубликованных данных по аналогичным построениям американских исследователей [14] на диаграммах выделены поля газоматеринских, удовлетворительных, хороших и отличных нефтематеринских отложений, а также поле пород, зараженных аллохтонными УВ. Без сомнения, такое деление является до некоторой степени условным, так как может относиться только к породам, преобразованным не выше градаций МК₂—МК₃. Во-вторых, поскольку диагональные направления (снизу вверх и слева направо) отвечают изолиниям коэффициента $\beta_{С_{нк}}^{УВ}$, по уменьшению степени диагональной вытянутости эллипсов, околонурирующих облака точек фактических данных, можно судить о присутствии в выборках аллохтонных УВ-компонентов. В-третьих, на этих диаграммах по ориентировке длинных осей эллипсов можно грубо судить и о степени катагенетической преобразованности пород. В высокопреобразованных толщах нарушается связь С_{нк}—УВ и эллипсы либо превращаются в изометричные облака точек, либо приобретают субгоризонтальную ориентировку своей длинной осью, причем располагаются они только в нижней части графика — в области низких концентраций УВ. С учетом этих информационных особенностей диаграмм появляется возможность сравнения различных по составу, возрасту и степени вторичной преобразованности толщ во всей совокупности изученных бассейнов.

Бассейны различаются между собой наличием или отсутствием благоприятного сочетания материнских толщ того или иного типа (состава), строения и генезиса. Так, в разрезах палеозойских и нижнемезозойских отложений северных платформенных (Новосибирский) и некоторых протоорогенных (Индигино-Зырянский, Уляганский) бассейнов мезозой присутствуют толщи нефтематеринских пород высокого качества: обогащенные СК сапропелевого типа и его растворимыми компонентами горючие сланцы, битуминозные мергели и известняки [38, 58, 64]. В Новосибирском мегабассейне это прежде всего нижнесреднетриасовые и пермские глинистые горючсланцевые толщи и ниже-среднедевонские доманикоидные образования в составе шлюпочной и соколовской свит. Глинистые породы с повышенными концентрациями С_{нк} (до 3—5%) отмечены также в составе нижнекаменноугольных и верхнетриасовых образований складчатого основания Логнгско-Чукотского бассейна. Однако из-за высокой вторичной преобразованности этих пород они характеризуются низким (остаточным) углеводородным потенциалом. На обрамлении Индигино-Зырянского бассейна первостепенный интерес в отношении нефтематеринских способностей вызывают доманикоидные фации верхней части разреза эйфельских отложений Селеняхского поднятия, а также сложные по составу кремнисто-туфогенно-глинистые породы нятвенской свиты (С₂) южной части Приколымского поднятия. В районе Омолонского массива (Уляганского бассейна) обогащенные СК и УВ породы присутствуют в разрезах намюра, нижней перми, нижнего—среднего триаса.

В верхнемезозойских и кайнозойских разрезах северных платформенных и орогенных бассейнов области мезозойской складчатости преобладают глинистые и терригенные породы с субкларковыми содержаниями рассеянного СК, варьирующего по составу в рамках III типа, а также присутствуют угленосные толщи с гомогенными и рассеянными СК существенно гумусовой природы. На диаграммах С_{нк}—УВ они, как правило, занимают поля газоматеринских и удовлетворительных нефтематеринских отложений.

В бассейнах Приохотья и Приберингоморья (геосинклинальных, прото-, дейтероорогенных, платформенных), за исключением углей, также отсутствуют породы, аномально обогащенные СК. Средние концентрации СК в глинах и глинистах не превышают кларковых значений, заметно уменьшаются в туфогенных разностях (меловые отложения Пенжинского бассейна, палеоцен-нижнеэоценовые образования Ильпинского, неогеновые — Западно-Камчатского бассейна и др.) и несколько возрастают лишь в фито-генно-кремнистых породах. Представление о повышенном нефтематеринском потенциале

таких образований [209] хорошо подтверждается детальными геохимическими исследованиями образцов пород из скв. Магаданской-1. Как установлено, СК опоквидных и кремнистых аргиллитов, вскрытых этой скважиной, приближаются по составу ко II типу, и по сравнению с другими хорошо изученными толщами кайнозойских осадочных бассейнов такие породы обладают наиболее высокими нефтепроизводящими способностями (см. табл. 15).

В Анадырском, Хатырском, Пусторецком, Ильпинском и Олюторском бассейнах относительно повышенными содержаниями СК и УВ отличаются глинистые породы позднеэоценового—олигоценевого возраста. Поскольку эти отложения формировались, по всей видимости, в эпоху максимума морской трансгрессии и планации суши, своеобразие их органогеохимических характеристик дает основание предполагать целесообразность осуществления в дальнейшем специального анализа по установлению закономерностей изменения нефтегазопроизводящих способностей пород в зависимости от положения последних в пределах трансгрессивно-регрессивных циклитов разного порядка [84].

В целом в совокупности рассматриваемых объектов отчетливо проявляется общая региональная закономерность изменения наборов и типов нефтегазоматеринских отложений при переходе от северных платформенных к центральным протоорогенным и далее к южным и юго-западным разнообразным по типам бассейнам. Иначе говоря, историко-тектонический тип бассейна во многом определяет характер развитых в нем нефтегазоматеринских толщ и, следовательно, условия протекающих в нем процессов нефтегазообразования.

К ПОСТРОЕНИЮ МОДЕЛЕЙ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В БАСЕЙНАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Развитие теории нафтидогенеза и непрерывное накопление статистической и генетической информации по геохимии СК, нефти и газа, вещественно-структурным параметрам ОПБ и характеру распределения в них углеводородных ресурсов позволяют строить все более сложные, все более адекватно отражающие природные явления модели различных элементов нефтегеологического районирования (бассейнов, областей, зон, месторождений и т.д.) и отдельных этапов процесса формирования в них скоплений УВ. Конечной целью такого моделирования как неотъемлемого атрибута исследования конкретных объектов является уточнение качественного и особенно количественного прогноза нефтегазоносности и структуры ресурсов УВ. Как и в систематике основных задач геологии, здесь можно различать три главных типа моделей: статические (геолого-структурные, вещественные, в том числе геофизические и геохимические), динамические (основанные на результатах лабораторного моделирования процессов, динамики разработки запасов и т.д.) и ретроспективные (историко-генетические).

Если обратиться к нефтегазоносным ОПБ как основным элементам нефтегеологического районирования, то для них, можно полагать, уже существует в общем-то достаточно отработанная система вещественно-структурных (тектонических или историко-тектонических) моделей, которые отражаются в многочисленных классификационных схемах и способствуют главным образом прогнозу качественных характеристик нефтегазоносности. Что касается геолого-математических моделей, получающих все большее развитие и описывающих зависимости количества и структуры ресурсов УВ ОПБ от геологических параметров последних, то их разработка идет в основном по двум направлениям.

Первое использует в качестве инструмента объемно-статистические, объемно-балансовые и другие методы оценки ресурсов УВ, основанные на выявленных эмпирических закономерностях [110, 112]. Развитие этих моделей происходит в основном по пути увеличения представительности статистических выборок и количества анализируемых параметров, в числе которых начинают фигурировать не только объемы пород,

нефтегазогидродинамических систем и т.д., но и вещественные типы отложений, распределенные по различным глубинам или зонам катагенеза. Такие по существу статические модели в построениях А.Э. Конторовича, М.С. Модылевского, В.Д. Наливкина, И.И. Нестерова и других исследователей все больше приобретают определенный генетический оттенок. Трудности их дальнейшего улучшения определяются сложностью сбора представительной статистической информации для формирования "обучающих" выборок по отдельным типам ОПБ.

Второе направление в создании геолого-математических моделей отвечает ретроспективным задачам геологии и представлено различными вариантами объемно-генетического или историко-генетического метода подсчета запасов. Его развитие, как хорошо известно, сдерживается объективными трудностями определения в каждом конкретном случае коэффициента аккумуляции, а также недостаточной разработанностью, как было показано в предыдущих главах, методов балансовых расчетов нефтегазообразования для всего широкого спектра УВ и материнских пород.

Принципиальные различия между ОПБ отдельных историко-тектонических типов проявляются в составе, наборе и последовательности геотемпалей и структурно-формационных комплексов, в характере комплексной (вертикальной и латеральной) структурной гетерогенности, в изменении во времени и в пространстве интенсивности вертикальных и тангенциальных тектонических движений. Эти различия в вещественно-структурных и геодинамических характеристиках ОПБ обуславливают особенности протекающих в них процессов нефтидогенеза, что выражается, в частности, как отмечалось, в вариации наборов нефтегазоматеринских толщ различного состава и строения, а также в изменении пространственно-временных координат этапов генерации УВ различного фазового состояния, количества и состава продуктов, генерируемых на каждом из этапов, и, несомненно, в изменении условий нефтегазоаккумуляции и сохранности залежей. Если иметь в виду лишь процесс генерации УВ и учитывать то обстоятельство, что динамика и величины прогибания сильно варьируют в каждом бассейне, то различия в условиях нефтегазообразования между ОПБ будут обуславливаться прежде всего неоднородностями в наборах, вещественном составе и широте распространения материнских толщ с тем или иным содержанием и тем или иным составом (типом) СК.

В целях познания особенностей нефтегазообразования в разнотипных ОПБ необходимо обеспечить корректный переход от минерального (мацерального) уровня исследований к бассейновому. В качестве первого шага (для перехода от мацерального уровня к породному) могут быть использованы результаты изучения влияния минеральной среды (МС) на состав, количество и динамику образования продуктов трансформации СК в катагенезе, выполненного на основе анализа природных объектов [41, 49, 59, 72, 73, 76, 189] и с помощью модельных экспериментов [179, 182, 186]. Основные результаты этих исследований, частично обсуждавшиеся в предыдущих главах книги, сводятся к следующему.

1. Существует стохастически устойчивая связь между элементным составом керогена, преобразованных в равной (но не высокой) степени СК и содержанием последних в породах (рис. 70). Эта зависимость, в отношении "гумусовой ветви" которой высказывался в свое время Н.Б. Вассоевич [22], определяется условиями седиментации и диагенеза и служит наглядным проявлением диалектического закона перехода количества в качество. С другой стороны, как хорошо известно, состав СК, и прежде всего обогащенность их водородом, определяют потенциальные масштабы генерации УВ и соотношение внутри их жидких и газообразных (см. рис. 65). Обе отмеченные зависимости позволяют "перебросить мостик" между качественными и количественными параметрами СК и в каждом конкретном случае достаточно четко оценивать его нефте- и/или газоматеринский потенциал, исходя из содержания $S_{\text{нж}}$ в породах.

2. Анализ катагенетической эволюции СК на диаграмме Лейфмана-Вассоевича [76, 189], с помощью которой по направлению вектора изменения элементного состава НОВ, как отмечалось, можно объективно оценивать состав генерируемых продуктов,

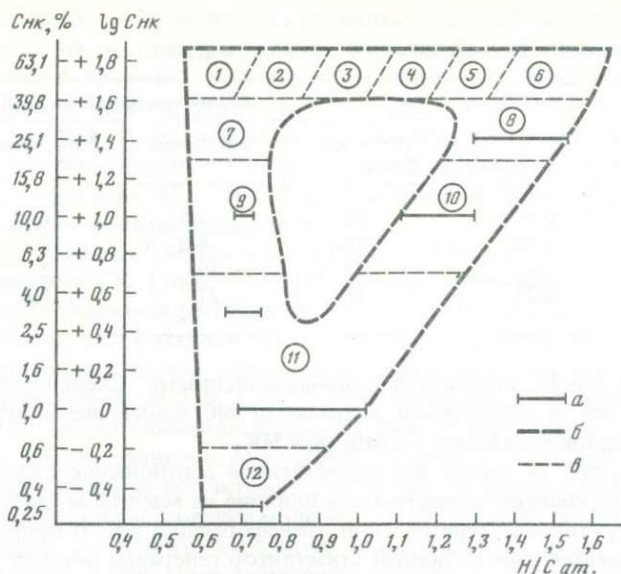


Рис. 70. Связь элементного состава НОВ (на градациях ПК₂) с содержанием в породах С_{НК}.
 Угли: 1 — фюзеновые, 2 — гумусовые, 3 — клареновые и дюреновые, 4 — кеннели, 5 — кеннель-богхеды, 6 — богхеды; сланцы: 7 — углистые, 8 — сапропелевые (горючие); породы, обогащенные СК: 9 — арконового и 10 — алинового типа; породы с СК: 11 — с рассеянными, 12 — с сильно-рассеянными; а — пределы изменения Н/С ат, осредненные по типам пород; б — огибающие кривые; в — границы между типами пород

показывает, что в породах с рассеянными СК III типа генерация УВ-газов (УВГ) носит двухэтапный характер — в зонах ПК₂₋₃—МК₁ и МК₂—АК. При переходе к породам, обогащенным СК, и далее к углям (как в "гумусовой", так и особенно в "сапропелевой" ветви) масштабы генерации УВГ в верхней (до МК₁) зоне существенно снижаются. Нетрудно показать, что газообразование, предшествующее нефтеобразованию, исощает суммарный УВ-потенциал СК. В зоне МК₂—АК образование УВГ протекает вне зависимости от типа и степени концентрированности СК, наиболее интенсивно — в породах, обогащенных СК (С_{НК} ≥ 10%), для которых, в сущности, имеет место только одна фаза газообразования, выделявшаяся ранее [4, 121, 130] как главная.

Эти данные подтверждаются результатами лабораторного моделирования. В опытах по пиролизу искусственных органико-минеральных смесей рост значений МС/С_{НК} ведет к снижению суммарного количества образующихся УВ (в расчете на единицу массы СК) и средней молекулярной массы генерируемых УВ, вплоть до преобладания газообразования над нефтеобразованием.

3. С увеличением концентрации в породах С_{НК} закономерно меняется содержание и состав экстрагируемых хлороформом компонентов — на общем катагенетическом уровне ПК₃—МК₁ снижается выход битумоидов β^{ХБ}, повышается их смолистость и соответственно уменьшается содержание УВ. Кроме того, пространственно-временные координаты уровней максимальной интенсивности генерации и эмиграции битумоидов и УВ различны в породах различного минерального состава с различным содержанием СК.

4. Активность МС, как и свойства самих СК, не остается неизменной в течение катагенеза. Относительная доля удерживаемых минеральной матрицей УВ пиролиза (индекс удерживания) уменьшается с глубиной до градаций МК₂₋₃ и в дальнейшем практически не изменяется (см. рис. 5). После градации МК₂ пути эволюции НОВ в природных объектах независимо от его типа, содержания в породах и литологического

Таблица 17

Связь УВ-потенциала СК с их содержанием в глинистых породах

| Содержание $C_{\text{нк}}$, % | Н/С ат | Продукты пиролиза НОВ | | | |
|-----------------------------------|--------|-----------------------|------------|-------------|--------|
| | | УВГ + ХБ, % вес. | ХБ, % вес. | УВГ, % вес. | УВГ/ХБ |
| 1,0 | 0,90 | 10 | 1,6 | 8,4 | 5,2 |
| 3,0 | 1,05 | 16 | 4,0 | 12 | 3,0 |
| 5,0 | 1,12 | 25 | 10 | 15 | 1,5 |
| 10,0 | 1,23 | 35 | 27 | 8,0 | 0,3 |

состава последних также становятся однонаправленными. Следовательно, зоны проявления фактора МС и наибольшей активности МС совпадают и ограничиваются в целом начальным мезокатагенезом – градацией МК₂.

Таким образом, МС, ее состав и количественное соотношение с органической компонентой породы оказывают существенное влияние на масштабы, динамику образования и состав продуктов катагенетической трансформации СК. В природных объектах фактор МС проявляется как активный стимулятор генерации летучих УВ в зоне позднего прото- и начального мезокатагенеза, причем в наибольших масштабах это образование УВГ связано с СК, рассеянными в терригенных породах в околосларковых концентрациях. В аспекте полученных данных снимаются известные противоречия между различными точками зрения на место, условия проявления и количество фаз газообразования. При совместном учете содержания СК в породах, его состава и выявленных зависимостей проявления фактора МС особенности преобразования СК, характер и динамика образования продуктов в различных типах пород становятся достаточно предсказуемыми. Так, для совокупности СК "морского" генезиса или сапропелевой ветви среднюю зависимость величины НС ат НОВ от содержания $C_{\text{нк}}$ в породе можно представить достаточно четко (см. рис. 70, табл. 17). Это дает возможность по значениям Н/С ат, используя данные пиролитических исследований (см. рис. 65), определить УВ-потенциал СК и разделить его на газовый и нефтяной.

Можно легко подсчитать, что при полной реализации нефтематеринского потенциала (образование ХБ) пласт породы мощностью 1 м с содержанием $C_{\text{нк}} = 10\%$ будет эквивалентен пласту с $C_{\text{нк}} = 5\%$ мощностью 5,4 м, с $C_{\text{нк}} = 3\%$ – 22,5 м и с $C_{\text{нк}} = 1\%$ – пласту мощностью 170 м. В части газообразования подобные различия будут менее контрастными: 1-метровая толща породы с $C_{\text{нк}} = 10\%$ эквивалентна 1,1-метровой с $C_{\text{нк}} = 5\%$, 2,2-метровой с $C_{\text{нк}} = 3\%$ и 9,5-метровой с $C_{\text{нк}} = 1\%$. Эти достаточно общие подсчеты показывают, что порода, содержащая 10% СК II типа (с Н/С ат = 1,23), генерирует только нефтяных УВ C_{15+} не менее чем в 170 раз больше, чем порода с 1%-ным содержанием СК III типа (Н/С ат = 0,9). Если же учесть влияние фактора МС, то за счет эффекта "газификации" продуктов преобразования СК [186] указанные различия окажутся еще более контрастными¹.

Поскольку разнотипные материнские породы связаны с определенными разновидностями геологических формаций, ОПБ отдельных вещественно-структурных (историко-тектонических) типов будут различаться по характеру их распределения. Следовательно, построение количественных моделей нефтегазообразования должно предусматривать установление характера общего распределения в бассейне объемов материнских пород, ранжированных по значениям коэффициентов Н/С ат керогена и характеру распределения объемов их разновидностей, находящихся на различных ста-

¹ Указанные различия в нефтегенерирующих возможностях пород вскрывают истоки широко распространенного учения о нефтематеринских свитах и позволяют развивать его на новом уровне знаний.

диях катагенеза (грубо — на различных глубинах). Дальнейшие расчеты должны быть дифференцированными и предусматривать определение состава и объемов генерируемых продуктов в типовых материнских толщах на последовательных этапах катагенеза. Известные приемы таких расчетов [30, 94, 110, 206 и др.], основанные, по сути, на однотипной схеме нефтегазообразования, несомненно, могут и должны быть усовершенствованы применительно ко всему спектру материнских пород. Необходимость учета фактора МС — это первый вопрос, касающийся совершенствования историко-генетических моделей нафтидогенеза.

Второй вопрос связан с учетом низкокипящих УВ. Как отмечалось, при существующей схеме анализа СК [100, 111, 131] имеется возможность выделения и изучения состава только высокомолекулярной (C_{15+}) фракции УВ, содержащейся в битумоиде. На изменении концентрации и состава этих компонентов в катагенезе и построены общепринятые схемы процессов нефтегазообразования. Температурная фракция УВ, выкипающих до $250^{\circ}C$ (C_{15-}) и составляющих основу нефти, практически выпадает из сферы внимания исследователей. Вместе с тем освещенные в предыдущих главах работы данные о содержаниях в породах и составе ряда УВ C_1-C_{15} показывают, что они не могут не учитываться в балансе нефтегазообразования.

Третий вопрос совершенствования моделей нефтегазообразования связан с необходимостью разработки нового алгоритма балансовых расчетов, учитывающего не только традиционную схему конкурирующих процессов генерации и эмиграции ХВ и УВ, но и показанную в гл. 3 общую направленность изменения состава и ММР УВ, обусловленную последовательными процессами деструкции различных по структуре и ММР компонентов ХВ и УВ.

Наконец, четвертый вопрос, подлежащий обсуждению в данном случае, касается комплексирования результатов, полученных в модельных построениях разного типа. Исходя из охарактеризованных выше трудностей развития статических моделей, представляется, что именно компоновка характеристик ОПБ по достаточно узким вещественно-структурным или историко-тектоническим их типам позволит получить регрессионные уравнения, наиболее точно отражающие запасы УВ и их структуру. В таких моделях, как известно, в комплексе используемых геологических параметров в неявном виде учитывается проявление всех трех процессов онтогенеза нефти и газа — генерации, аккумуляции УВ и их консервации в скоплении. Это, так сказать, оценка "снизу". Напротив, ретроспективные генетические модели, оценивающие потенциал бассейна "сверху", страдают, помимо ряда только что отмеченных недостатков, отсутствием возможности количественного учета коэффициента аккумуляции. Поэтому, видимо, рационально пойти по пути, уже опробованному на объектах более низкого ранга (районах, зонах нефтегазоаккумуляции) и заключающемуся в том, что коэффициенты аккумуляции определяются путем сопоставления оценки генерированных (точнее, эмигрировавших из материнских пород) УВ с реальными запасами в открытых месторождениях [94, 112]. В данном случае сопоставление результатов количественных оценок ресурсов УВ ОПБ "снизу" и "сверху", т.е. полученных в статических и ретроперспективных моделях (с обязательным учетом охарактеризованных выше направлений их совершенствования), позволит получить реальные значения коэффициентов аккумуляции. Совершенно ясно, что такие расчеты и модельные построения необходимо строго дифференцировать по самостоятельным типам бассейнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных научно-исследовательских работ определяются решениями или приближениями к таковым ряда вопросов методического, регионального и общетеоретического характера.

Методические разработки касаются прежде всего аналитических исследований и включают реализацию на стандартной газохроматографической аппаратуре с помощью специально созданных приставок ряда методик определения легких и тяжелых УВ в микронавесках пород и нефтей. В практику лабораторных исследований внедрен следующий комплекс дополнительных, не получивших еще широкого распространения видов анализа: пиролиз пород и НОВ (в версии Rock-Eval III); определение содержания и ММР (фракционного состава) легких УВ C_{15-} ; определение индивидуального состава низкокипящих УВ в породах и нефракционированных нефтях. Охватывая обычно выпадающие из поля зрения легкие УВ и тем самым восполняя существующий пробел в традиционной битуминологической схеме, указанные методы в силу простоты, экспрессности, использования малых объемов проб и высокой информативности приобретают особое значение в практике геохимических исследований. В процессе выполненных работ нашел широкое применение и разработанный способ определения катагенетической преобразованности карбонатных пород по коэффициенту перекристаллизации микрита.

Обоснована и получила развитие также серия методических подходов к интерпретации органогеохимических материалов, ориентированных на решение некоторых актуальных задач нефтяной геологии и геохимии: породно-геоформационный (экологический) подход к анализу нафтидогенеза, и в частности, структурно-дифференцированный подход к изучению катагенетической трансформации карбонатных пород и заключенных в них СК; графический вариант оценки состава и количества подвижных продуктов преобразования СК; способ количественной оценки способности минеральной матрицы пород удерживать УВ (активности минеральной матрицы); стадийный подход при корреляции "нефть (конденсат) — порода", учитывающий преобразование материнских СК в катагенезе и позволяющий установить зональность процесса нефтеобразования; генетические варианты прогноза фазового и индивидуального состава УВ в скоплениях на стадии поисковых работ, предшествующей открытию первых месторождений, и др.

Применение наряду с классическими указанными нетрадиционных, но легко реализуемых анализов СК и их подвижных компонентов значительно расширило возможности исследователей в решении комплекса прикладных задач, вытекающих из анализа условий нефтегазообразования и диагностики производящих толщ в конкретных объектах рассматриваемого региона. Результаты геохимического изучения СК отдельных бассейнов Северо-Восточной Азии во многом определяются степенью их нефтегеологической изученности и в одних случаях отвечают региональной, а в других — поисковой стадии изучения проблемы нефтегазоносности. При этом состав и распределение СК с использованием общих традиционных геохимических параметров изучены по разрезам всей совокупности разнотипных бассейнов региона. На основе этих данных стало возможным оценить нефтегазоматеринский потенциал отдельных литолого-стратиграфических подразделений, показать тесную зависимость органогеохимических показателей СК от степени катагенетической преобразованности, вещественного состава пород и вещественно-генетического типа исходного

органического материала, разбраковать толщи по степени реализованности ими их генетического потенциала, осуществить сравнительный анализ бассейнов по особенностям распределения в них нефте- и газоматеринских отложений того или иного качества.

Установлена общая закономерность в изменении состава и распределения СК по площади рассматриваемого региона. Она заключается в том, что при переходе от северных бассейнов платформенного и (или) пограничного типов к центральным орогенным и далее к южным и юго-восточным разнотипным молодым прогибам области кайнозойской складчатости направленно меняются наборы и (или) сочетания осадочных толщ с различными нефтегенерационными способностями — от характерного наличия в разрезах обогащенных сапропелевым материалом горючесланцевых и доманикоидных образований до монотонных алевролитоглинистых толщ с рассеянными в околосланцевых концентрациях СК III типа, сочетающихся с угленосными, обедненными СК туфогенными и кремнисто-глинистыми образованиями. Последние нередко характеризуются относительно повышенными содержаниями благоприятного для нефтеобразования СК II типа. Соответствующим образом меняется по площади и характер преимущественной нефте- или газоносности бассейнов.

Наиболее полные и детальные геохимические данные накоплены по молодым кайнозойским бассейнам притихоокеанской окраины, в которых ведутся нефтегазописковые работы и открыты первые месторождения. Помимо общих битуминологических параметров классического набора, здесь впервые получены представительные и однородные (сопоставимые) данные по углеводородному потенциалу пород, определяемому с помощью пиролиза, по характеру распределения в породах и составу легких и низкокипящих УВ. На примерах наиболее полно изученных бассейнов — Анадырского, Хатырского, Западно-Камчатского и Северо-Охотского — проанализирован характер эволюции СК в условиях прогрессивного катагенеза, подтвержден ряд известных и выявлено несколько новых закономерностей этого процесса. Среди последних установлены: а) проявление верхнего максимума битуминизации в кремнисто-глинистых породах, обусловленного в основном смолисто-асфальтеновыми компонентами и тяжелыми УВ C_{25+} ; б) закономерное увеличение глубин максимумов относительных содержаний в СК таких компонентов, как дополнительный спиртобензольный битумоид, асфальтены и смолы ХБ, нафтеново-ароматические и метаново-нафтеновые УВ, свидетельствующее о наличии соответствующей последовательности в генерации указанных образований; в) закономерное изменение в катагенезе в седикахитах III типа соотношений между реликтовыми УВ Pr/Φ , $Pr/n-C_{17}$, $\Phi/n-C_{18}$; г) наличие двух максимумов на кривых изменения в катагенезе отношения $УВ C_{15-}/C_{15+}$ — предшествующего и завершающего максимум образования $УВ C_{15+}$.

На составных разрезах трех разнофациальных толщ карбонатных и терригенно-карбонатных отложений ряда объектов северной группы прослежено изменение органогеохимических параметров различных литотипов карбонатных пород в широком диапазоне градаций катагенеза. Это позволило в значительной степени детализировать представления о механизме нефтеобразования в карбонатах, а в рамках развиваемого породно-геоформационного (экологического) подхода к анализу нафтидогенеза — конкретизировать общие особенности и факторы преобразования СК в различном минеральном окружении. В настоящее время можно считать, что в случае глинистых пород на характер преобразования СК значительное влияние оказывает изменение активности ММ, наиболее значительное снижение которой происходит до начальных градаций мезокатагенеза. Взаимодействие СК-ММ реализуется преимущественным образом на "химическом" уровне и ведет, в частности, к стимулированию газо- и конденсатообразования в зоне PK_3 - MK_1 , т.е. на этапе, предшествующем наиболее интенсивному развитию ГФН. Роль фактора минеральной среды в данном случае ограничивается снизу, по-видимому, градацией катагенеза MK_2 , после которой ведущим становится температурный фактор.

Особенности катагенетической эволюции СК в обладающих низкой каталитической

активностью карбонатах теснейшим образом связаны с развитием процессов перекристаллизации, ведущей в конечном счете к обособлению глинистой и кахитовой (органической) составляющих на гомогенные фазы. Это явление названо эффектом перераспределения и квазиконцентрации СК. Поскольку динамика и состав продуктов преобразования рассеянных и концентрированных (гомогенных) форм СК, с одной стороны, и темпы и интенсивность перекристаллизации различных структурных и минералогических типов карбонатов — с другой, неодинаковы, имеет место часто отмечавшееся многообразие органогеохимических картин и "незакономерность" процесса нефтеобразования, если рассматривать карбонатные породы в целом. Как выясняется, особая роль в процессе нафтидогенеза принадлежит глинистым разностям карбонатов (с содержанием НОП 10–30%), которые обладают относительно повышенным по сравнению с чистыми разностями известняков и доломитов УВ-потенциалом и реализуют его наиболее интенсивно в зоне МК₃–МК₄. Роль карбонатного материала, таким образом, в первую очередь сводится к "физической" изоляции СК от воздействия со стороны минеральной составляющей. В этом заключается, видимо, принципиальная особенность механизма нафтидогенеза в карбонатной среде.

Дискретный двухэтапный рост битуминозности СК в кремнисто-глинистых отложениях может быть связан с отчетливо диагностируемой трансформацией кремнистой компоненты. Если нижний этап и по положению на шкале катагенеза, и по составу продуктов отвечает зоне генерации УВ в глинистых породах, то верхний (градация ПК₂) совмещается с зоной перехода опала-СТ в α -кристобалит.

Установление изменчивости большинства показателей состава УВ рассеянных СК в зависимости как от исходного вещественно-генетического типа последнего, так и от степени его катагенетической преобразованности привело к необходимости разработки новых методов прогноза углеводородного и фазового состава нефтегазовых скоплений, основанных на применении стадийного подхода при корреляции "нефть (газ, газоконденсат) — СК". На примерах наиболее изученных бассейнов притихоокеанской окраины предложены и (или) реализованы: способ корреляции "нефть—СК" и выделения производивших отложений по комплексу показателей УВ C₁₅₊ и C₆–C₇; способ прогноза индивидуального состава УВ нефтей и газоконденсатов с учетом миграционной деформации состава фракции УВ C₇ пород; способ прогноза первичного фазового состава углеводородных скоплений по элементному составу исходных СК и по соотношениям отдельных фракций легких (C₁₅₋) и тяжелых (C₁₅₊) УВ СК; способ прогноза газовой зональности по средней степени катагенетической преобразованности отложений на структуре.

К результатам общетеоретического характера, по-видимому, могут быть отнесены упомянутые выводы о механизме нефтеобразования в карбонатных породах, основанные на характеристике явления перекристаллизации пород и квазиконцентрации заключенных в них СК, обоснование общей схемы последовательности и механизма генерации УВ различных структурных типов и молекулярных масс, предложенные подходы к совершенствованию существующих методов балансовых оценок объемов нефте- и газообразования, к разработке моделей нефтегазообразования в разнотипных осадочных бассейнах, детализированные на примере объектов рассматриваемого региона общие положения породно-геоформационного (экологического) направления в учении о нафтидогенезе.

Авторы видят следующие задачи дальнейших исследований в области нефтегазовой геохимии, решение которых необходимо для эффективной геолого-экономической оценки нефтегазовых ресурсов Дальневосточного региона.

1. Развитие породно-геоформационного направления в учении о нафтидогенезе как основы для построения моделей нефтегазообразования в разнотипных осадочных бассейнах.

2. Совершенствование балансовых расчетов генерации и эмиграции всего ряда УВ C₁₊ на основе совокупности учета типа СК, их содержания в породах и состава минерального окружения.

3. Совершенствование методов прогноза фазового и углеводородного состава нефтегазовых скоплений на основе стадийного и генетического подходов, расширение круга прогнозируемых геохимических параметров, установление связей между ними и важными в промышленном отношении физико-технологическими свойствами флюидов.

4. Совершенствование и широкое внедрение в практику пиролитических и термодистилляционных одноступенчатых методов экспресс-анализов СК и нефтей, хромато-масс-спектрометрического определения УВ в целях получения дополнительной информации о нефтегазоматеринском потенциале толщ и о генетических связях нефтей (газоконденсатов) и СК.

5. Построение моделей нефтегазообразования по основным структурно-тектоническим элементам ОПБ Северо-Востока СССР. При этом в соответствии с задачами нефтегазопромышленной практики в качестве объектов выступают Анадырский, Хатырский, Западно-Камчатский и Северо-Охотский бассейны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агапитов Д.И., Иванов В.В., Мотовилов Ю.В., Тютрин И.И.* Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 115–118.
2. *Агапитов Д.И., Иванов В.В., Соинская С.М., Щербань О.В.* Литолого-битуминологическая характеристика отложений внутренней части Пенжинского прогиба (по данным бурения параметрической скважины) // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 5–10.
3. *Агапитов Д.И., Иванов В.В.* Условия генераций и аккумуляции УВ в Анадырском бассейне // Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977. С. 128–133.
4. *Акрамходжаев А.М.* Главная фаза газообразования // Узб. геол. журн. 1973. № 6. С. 3–9.
5. *Амосов Г.И., Иванышина Л.П.* О влиянии присутствия в осадках вулканических продуктов на нефтепроизводящие свойства пород // Вопросы нефтегазообразования в осадочных бассейнах различного типа и возраста. Л.: ВНИГРИ, 1972. С. 115–118. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 310).
6. А.с. 1046508 СССР. Способ определения степени катагенетической преобразованности карбонатных пород / В.В. Иванов, А.В. Гревцев. Заявл. 02.07.81. № 3315326/22–03; Оpubл. в Б.И., 1983, № 37.
7. Аспекты генетических связей нефтей и органического вещества пород. М.: Наука, 1986. 136 с.
8. *Атласов И.П., Вакар В.А., Дибнер В.Д.* и др. Новая тектоническая карта Арктики // Докл. АН СССР. 1964. Т. 156, № 6. С. 1341–1342.
9. *Бадамшин Э.З.* Критерии оценки перспектив нефтегазоносности карбонатных отложений. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978. 169 с.
10. *Баженова О.К., Кореньков А.С.* К геохимической характеристике кайнозойских отложений Ильпинского полуострова // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 1. С. 114–117.
11. *Баженова Т.К., Беляева Л.С., Биккенина Д.А.* и др. О нефтематеринском потенциале докембрийских отложений Сибирской платформы // Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979. С. 134–143.
12. *Бакин В.Е., Евтушенко В.М., Конторович А.Э., Савицкий В.Е.* Критерии оценки нефтегазоносности доманикоидных отложений предрифтовой зоны кембрия Сибирской платформы // Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментитов: Тез. докл. Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 100–101.
13. *Бакланов Э.К., Кудрявцева Е.И.* и др. О первом газовом месторождении в неогеновых отложениях Камчатки // Геология и геофизика. 1982. № 9. С. 35–38.
14. *Беккер А.А., Джонсон М.Л., Йогансон Т.М.* Углеродородный потенциал центральной части Аляскинского залива // Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982. С. 13–22.
15. *Беллами Л.* Инфракрасные спектры сложных молекул. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 590 с.
16. *Брянская Э.К., Оленина З.К., Петров Ал.А.* Анализ прямогонных бензинов методом газожидкостной хроматографии с применением капиллярных колонок // Методы анализа органических соединений нефтей, их смесей и производных. М.: Наука, 1969. С. 7–20.
17. *Вассоевич Н.Б.* Стадии развития нефтематеринских отложений терригенного типа // Происхождение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1955. С. 11–40.
18. *Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 135–156.
19. *Вассоевич Н.Б., Бергер М.Г.* О необходимости широкого использования современных методологических принципов при нефтегеологических исследованиях // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 308–309.
20. *Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.М., Лопатин Н.В., Чернышев В.В.* Главная фаза нефтеобразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. № 6. С. 3–27.
21. *Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В.* и др. Проявление главной фазы нефтеобразования в майкопских глинистых отложениях Западно-Кубанского прогиба // Нефтегазовая геология и геофизика. 1971. № 2. С. 12–15.
22. *Вассоевич Н.Б., Неручев С.Б.* Основные стадии развития нефтематеринских свит и их диагностика // Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Недра, 1979. С. 15–30.

23. *Вассович Н.Б., Успенский В.А.* Геология нефти // Спутник полевого геолога-нефтяника. 2-е изд. Л.: Гостоптехиздат, 1954. Т. 2. С. 152–295.
24. *Вебер В.В.* Нефтеносные свиты и их современные аналоги. М.: Недра, 1973. 279 с.
25. *Вельге Д.Х.* Генезис углеводородов в осадочных породах. Исследование термического разложения керогена и особенно образования n-алканов // Органическая геохимия. М.: Недра, 1970. С. 140–150.
26. *Виноградов В.А., Галоненко Г.И., Русаков И.М., Шимарев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 142 с.
27. *Воропаев В.Н.* Особенности катагенеза ОВ в осадочных бассейнах различных геотектонических зон Северо-Востока СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 24 с.
28. *Вышмировский В.С., Конторович А.Э., Трофимук А.А.* Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск: Наука, 1971. 167 с.
29. *Гагиев М.Х., Гревцев А.В., Иванов В.В.* Опыт изучения катагенетической зональности палеозойских карбонатных отложений Северо-Востока СССР по цвету конодонтов // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 50–55.
30. Газообразование при катагенезе органического вещества пород. Л.: Недра, 1983. 164 с.
31. *Галимов Э.М.* Изотопный метод выявления нефтематеринских отложений на примере месторождений ряда регионов СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 3–21.
32. Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадка. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
33. *Геодекян А.А., Удинцев Г.Б., Баранов Б.В.* и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря // Сов. геология. 1976. № 6. С. 12–31.
34. *Глебовская Е.В.* Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971. 140 с.
35. *Гольберт К.А., Видергауз М.С.* Курс газовой хроматографии. М.: Химия, 1974. 376 с.
36. *Гончаров И.В., Рыльков А.В.* Изопреноидные углеводороды в нефтях Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1982. № 4. С. 23–27.
37. *Гревцев А.В.* Характер перекристаллизации в зернистых карбонатных породах // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 1. С. 126–130.
38. *Гревцев А.В.* Литолого-геохимические особенности нефтидогенеза в палеозойских карбонатных отложениях Северо-Востока СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 18 с.
39. *Гревцев А.В., Иванов В.В.* Перекристаллизация карбонатных пород как показатель их катагенетической преобразованности. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 20 с.
40. *Иванов В.В.* Алгоритм нефтегеологического районирования новых территорий и акваторий // Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978. С. 205–212.
41. *Иванов В.В.* Влияние минеральной среды на динамику нефтеобразования // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 2. С. 440–442.
42. *Иванов В.В.* К построению историко-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 16–24.
43. *Иванов В.В.* Нефтегазоносность осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 131–136.
44. *Иванов В.В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии и Аляски (основные закономерности изменения вещество-структурных и органогеохимических характеристик) // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 213–221.
45. *Иванов В.В.* Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса // Тихоокеан. геология. 1983. № 56. С. 3–12, 32–43.
46. *Иванов В.В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии и перспективы их нефтегазоносности: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1984. 33 с.
47. *Иванов В.В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии: (Сравнительный нефтегеологический анализ). М.: Наука, 1985. 198 с.
48. *Иванов В.В.* Особенности нефтегазообразования в различных бассейнах Севера Тихоокеанского колца // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли: Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 161–162.
49. *Иванов В.В.* Сравнительный анализ процессов нефтегазообразования в глинистых и карбонатных породах // Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979. С. 67–75.
50. *Иванов В.В.* Становление и развитие принципов построения историко-тектонических (генетических) классификаций осадочных бассейнов // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 16–28.
51. *Иванов В.В., Анкудинов Л.А., Коршунов А.А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности кайнозойских впадин северо-восточного побережья Охотского моря // Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 95–101.
52. *Иванов В.В., Анкудинов Л.А., Щербань О.В., Шкерин Л.М.* Литолого-геохимическая характеристика кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины (Северное При-

- охоть) // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 84–95.
53. *Иванов В.В., Бадера И.Г., Воропаев В.Н.* и др. Особенности нефтидогенеза в дома-никоидных и горючсланцевых толщах // Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. Таллин, 1982. С. 77–78.
 54. *Иванов В.В., Белыев И.В.* К тектонике и перспективам нефтегазоносности Примор-ской, Колымской низменностей и прилега-ющего шельфа // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 75–83.
 55. *Иванов В.В., Варнавский В.Г., Гнибиден-ко Г.С.* и др. Сравнительный анализ осадочных бассейнов северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса // Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982. С. 22–28.
 56. *Иванов В.В., Гловов В.Е., Гревцев А.В.* и др. Исследования в области геологии и геохимии нефти и газа // Колыма. 1985. № 3. С. 23–27.
 57. *Иванов В.В., Гревцев А.В.* Закономерности катагенетической перекристаллизации микрита в различных минералогических типах карбонатных пород // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 1. С. 192–195.
 58. *Иванов В.В., Гревцев А.В., Клубов Б.А., Щербань О.В.* Комплекс литолого-геохими-ческих методов оценки нефтегазоносности палеозойских отложений Восточной Яку-тии // Проблемы методики поиска, развед-ки и освоения нефтяных и газовых место-рождений Якутской АССР: Тез. докл. науч.-практ. конф. Якутск: ЯФ АН СССР, 1983. С. 80–83.
 59. *Иванов В.В., Гревцев А.В., Клубов Б.А., Щербань О.В.* Реализация нефтематеринско-го потенциала органического вещества в различных осадочных породах и форма-циях // Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментов: Тез. докл. Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 43–44.
 60. *Иванов В.В., Гревцев А.В.* Метод определе-ния степени катагенетической преобразо-ванности карбонатных пород по интенсивности перекристаллизации микрита // Проб-лемы методики поиска, разведки и освоения нефтяных и газовых месторождений Якутской АССР: Тез. докл. науч.-практ. конф. Якутск: ЯФ АН СССР, 1983. С. 102–104.
 61. *Иванов В.В., Клубов Б.А.* К вопросу о ме-ханизме нефтеобразования в карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 99–106.
 62. *Иванов В.В., Клубов Б.А., Ложкина Н.В., Похилайнен В.П.* Стратиграфия и палеомаг-нитная характеристика верхнеюрских и нижнемеловых отложений о-ва Столбового (Новосибирский архипелаг) // Геология и геофизика. 1977. № 2. С. 114–120.
 63. *Иванов В.В., Клубов Б.А.* Нафтиды и нафт-оиды Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1979. 148 с.
 64. *Иванов В.В., Клубов Б.А., Семенов Г.А.* К проблеме нефтегазоносности палеозой-ских формаций Северо-Востока СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ма-гадан: СВКНИИ. 1974. С. 131–136. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 62).
 65. *Иванов В.В., Коршунов А.А.* Катагенети-ческая зональность пород Анадырской впа-дины и некоторые вопросы ее геологии // Геолого-геохимические особенности место-рождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 169–181. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 69).
 66. *Иванов В.В., Лоджевская М.И.* Особенности распределения запасов углеводородов в об-ломочных и карбонатных породах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 2. С. 418–421.
 67. *Иванов В.В., Похилайнен В.П.* Меловые от-ложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ. 1973. С. 70–107. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 49).
 68. *Иванов В.В., Пуцаровский Ю.М., Тиль-ман С.М.* Тектоническое положение и осо-бенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1981, № 4. С. 5–19.
 69. *Иванов В.В., Семенов Г.А., Ващиллов Ю.А.* О перспективах нефтегазоносности палео-зойских отложений Индигиро-Зырянского прогиба // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 5. С. 1170–1173.
 70. *Иванов В.В., Семенов Г.А., Симаков К.В., Ващиллов Ю.А.* Перспективы нефтегазоно-сности Уляганской и Хуличанской впадин (Северо-Восток СССР) // Колыма. 1977. № 1. С. 41–44.
 71. *Иванов В.В., Устинов Н.В., Клубов Б.А.* Геологические и геохимические предло-сылки нефтегазоносности Пусторецкого бассейна (Северо-Западная Камчатка) // Сов. геология. 1983. № 6. С. 10–23.
 72. *Иванов В.В., Щербань О.В.* Влияние кон-центраций минеральной составляющей на динамику и продукты нефтидогенеза // Методы оценки нефте- и газоматеринско-го потенциала седиментитов. М.: Наука, 1982. С. 96–101.
 73. *Иванов В.В., Щербань О.В., Гревцев А.В.* Фактор минеральной среды в нефтеобразо-вании // Органическое вещество в совре-менных и ископаемых осадках: Тез. докл. VII Всесоюз. семинара. Ташкент: ФАН, 1982. С. 121–122.
 74. *Иванов В.В., Щербань О.В.* К разработке моделей нефтегазообразования в бассей-нах различных типов // Эволюция нефте-газообразования в истории Земли: Тез. докл. IV Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 54–56.
 75. *Иванов В.В., Щербань О.В.* Нафтидогенез в различных седиментитах при эволюции

- осадочных бассейнов // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность: Тез. докл. IV Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 233–234.
76. *Иванов В.В., Шербань О.В.* Особенности нефтегазообразования в различных седиментах и их ассоциациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 8–20.
 77. *Иванов В.В., Шербань О.В.* О стадийности и направленности развития главной фазы нефтеобразования // Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983. С. 57–66.
 78. *Иванов В.В., Непомилуев В.Ф.* Новые данные о битумопроявлениях в палеозойских и триасовых отложениях Новосибирских островов // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 55–60.
 79. *Ивалев А.А.* Модифицированный метод балансового расчета количеств эмигрировавших углеводородов при катагенезе органического вещества // Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментитов. М.: Наука, 1982. С. 63–69.
 80. *Ильинская В.В.* О влиянии геолого-геохимических факторов на состав реликтовых УВ нефтей и органического вещества пород // Геология нефти и газа. 1980. № 2. С. 34–47.
 81. *Ильинская В.В.* Генетические связи углеводородов органического вещества пород и нефтей. М.: Недра, 1985. 160 с.
 82. Инструкция по определению стеранов и тритерпанов в нефтях методом газожидкостной хроматографии. М.: Миннефтепром, 1984. 16 с.
 83. *Иоффе Б.В., Виттенберг А.Г.* Газовая экстракция в хроматографическом анализе (парофазный анализ и родственные методы). Л.: Химия, 1982. 279 с.
 84. *Казаринов В.П.* Этажи нефтегазоносности в мезозойских осадках Сибири // Проблемы сибирской нефти. Новосибирск: Наука, 1963. С. 46–57.
 85. *Кистерова И.Б., Анкудинов Л.А.* Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины (Северное Приохотье) // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 100–109.
 86. *Клубов Б.А.* Природные битумы Арктики. М.: Наука, 1983. 208 с.
 87. *Клубов Б.А.* К вопросу о перспективах нефтегазоносности острова Врангеля и прилегающих акваторий // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: СВ КНИИ, 1973. С. 140–151.
 88. *Клубов Б.А., Бадера И.Г.* Литолого-битуминологическая характеристика палеозойских отложений Уэленского поднятия (Восточная Чукотка) // Колыма. 1978. № 2. С. 41–44.
 89. *Клубов Б.А., Воробьев В.Н., Шербань О.В.* Битуминозные аргиллиты и мергели о-ва Пионер (Северная Земля) – новый при-
 - мер высокозольных доманикоидных сланцев // Всесоюз. совещ. по геохимии горючих сланцев: Тез. докл. Таллин, 1978. С. 61–62.
 90. *Клубов Б.А., Гревцев А.В., Шербань О.В.* Нафтидогенез и вторичные изменения в породах куонамского горизонта Сибирской платформы // Пути эволюции органического вещества в земной коре. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 110–119.
 91. *Клубов Б.А., Иванов В.В., Бадера И.Г.* Новые данные о битумах Селеннянского поднятия (северо-восточная Якутия) / Ред. журн. Геология и геофизика. Деп. в ВИНТИ 15.09.1982, № 5852.
 92. *Клубов Б.А., Семенов Г.А.* Литолого-битуминологическая характеристика кембрийских и ордовикских отложений острова Беннетта (Новосибирские острова) // Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 132–142.
 93. *Конторович А.Э.* Теоретические основы объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа // Материалы по геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 4–51. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 95).
 94. *Конторович А.Э.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 250 с.
 95. *Конторович А.Э., Rogozина Е.А.* Масштабы образования углеводородных газов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГГиМС. 1967. Вып. 65. С. 13–25.
 96. *Конторович А.Э., Данилова В.П.* Нефтегазообразование в угленосных осадочных толщах (на примере мезозойских и палеозойских отложений юга Западной и Средней Сибири) // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. С. 73–82. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 167).
 97. *Конторович А.Э., Парпарова Г.М., Трушков Л.А.* Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности) // Геология и геофизика. 1967. № 2. С. 16–29.
 98. *Копорулин В.И.* Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины. М.: Наука, 1979. 178 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 338).
 99. *Корчагина Ю.И.* Корреляция масел и гетероэлементов в хлороформенном битумоиде осадочных пород // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974. С. 253–255.
 100. *Корчагина Ю.И., Четверикова О.П.* Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 229 с.
 101. *Корчагина Ю.И., Четверикова О.П.* Методы интерпретации аналитических данных о составе рассеянного органического вещества. М.: Недра, 1980. 228 с.

102. Коршунов А.А. Метаморфизм органического вещества юрских и меловых отложений Индигиры-Зырянского прогиба // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1973. С. 130–139. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 49).
103. Косью М.К. Строение и история развития Котельнического складчатого комплекса (Новосибирские острова): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1980. 20 с.
104. Кудрявцева Е.И. Газопроявления в Подкагерном районе Западной Камчатки // Геология нефти и газа. 1978. № 10. С. 41–44.
105. Лейфман И.Е., Вассович Н.Б. Новая диаграмма для сопоставления горючих ископаемых и их предшественников по атомным соотношениям водорода // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 674–678.
106. Линецкий В.Ф. Миграция нефти и формирование ее залежей. Киев: Наук. думка, 1965. 199 с.
107. Лунский М.Х. Хроматографическая методика детального анализа конденсатов и широких бензиновых фракций нефтей на содержание углеводородов C_1-C_9 // Новые методы исследования нефтей, конденсатов, газов, ОБ пород и интерпретации геохимической информации. М.: ВНИГНИ, 1983. С. 3–27.
108. Макаров К.К., Косолапов А.И. Геологическое строение и перспективы южного склона Анабарской антеклизы на нефть и газ // Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М.: Недра, 1968. С. 341–351.
109. Методика исследования нефтей, газов, битумов и пород. Л.: ВНИГРИ, 1973. 111 с.
110. Методические указания по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата. М.: ВНИГНИ, 1983. 215 с.
111. Методы изучения нефтей, природных газов, органического вещества пород и вод. Л.: ВНИГРИ, 1980. 232 с.
112. Методы оценки перспектив нефтегазоносности. М.: Недра, 1979. 332 с.
113. Мишунина З.А. Генетические типы нефтепроизводящих свит карбонатных отложений. М.: Недра, 1973. 124 с.
114. Наканиси К. Инфракрасные спектры и строение органических соединений. Л.: Мир, 1965. 216 с.
115. Неручев С.Г. Нефтематеринские свиты и миграция нефти. Л.: Госгонтехиздат, 1962. 224 с.
116. Неручев С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969. 240 с.
117. Неручев С.Г. Катагенез рассеянного органического вещества пород и генерация нефти и газа в процессе погружения осадков // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194, С. 1186–1189.
118. Неручев С.Г. К изучению главной фазы нефтеобразования // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 43–49.
119. Неручев С.Г., Вассович Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Горючие ископаемые: Докл. сов. геологов на XXV сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1976. С. 47–62.
120. Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Зеличенко И.А., Трушков П.А. Геохимические особенности процессов нефте- и газообразования в отложениях баженовской свиты Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 2. С. 5–16.
121. Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Капченко Л.Н. Главная фаза газообразования – один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества // Геология и геофизика. 1973. № 10. С. 14–16.
122. Орадовская М.М. Стратиграфия ордовика и силура Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 1. С. 474–478.
123. Пепеляев Б.В. О находке неметаморфизованного битума в юго-западной части Приколымского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1961. С. 268–270.
124. Петров Ал.А. Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 261 с.
125. Попов Г.Г. Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 10. С. 32–105.
126. Попов Г.Г. Палеогеновые и неогеновые образования в бассейне р. Авековой // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ, 1975. С. 110–111.
127. Пушаровский Ю.М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 9. С. 15–29.
128. Рогозина Е.А. О балансовой стороне процесса углефикации рассеянного органического вещества пород. Л.: ВНИГРИ, 1969. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 279).
129. Рогозина Е.А. Газообразование при катагенезе органического вещества: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1980. 34 с.
130. Рогозина Е.А., Неручев С.Г., Успенский В.А. О месте и условиях проявления главной фазы газообразования в процессе погружения осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 9. С. 124–132.
131. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л.: Недра, 1966. 316 с.
132. Руководство по анализу нефтей. Л.: Недра, 1966. 299 с.
133. Серова М.Я., Гуляев П.П. О возрасте "восточнокамчатского туфогенного флиша" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 109–119.
134. Современные методы исследования нефтей. Л.: Недра, 1983. 431 с.

135. Соколов Б.А. О направленности и стадийности развития нефтегазоносных бассейнов // III науч. конф. геол. фак. МГУ: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 89–92.
136. Соколов В.А. Очерки генезиса нефти. М.: Гостоптехиздат, 1948. 460 с.
137. Соколов В.А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М.: Недра, 1966. 301 с.
138. Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Карева Н.Ф. Продолжение Южно-Анхойских структур в Приморской низменности // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 6. С. 1447–1450.
139. Стижарский Т.Н. Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000 // Деформация пород и тектоника: Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1964. С. 154–164.
140. Старобинец И.С., Ломейко Н.Н., Коробейник Г.С. и др. Методические рекомендации по анализу газов при геохимических поисках залежей углеводородов. М.: ВНИИЯГГ, 1981. 56 с.
141. Тектоника северной полярной области Земли: (Объяснительная записка к тектонической карте северной полярной области Земли масштаба 1:5 000 000). Л.: НИИГА, 1977. 200 с.
142. Тильман С.М. Типы мезозойд севера Тихоокеанского кольца // Оrogenные пояса: Докл. сов. геологов на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1968. С. 195–201.
143. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
144. Тиссо Б., Велте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.
145. Трофимук А.А., Шило Н.А., Иванов В.В. Нефтегеологическое районирование Северо-Востока СССР и прилегающего шельфа // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1973. С. 3–22. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.49).
146. Успенский В.А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С. 94–101.
147. Успенский В.А., Радченко О.А., Глебовская Е.А. и др. Основы генетической классификации битумов. Л.: Недра, 1964. 267 с.
148. Чахмахчев В.А. Геохимия процесса миграции углеводородных систем. М.: Недра, 1983. 237 с.
149. Шиманский А.К. Некоторые закономерности в составе легких метановых и ароматических углеводородов нефти // Сов. геология. 1967. № 5. С. 37–44.
150. Шиманский В.К., Шапиро А.И., Васильева В.Ф. и др. Выбор некоторых параметров генетической классификации нефтей по данным изучения особенностей углеводородного состава рассеянного органического вещества пород // Генетическая классификация нефтей, газов и рассеянного органического вещества пород. Л.: Наука, 1981. С. 11–23.
151. Шиманский В.К., Шапиро А.И., Гоман Я.Н. Некоторые особенности распределения n-алканов РОВ пород разных стадий литогенеза // Рассеянное органическое вещество на разных этапах литогенеза осадков и процессы нефтеобразования. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 79–98.
152. Шляхов А.Ф. Газовая хроматография в органической геохимии. М.: Недра, 1984. 222 с.
153. Щербань О.В. Геохимия органического вещества кайнозойских отложений Анадырского бассейна // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Магадан: СВКНИИ, 1982. С. 39–41.
154. Щербань О.В. Геохимия нефтей и газов Анадырского бассейна // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Магадан: СВКНИИ, 1982. С. 41–43.
155. Щербань О.В. Использование диаграммы Лейфмана–Вассоевича для оценки состава и количества продуктов катагенетического преобразования органического вещества // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 256–257.
156. Щербань О.В. Некоторые общие черты катагенетической эволюции реликтовых углеводородов органического вещества пород // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 258–259.
157. Щербань О.В. Способ оценки состава и количества продуктов катагенетического преобразования органического вещества с использованием диаграммы Лейфмана–Вассоевича // Геология нефти и газа. 1984. № 9. С. 30–35.
158. Щербань О.В. Геохимия органического вещества, нефтей и газов кайнозойских отложений Анадырского, Хатырского и Ямско-Тауйского осадочных бассейнов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1985. 16 с.
159. Albrecht P. Vandenbroucke M., Mandenque M. Geochemical studies on the organic matter from Douala Basin (Cameron): I. Evolution of the extractable organic matter and the formation of petroleum // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. Vol. 40. N 5. P. 791–799.
160. Bailey N.J.L., Krouse H.H., Evance C.R., Rogers M.A. Alteration of crude oil by waters and bacteria – evidence from geochemical and isotope studies // AAPG Bull. 1973. Vol. 57. P. 1276–1290.
161. Barker C. Pyrolysis technique for source rock evaluation // Ibid. 1974. Vol. 58. P. 2349–2361.
162. Bray E.E., Evans E.D. Distribution of n-paraffins as due to recognition of source beds // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. Vol. 22, N 1. P. 2–15.
163. Brooks P.W., Maxwell J.R. Early stage fate of phytol in a recently deposited lacustrine se-

- diment // *Advances in organic geochemistry* 1973. P.: Technip, 1974. P. 977–991.
164. *Claypool G.T., Reed P.R.* Thermal-analysis technique for source-rock evaluation: quantitative estimate of organic richness and effect of lithological variation // *AAPG Bull.* 1976. Vol. 60. P. 608–612.
 165. *Clayton J.L., Swetland P.J.* Petroleum generation and migration in Denver Basin // *Ibid.* 1980. Vol. 64. P. 1613–1633.
 166. *Connan J., Cassou A.M.* Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation levels // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1980. Vol. 44, N 1. P. 1–23.
 167. *Cooper J.S., Bray E.E.* A postulated role of fatty acids in petroleum formation // *Ibid.* 1963. Vol. 27, N 8. P. 1113–1127.
 168. *Deroo G., Durand B., Espitalié J.* et al. Possibilité d'application des modèles mathématiques de formation du pétrole à la prospection dans les bassins sédimentaires // *Adv. Org. Geochem.* 1968. Vol. 31. P. 345–355. (Intern. Ser. Monogr. in Earth Sci.).
 169. *Durand B., Espitalié J.* Geochemical studies on the organic matter from Douala Basin (Cameroun): II. Evolution of kerogen // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40, N 5. P. 801–808.
 170. *Durand B., Espitalié J.* Evolution de la matière organique au cours de l'enfouissement des sédiments // *C. r. Acad. sci.* 1973. Vol. 276. P. 2253–2256.
 171. *Durand-Souron G., Boulet R., Durand B.* Formation of methane and hydrocarbons by pyrolysis of immature kerogen // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46, N 8. P. 1193–1202.
 172. *Durand B., Nicaise G., Roucaché J.* et al. Etude géochimique d'une série charbons // *Advances in organic geochemistry.* Madrid: Enadisma, 1977. P. 601–631.
 173. *Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D.* Incipient metamorphism structural anomalies and oil and gas potential in the Appalachian Basin determined from conodont color // *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr. Ann. Mtg. Miami Beach (Fla),* 1974. Vol. 6, N 7. P. 723–724.
 174. *Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D.* Conodont color alteration – an index to organic metamorphism // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1977. N 995. P. 27.
 175. *Espitalié J., Deroo G., Marquis F.* La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. – 1^o e partie // *Rev. Inst. Fr. Petrole.* 1985. Vol. 40, N 5. P. 563–579.
 176. *Espitalié J., Deroo G., Marquis F.* La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 2^e pt // *Rev. Inst. franç. pétrole.* 1985. Vol. 40, N 6. P. 755–784.
 177. *Espitalié J., Deroo G., Marquis F.* La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 3^e pt // *Ibid.* 1986. Vol. 41, N 1. P. 73–89.
 178. *Espitalié J., Laporte J.L., Madec M.* et al. Méthode rapide de caractérisation des roches meres, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution // *Ibid.* 1977. Vol. 32, N 1. P. 23–42.
 179. *Espitalié J., Madec M., Tissot B.* Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration // *AAPG Bull.* 1980. Vol. 64, N 1. P. 59–66.
 180. *Espitalié J., Madec M., Tissot B.* et al. Source rock characterization method for petroleum exploration // *Proc. IX Ann. Offshore Technol. Conf. Houston (Tex.),* 1977. Vol. 3. P. 439–445.
 181. *Espitalié J., Schroeder C.* Méthode et appareil pour évaluer rapidement à partir d'un petit échantillon on sédiment géologique, la quantité d'hydrocarbures d'un nombre de carbon inférieur à quinze contenus dans ce sédiment // *Brevet N d'enregistrement national.* 1974. Vol. 74/84.
 182. *Espitalié J., Senga Makadi K., Trichet J.* Role of the mineral matrix during kerogen pyrolysis // *Advances in organic geochemistry,* 1983. Oxford: Pergamon press, 1985. P. 365–382.
 183. *Fisher M.A., Patton W.W., Holmes M.L.* Geology and petroleum potential of the Norton Basin area, Alaska // *US Geol. Surv. Open-File Rep. Menlo Park (Cal.),* 1981. Vol. 81. P. 1316.
 184. *Giraud A.* Applications of pyrolysis and gas chromatography to geochemical characterization of kerogen in sedimentary rocks // *AAPG Bull.* 1970. Vol. 54. P. 439–455.
 185. *Harwood R.J.* Oil and gas generation by laboratory pyrolysis of kerogen // *Ibid.* 1977. Vol. 61. P. 2082–2102.
 186. *Horsfield B., Douglas A.G.* The influence of minerals on pyrolysis of kerogen // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1980. Vol. 44, N 8. P. 1119–1131.
 187. *Huc A.G., Hunt G.M.* Generation and migration of hydrocarbons in offshore South Texas Gulf Coast sediments // *Ibid.* P. 1081–1089.
 188. *Ivanov V.V., Shcherban' O.V.* Characteristics of oil formation in various sediments and their associations // *Intern. Geol. Rev.* 1982. N 11. P. 1269–1280.
 189. *Ivanov V.V., Shcherban' O.V.* Mineral matrix influence on the dynamics and products of the organic matter catagenetic transformation // *Org. Geochem.* 1983. Vol. 4, N 3/4. P. 185–194.
 190. *Jonatan D., L'Hôte G., Rouchet J.* Analyse des hydrocarbures légers par chromatographie des vapeurs // *Bull. Techn. du Gr. Elf-Aquitaine.* 1974. P. 69.
 191. *Juntgen H., Karweil J.* Gasbildung und Gas-speicherung in Steinkohlen flozen. I // *Erdöl und Kohle.* 1966. Bd. 19. S. 251–258.
 192. *Juntgen H., Karweil J.* Gasbildung und Gas-speicherung in Steinkohlen flozen. II // *Ibid.* S. 339–344.
 193. *Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M.* Diagenetics of siliceous oozes. 1. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformations – an experimental study // *Geo-*

- chim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, N 7. P. 1041-1051.
194. *Katz B.J.* Limitation of "rock-eval" pyrolysis for typing organic matter // *Org. Geochem.* 1983. Vol. 4, N 3/4. P. 195-199.
195. *Louis M., Tissot B.* Influence de la température et de la pression sur la formation des hydrocarbures dans les argiles a kérogène // *Proc. VII World Petrol. Congr.* 1967. Vol. 2. P. 47-60.
196. *MacKenzie A.S., Rullkötter J., Welte D.H., Mankiewicz P.* Reconstruction of oil formation and accumulation in North Slope, Alaska, using quantitative gas chromatography-mass spectrometry // *Alaska North Slope Oil/Rock Correlation Study.* Tulsa: AAPG, 1985. P. 319-377.
197. *Pelet R.* Evaluation quantitative des produits formes lors de l'évolution géochimique de la matière organique // *Rev. Inst. franç. pétrole.* 1985. Vol. 40, N 5. P. 551-562.
198. *Perrodon A.* Logique des bassins sédimentaires // *C.r. Acad. sci. D.* 1976. Vol. 283. P. 1265-1268.
199. *Philippi G.T.* On the depth, time and mechanism of petroleum generation // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1965. Vol. 29, N 6. P. 1021-1049.
200. *Philippi G.T.* The deep subsurface temperature controlled origin of gaseous and gasoline-range hydrocarbons of petroleum // *Ibid.* 1975. Vol. 39, N 10. P. 1353-1373.
201. *Philippi G.T.* Correlation of crude oils with their oil source formation, using high-resolution GLC C_6-C_7 component analysis // *Ibid.* 1981. Vol. 45, N 9. P. 1495-1513.
202. *Saint-Paul C., Monin J.-C., Durand B.* Méthode de caractérisation rapide des hydrocarbures de C_1 a C_{35} contenus dans roches sédimentaires et dans les huiles // *Rev. Inst. franç. pétrole.* 1980. Vol. 35, N 6. P. 1065-1078.
203. *Schaefer R.G., Leythaeuser D., Weiner B.* Single-step capillary GC method for extraction and analysis of sub-ppb quantities of hydrocarbons (C_2-C_8) from rock and crude oil samples and its applications in petroleum geochemistry // *J. Chromatogr.* 1978. Vol. 167. P. 355-363.
204. *Snoudon L.R., Powell T.G.* Immature oil and condensate-modification of hydrocarbon generation model for terrestrial organic matter // *AAPG Bull.* 1982. Vol. 66, N 6. P. 775-788.
205. *Tarafa M.E., Hunt M., Eriksson I.* Effect of hydrocarbon volatility and adsorption on source-rock pyrolysis // *J. Geochem. Explor.* 1983. Vol. 18. P. 75-85.
206. *Tissot B.* Premières données sur les mécanismes et la cinétique de la formation du pétrole dans les sédiments. Simulation d'un schéma réactionnel sur ordinateur // *Rev. Inst. franç. pétrole.* 1969. Vol. 24, N 4. P. 470-501.
207. *Thompson K.F.M.* Light hydrocarbons in subsurface sediments // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1975. Vol. 43, N 5. P. 657-672.
208. *Van Krevelen D.W.* *Coal.* Amsterdam: Elsevier, 1961. 514 p.
209. *Van Tuyl F.M., Parker B.N.* The time of origin and accumulation of petroleum. N.Y., 1941. 180 p.
210. *Welte D.H., Hagemann H.W., Hollerbach A., Leythaeuser D.* Correlation between petroleum and source rock // *Proc. IX World Petrol. Congr. Panel Discus. 3.* Tokyo, 1975. P. 179-191.
211. *Welte D.H., Waples D.* Über die Bevorzugung geradzähliger n-Alkane in Sedimentgesteinen // *Naturwissenschaften.* 1973. Bd. 60. S. 516-517.
212. *Whelan J.K.* C_1 to C_7 hydrocarbons from IPOD Holes 397A // *Init. Rep. DSDP.* 1977. Vol. 17, pt 1. P. 531-539.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Введение | 3 |
| <i>Глава 1</i> | |
| Методы исследования и оценки | 6 |
| Аналитические методы | 6 |
| Применяемые классификации | 14 |
| Подходы к интерпретации материала | 15 |
| <i>Глава 2</i> | |
| Состав и распределение седикахитов в осадочных бассейнах | 21 |
| Лаптевско-Янский бассейн | 21 |
| Новосибирский мегабассейн | 24 |
| Чаунский бассейн | 30 |
| Лонгско-Чукотский бассейн | 34 |
| Индигино-Зырянский и Момский бассейны | 37 |
| Уляганский бассейн | 53 |
| Ямско-Тауйский бассейн | 55 |
| Пенжинский бассейн | 60 |
| Анадырский бассейн | 64 |
| Пусторецкий бассейн | 70 |
| Западно-Камчатский бассейн | 73 |
| Ильпинский и Олюторский бассейны | 78 |
| Хатырский бассейн | 84 |
| Северо-Охотский бассейн | 88 |
| Смежные районы | 90 |
| <i>Глава 3</i> | |
| Характер изменения седикахитов в катагенезе | 93 |
| Анадырский бассейн | 94 |
| Хатырский бассейн | 103 |
| Западно-Камчатский бассейн | 104 |
| Северо-Охотский бассейн | 107 |
| Закономерности катагенетического преобразования седикахитов в кайнозойских осадочных бассейнах | 111 |
| Особенности катагенетического преобразования седикахитов в различных типах карбонатных пород | 116 |
| К уточнению механизма процессов нефтегазообразования и теории расчетов масштабов генерации углеводородов | 125 |
| <i>Глава 4</i> | |
| Условия образования и прогноз состава углеводородных скоплений | 133 |
| Корреляция "нефть—порода" и выделение зоны нефтеобразования | 134 |
| Прогноз индивидуального состава углеводородов нефтей | 140 |
| Прогноз фазового состава углеводородов | 143 |
| Прогноз газовой зональности | 146 |
| <i>Глава 5</i> | |
| Сравнительный анализ нефтегазообразования в разнотипных осадочных бассейнах | 149 |
| Сравнительная оценка нефтегазоматеринского потенциала седикахитов осадочных бассейнов | 149 |
| К построению моделей нефтегазообразования в бассейнах различных типов | 151 |
| Заключение | 156 |
| Литература | 160 |

3 р. 10 к.

5025