

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

РОДЧЕНКО АЛЕКСАНДРА ПЕТРОВНА

**ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ, НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫЙ
ПОТЕНЦИАЛ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-
СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

Н.С. Ким

кандидат геол.-минерал. наук

Новосибирск – 2018

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1. ГЕОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА	15
1.1. Стратиграфия.....	18
1.1.1. Келловей и верхняя юра	26
1.1.2. Берриас нижний апт.....	31
1.1.3. Нижний мел (средний апт – сеноман) (покурский надгоризонт) ..	36
1.1.4. Верхний мел (дербышинский надгоризонт)	37
1.2. Тектоническое строение осадочного чехла.....	39
1.3. Палеогеография поздней юры	49
1.4. Нефтегазоносность.....	56
1.4.1. Нижнеюрский нефтегазоносный комплекс.....	59
1.4.2. Среднеюрский нефтегазоносный комплекс	60
1.4.3. Верхнеюрский нефтегазоносный комплекс	61
1.4.4. Нижненеокомский нефтегазоносный комплекс	62
1.4.5. Апт-верхненеокомский нефтегазоносный комплекс	63
1.4.6. Аптский нефтегазоносный комплекс.....	64
1.4.7. Альб-сеноманский нефтегазоносный комплекс	64
1.4.8. Месторождения района исследования.....	64
1.5. Геохимия органического вещества	68
Глава 2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	89
2.1. Материал исследования.....	89
2.2. Методы исследования.....	95
Глава 3. ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА	115
3.1. Содержание органического углерода в породах	115
3.2. Пиролитическая характеристика органического вещества	127
3.3. Кероген пород.....	145

3.3.1. Элементный состав керогенов	145
3.3.2. Пиролиз керогенов	149
3.4. Изотопный состав углерода пород и керогенов	155
3.5. Содержание битумоидов и их групповой состав.....	164
3.6. Геохимия углеводородов-биомаркеров в насыщенных фракциях битумоидов	181
3.6.1. Алканы нормального и изопреноидного строения.....	181
3.6.2. Стераны.....	190
3.6.3. Терпаны.....	199
3.7. Сравнительный анализ органической геохимии пород и условия накопления органического вещества	226
Глава 4. ГЕОХИМИЯ НЕФТЕЙ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ С ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ ПОРОД	235
4.1. Физико-химические характеристики нефтей	235
4.2. Геохимия углеводородов-биомаркеров в насыщенных фракциях нефтей	237
4.2.1. Алканы нормального и изопреноидного строения.....	237
4.2.2. Стераны.....	239
4.2.3. Терпаны.....	241
4.3. Генетические связи между органическим веществом пород и нефтями	245
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	248
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	252
СПИСОК РИСУНКОВ.....	277
СПИСОК ТАБЛИЦ	283

Введение

Актуальность работы и степень разработанности исследования. Мезозойские отложения северо-востока Западной Сибири (ЗС) как объект поиска залежей углеводородов (УВ) привлекает внимание исследователей с 30-х годов XX века. Традиционно перспективность этой территории связывали с поиском газовых и газоконденсатных залежей. Открытие месторождений Ванкорское, Сузунское, Лодочное, Тагульское, Байкаловское и Пайяхское с промышленными запасами нефти привело к необходимости уточнения прогноза нефтегазоносности территории исследования.

Исследования особенностей геохимии органического вещества (ОВ) мезозойских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) проводились, начиная с 60-70-х годов XX века такими учеными, как А.Г. Войцеховская, А.И. Данюшевская, М.М. Колганова, А.Э. Конторович, Е.И. Соболева, Д.С. Сороков, А.С. Фомичев и другими. Их работы показали, что вещественный состав ОВ Енисей-Хатангского регионального прогиба имеет смешанную природу. Значительную роль в формировании состава ОВ сыграло палеогеографическое положение Енисей-Хатангского бассейна между возвышенными сушами Сибирской платформы и Таймыра. Поступление с континента вместе с терригенными осадками органического вещества высшей наземной растительности привело к его перемешиванию с аквагенным ОВ, образовывавшимся непосредственно в бассейне [Сороков, 1971; Конторович и др., 1971, 1974; Войцеховская, 1974; Данюшевская и др., 1973; Соболева, 1981]. В силу размещения и глубины скважин эти исследования содержали информацию главным образом по меловым отложениям Малохетского, Рассохинского и Балахнинского мегавалов.

Результаты последних геохимических исследований органического вещества и нефтей мезозойских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих районов Западно-Сибирской геосинеклизы отражены в работах А.П. Афанасенкова, Л.Н. Болдушевской, И.В. Гончарова, М.В. Дахновой,

Н.С. Ким, А.И. Ларичева, В.Н. Меленевского, А.П. Родченко, О.Ф. Стасовой, Ю.А. Филипцова, Е.А. Фурсенко, А.Н. Фомина и других.

Принимая во внимание, что баженовская свита (верхи нижнего титона – низы берриаса) считается основной нефтегенерирующей толщей в центральной части Западно-Сибирской провинции, изучение органического вещества ее возрастных аналогов – гольчихинской (верхи верхнего бата – низы берриаса) и яновстанской свит (верхи кимериджа – низы берриаса), распространенных на северо-востоке Западной Сибири, и генетически связанных с ними флюидов является актуальной задачей при прогнозе нефтеносности.

В настоящее время многими авторами принимается, что основными нефтегенерирующими толщами на северо-востоке Западной-Сибири являются яновстанская и гольчихинская свиты [Ларичев и др., 2003; Филипцов и др., 2006; Гончаров и др., 2011; Ким, Родченко, 2013]. Также считается, что определенный вклад в формирование залежей жидких углеводородов могли внести уровни с аквагенным органическим веществом малышевской, нижнехетской и шуратовской свит. И.В. Гончаровым с соавторами по результатам пиролиза образцов керна и шлама было показано, что в разрезе изученных скважин нефтепроизводящей является не вся яновстанская свита, а пачка пород в ее нижней части, обогащенная органическим веществом аквагенного генезиса с превосходными генерационными свойствами, мощностью от 50 до 60 м [Гончаров и др., 2011]. В работах А.П. Афанасенкова в верхней части гольчихинской свиты выделяются маломощные прослои 1-2 м на Дерябинской площади и пятидесятиметровый интервал в скв. Пайяхская-4 с аквагенным составом ОВ, повышенными содержаниями органического углерода и высоким остаточным генерационным потенциалом [Афанасенков, 1987; Афанасенков и др., 2015]. В работе [Ким, Родченко, 2013] при исследовании органического вещества юрско-меловых отложений также были установлены уровни в яновстанской, гольчихинской и в меньшей степени в малышевской, нижнехетской и шуратовской свитах, где ОВ пород является аквагенным.

Для однозначного определения источника ОВ, генерировавшего нефть, необходимо выполнить сопоставление молекулярного и изотопного составов в системе нефтематеринская порода – нефть. Большинство проведенных к настоящему времени геохимических исследований на северо-востоке ЗС посвящены изучению природы нефтей Ванкорской группы месторождений и их вероятного источника – яновстанской свиты [Стасова и др., 2005; Филипцов, 2006; Дахнова и др., 2009; Гончаров и др., 2011].

Коллективом авторов на основании детального геохимического анализа пород и нефти из скв. Туколандо-Вадинская-320 сделан вывод, что основными генераторами углеводородов в изучаемом разрезе являются нижнехетская, яновстанская, сиговская и малышевская свиты. Сравнение распределения биомаркеров в нефти (гл. 3635-3656 м) и битумоидах позволило предположить, что ее происхождение связано с ОВ яновстанской свиты [Ларичев и др., 2003].

Предположение о вкладе органического вещества пород нижнехетской свиты, помимо яновстанской свиты, в образование залежей нефтей Ванкорского месторождения сделано в работе [Дахнова и др., 2009]. В свою очередь крайне низкий генерационный потенциал нижнехетской свиты и различия значений молекулярных параметров в нефтях Ванкорского месторождения и в экстрактах отмечены в публикации [Гончаров и др., 2010].

Вопрос об участии ОВ гольчихинской свиты в формировании нефтяных меловых залежей до сих пор остается дискуссионным. Гольчихинская свита изучена в меньшей степени, а ее роль как источника нефтяных УВ подтверждается единичным сравнением распределения углеводородов-биомаркеров нефтей из Пеляткинского и Пайяхского месторождений и битумоида из скв. Пайяхская-1 (гл. 4000-4015 м) [Филипцов, 2006].

Таким образом, несмотря на то, что на сегодняшний день опубликовано значительное количество работ, посвященных геохимии органического вещества северо-востока Западной Сибири, мезозойские отложения либо не анализировались на современном аналитическом уровне, либо исследования были выполнены на небольшом фактическом материале. Настоящая работа

представляет собой комплексное исследование, заполняющее этот пробел. В работе на представительной коллекции кернового материала изучались растворимые (битумоиды) и нерастворимые (кероген) части органического вещества гольчихинской, яновстанской, сиговской и точинской свит. Сделанные выводы о генетическом типе, условиях накопления и преобразования в диагенезе, изменениях в катагенезе органического вещества основывались на анализе совокупности данных, полученных различными методами органической геохимии. Особое внимание было уделено современным аналитическим методам: изучению распределения углеводородов-биомаркеров ОВ пород и нефтей методом хромато-масс-спектрометрии, а также пиролизу ОВ нефтегазопроизводящих отложений.

Объектом исследования являются органическое вещество верхнеюрских и приграничных отложений (гольчихинская свита и ее стратиграфические аналоги - точинская, сиговская и яновстанская свиты), а также нефти меловых залежей западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих районов Западно-Сибирской геосинеклизы.

Научная задача: оценить генерационный потенциал органического вещества верхнеюрских пород на основе изучения его содержания, генетической природы, условий формирования и степени катагенеза. Выявить газо- и нефтепроизводящие породы и установить генезис нефтей меловых залежей северо-востока Западной Сибири.

Основные этапы исследования:

1. Выявление закономерностей распределения содержания в породах ОВ в разрезе и по площади территории исследования;
2. Определение типа битумоидов по отношению к вмещающим породам (автохтонный, аллохтонный, остаточный);
3. Диагностика генетического типа ОВ на основе данных пиролиза пород, исследования керогенов, соотношения изотопов углерода керогенов и бескарбонатных остатков пород, группового и молекулярного состава насыщенных фракций битумоидов;

4. Реконструкция условий осадконакопления и преобразования в диагенезе ОВ по распределению углеводов-биомаркеров и анализу аутигенно-минералогических форм серы и железа в породах;
5. Установление катагенеза ОВ пород по углепетрографическим, пиролитическим и биомаркерным данным;
6. Оценка генерационного потенциала ОВ верхнеюрских отложений и выделение потенциально нефте- и газопроизводящих пород;
7. Исследование физико-химических свойств, группового состава, распределения углеводов в насыщенных фракциях, изотопного состава углерода нефтей и выявление генетических связей с органическим веществом верхнеюрских отложений.

Фактический материал и методы исследования. Коллекция кернового материала в разные годы отбиралась в центре геологических коллекций ИНГГ СО РАН сотрудниками лаборатории геохимии нефти и газа: Н.С. Ким, В.И. Москвиным, А.Н. Фоминым и автором.

В работе исследован 361 образец пород бат-берриасского возраста из 20 скважин, пробуренных на северо-востоке Западно-Сибирского бассейна: Аномальная-51, Горчинская-1, Дерябинская-5 и 9, Медвежья-316, Нанадянская-310, Озерная-8 и 10, Пайяхская-1 и 4, Паютская-1, Пеляткинская-15, Средняяровская-3 и 4, Сузунская-4, Туколандо-Вадинская-320, Ушаковская-1, Хабейская-2, Южно-Носковская-318, Яровская-2. Кроме того, проанализировано 14 проб нефтей ранне- и позднемелового возраста из скважин Ванкорская-6, 11 и 134, Восточно-Мессояхская-35, Дерябинская-2, Казанцевская-5, Пайяхская-1, Пеляткинская-5, Средне-Яровская-2, Сузунская-4, Тагульская-7 и 11, Туколандо-Вадинская-320 и Турковская-1.

Для отобранной коллекции на экспресс-анализаторе АН-7529 определено содержание органического углерода $C_{орг}$ (в % на породу). Методом пиролиза в варианте «Rock-Eval» на приборе SourceRockAnalyzer (SR Analyzer-POPI, Humble Instruments) изучены 309 проб пород и 32 керогена. Элементный состав керогенов (32 пробы) устанавливался на анализаторе EA 1110CHNS (CE Instruments).

Содержание битумоидов (в % на породу) определялось для 130 образцов путем холодной экстракции с использованием центрифугирования. Фракции насыщенных углеводородов битумоидов (130 проб) и нефтей (14 проб), выделенные с помощью адсорбционной хроматографии, исследовались методами газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии. Исследование распределения алканов нормального и изопреноидного строения проводилось на хроматографе Agilent 7820A (Agilent Technologies). Циклоалифатические углеводороды-биомаркеры анализировались на хроматографе Agilent 6890N-масс-спектрометре Agilent 7683 (Agilent Technologies). Определение стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) недебитуминизированного нерастворимого остатка пород, керогенов и нефтей (156, 25 и 11 проб соответственно), выполнялось в ИГМ СО РАН с использованием масс-спектрометрического комплекса, состоящего из масс-спектрометра Finnigan MAT 253 и линии пробоподготовки - Gas Bench II (Thermo Fisher Scientific) и в Томском филиале ФГУП «СНИИГГиМС» в лаборатории изотопных методов на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific). В 152 образцах пород выполнен анализ содержания серы общей, сульфидной и сульфатной, оксидов железа в 2 % вытяжке HCl. Физико-химические характеристики нефтей определялись с помощью стандартных методик ГОСТ Р 51858-2002.

Достоверность полученных научных результатов основана на изучении представительной коллекции фактического материала и использовании комплекса методов лабораторных исследований. Для повышения достоверности методами органической геохимии исследовались разные компоненты ОВ: битумоиды и керогены. При интерпретации геохимических данных учитывались результаты литологических анализов, палеогеографические реконструкции и определения возраста пород по органическим остаткам, полученные специалистами ИНГГ СО РАН, а также из литературных источников.

Для доказательства генерации нефтяных углеводородов выделенными нефтепроизводящими толщами было выполнено сопоставление молекулярного состава битумоидов келловей-верхнеюрских отложений и нефтей меловых

залежей северо-востока Западной Сибири.

Достоверность проведенных аналитических исследований обеспечивалась применением гостированных, метрологически аттестованных или стандартизированных методик, поверенных средств измерений, и использованием межлабораторных и внутрилабораторных стандартов.

Защищаемые научные результаты:

1. По комплексу геохимических параметров показано, что органическое вещество верхнеюрских отложений северо-востока Западной Сибири, отлагавшееся в субокислительных условиях, содержит как аквагенную, образовавшуюся в бассейне, так и террагенную, привнесенную с суши, составляющие. Соотношение между аквагенным и террагенным органическим веществом в разрезе верхнеюрских отложений не остается постоянным: уровни, в которых доля аквагенного органического вещества максимальна, выявлены в низах и верхней части гольчихинской свиты и в различных частях яновстанской свиты.

2. Высоким нефтегенерационным потенциалом обладает преимущественно аквагенное ОВ верхней части гольчихинской свиты и яновстанской свиты, находящееся в главной зоне нефтеобразования. Аквагенное ОВ нижней части гольчихинской и яновстанской свит в погруженных участках северо-востока Западной Сибири вошло в глубинную зону газообразования и большей частью реализовало нефтегенерационный потенциал. Незрелое ОВ верхнеюрских отложений в бортовых частях ЕХРП характеризуется низким нефтегенерационным потенциалом.

3. Установлено значительное сходство состава и распределения углеводородов-биомаркеров, в том числе наличие редко встречающихся перегруппированных и деметилированных гопанов, исследованных нефтей меловых залежей и битумоидов верхней части гольчихинской и яновстанской свит, доказывающее их единый генетический тип.

Личный вклад автора. В 2014 г. были отобраны образцы кернового материала, которые дополнили уже имеющуюся коллекцию в лаборатории

геохимии нефти и газа ИНГГ СО РАН. Осуществлена первичная пробоподготовка пород и для 28 образцов выполнены аналитические работы по получению экстрактов из пород и их хроматографическому разделению. На масс-хроматограммах насыщенных фракций всех проанализированных битумоидов и нефтей идентифицированы и рассчитаны относительные концентрации индивидуальных углеводородов. Автором проведены интерпретация и обобщение полученных данных по содержанию органического углерода и хлороформенных битумоидов в породах, группового состава битумоидов, пиролиза пород и керогенов, элементного состава керогенов, изотопного состава углерода пород и керогенов, по распределению углеводородов-биомаркеров, соотношению аутигенно-минералогических форм серы и железа, отражательной способности витринита. На основе анализа выявленных закономерностей автором получены новые научные результаты.

Научная новизна. Впервые на представительной коллекции кернового материала верхнеюрских пород северо-востока ЗС проведены современные комплексные геохимические исследования. Полученные данные дают основание для уточнения и детализации распределения в разрезе верхнеюрских отложений прослоев с ОВ различных генетических типов. В гольчихинской свите выявлены два интервала с преимущественно аквагенным ОВ. В низах (бат-келловой) гольчихинской свиты аквагенное ОВ накапливалось в осевой части ЕХРП. В верхней части (титон-берриас) гольчихинской свиты интервал с аквагенным ОВ мощностью около 50 м имеет региональное распространение на территории прогиба. Детальными исследованиями подтверждено, что основным источником нефтей меловых залежей северо-востока ЗС является аквагенное ОВ верхней части гольчихинской и яновстанской свит.

Установлено, что в составе керогенов западной части ЕХРП и прилегающих районов присутствуют продукты преобразования белково-углеводных компонентов (меланоидинов).

Среди гопановых углеводородов битумоидов и нефтей идентифицированы и рассчитаны концентрации редко встречающихся перегруппированных гопанов

hY, hZ, диагопанов состава C₂₉ и C₃₀ и деметилированных гопанов – 25,30-бисноргопан C₂₉ и 28,30-бисноргопан C₂₈. Впервые эти соединения использованы для установления генетических связей между ОВ пород и нефтями. Обнаружение во всех изученных битумоидах деметилированных гопанов свидетельствует о существовании в верхнеюрском бассейне специфичных бактерий, участвовавших в разложении ОВ на ранних стадиях диагенеза.

Для незрелого ОВ верхней юры в краевых частях ЕХРП были определены непредельные соединения стеранового ряда – диастер-13(17)-ены и перегруппированные 4-метилдиастер-13(17)-ены состава C₂₇-C₃₀, гопанового ряда – перегруппированные неогоп-13(18)-ены C₂₇, C₂₉ и C₃₀, гоп-17(21)-ены C₂₉-C₃₁, а также гопаны состава C₂₇, C₂₉-C₃₂ с биологической структурой 17β,21β. Высокие концентрации 4-метилстеренов указывают на значительный вклад в состав ОВ на периферии ЕХРП динофлагеллятов и/или гаптофитовых водорослей.

Теоретическая и практическая значимость полученных результатов. Проведенные исследования существенно дополнили знания о распределении и составе ОВ пород на северо-востоке Западной Сибири и позволили выявить закономерности изменения составляющих ОВ химических элементов в геологических процессах. Изучение распределения углеводов, наследующих углеродный скелет и стереохимию липидов живого вещества, в ОВ и нефтях способствует решению фундаментальной проблемы образования углеводов в земной коре и является одним из доказательств осадочно-миграционной теории нафтидогенеза.

Установленное распределение в разрезе гольчихинской и яновстанской свит ОВ аквагенного, террагенного и смешанного генезисов позволяет расширить представления о составе и генерационном потенциале ОВ верхнеюрских отложений на северо-востоке ЗС и тем самым повысить достоверность прогноза фазового состава флюидов при моделировании процессов генерации УВ, применяющегося при поиске месторождений нефти и газа.

Апробация работы и публикация результатов. Основные научные результаты диссертации индивидуально и в соавторстве опубликованы в 4 статьях

в рецензируемых научных журналах, рекомендованных ВАК, и 19 научных работах в сборниках материалов конференций.

Результаты работы докладывались на 16 российских и зарубежных конференциях: Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс» (Новосибирск, в 2011, 2012 и 2013 гг.), Всероссийской молодежной научной конференции «Трофимуковские чтения молодых ученых» (Новосибирск, 2011, 2013 и 2015 гг.), Международном симпозиуме имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2012 г.), The 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference (Новосибирск, 2012), Международной конференции "Химия нефти и газа" (Томск, 2012 и 2015 гг.), Конференции научно-исследовательских работ студентов НГУ «Осень-2012» (Новосибирск, 2012 г.), VII Всероссийском литологическом совещании (Новосибирск, 2013 г.), Всероссийской научной конференции молодых ученых и студентов «Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири», посвященной 80-летию академика А.Э. Конторовича (Новосибирск, 2014 г.), Конференции «Проблемы воспроизводства запасов нефти и газа в современных условиях», посвященной 85-летию ВНИГРИ (Санкт-Петербург, 2014 г.), Международной научной конференции «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология» (Новосибирск, 2015 г.), 27th International Meeting on Organic Geochemistry (Прага, 2015 г.), V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, 2017 г.).

Объем и структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, 4 глав и заключения. Объем диссертации составляет 284 страницы машинописного текста, включая 57 рисунков и 20 таблиц. Список литературы содержит 190 наименований, включая 41 иностранную работу.

Работа выполнена на кафедре месторождений нефти и газа геолого-геофизического факультета Новосибирского национального исследовательского

государственного университета и в лаборатории геохимии нефти и газа Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН.

Благодарности. Автор искренне благодарен научному руководителю кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику лаборатории геохимии нефти и газа Наталье Сергеевне Ким за многолетнее руководство, неоценимую помощь при написании диссертационной работы и всестороннюю поддержку. Особую признательность автор выражает своему учителю на протяжении многих лет обучения в университете и аспирантуре академику РАН Алексею Эмильевичу Конторовичу. За научные консультации автор выражает признательность сотрудникам лаборатории геохимии нефти и газа Л.С. Борисовой, В.А. Каширцеву, В.Н. Меленевскому, Т.М. Парфеновой, А.Н. Фомину, Е.А. Фурсенко, а также коллегам Е.В. Борисову, Л.М. Бурштейну, С.В. Ершову, О.Н. Злобиной, О.Д. Николенко, П.И. Сафронову. Автор благодарен инженерам и лаборантам Н.В. Аксеновой, Н.П. Вертаковой, Л.И. Горбуновой, Е.А. Зубовой, Е.А. Ивановой, А.С. Конышеву, А.В. Кубан, Н.М. Леминой, В.А. Сорокиной, В.Е. Толстокорову, А.И. Чукановой, Н.Т. Юдиной и Л.С. Ямковой, выполнившим химико-аналитические исследования.

Глава 1

ГЕОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Изучение геологического строения северо-востока Западной Сибири началось с путешествия А.Ф. Миддендорфа на полуостров Таймыр в середине девятнадцатого столетия. Позднее низовья Енисея исследовалась И.А. Лопатиным, Ф.Б. Шмидтом [Нефтегазоносные бассейны..., 1994].

В период с 1933 по 1934 гг. в связи с необходимостью решения выдвинутой в 1932 г. Н.С. Шатским проблемы нефтегазоносности Сибири организацией Главсевморпуть проводились маршрутные региональные работы и на небольших участках геологическая съемка. Значительный вклад в изучение геологического строения Енисей-Хатангского бассейна внесли В.Н. Сакс и К.В. Антонов.

Период с 1936 по 1953 гг. является начальным этапом поисков нефти в регионе. С 1936 по 1941 гг. впервые были пробурены единичные поисковые скважины глубиной до 2,5 км в районе поселка Усть-Порт и проведены геофизические исследования, позволившие получить представление о глубинном строении бассейна. Результаты проведенных за этот период нефтегазопоисковых работ на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба отражены в трудах Н.А. Гедройца, В.Н. Сакса, Т.М. Емельянцева, Н.Н. Ростовцева, В.Н. Тебенькова и других. В период с 1941 по 1945 гг. обнаружены нефтегазопроявления в отложениях верхней и средней юры, триаса, верхней перми на Малохетской площади, где поисковое бурение началось еще в 1939 г. После 1945 г. на всей территории бассейна проведена площадная геологическая съемка и продолжено бурение поисковых скважин в низовьях Енисея. На этом этапе выявлены основные черты геологического строения западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих районов Западной Сибири. В 1953 г. нефтепоисковые работы на этой территории были прекращены. Считалось, что мезозойские отложения из-за обилия дизъюнктивных нарушений не содержат промышленные скопления нефти и газа, а перспективные в этом отношении

палеозойские отложения залегают на значительных глубинах [Нефтегазоносные бассейны ..., 1994].

В конце 50-х годов нефтегазопроисковые работы на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба возобновляются с проведения системного анализа предыдущих исследований, уточняется геологическое и тектоническое строение перспективных площадей, выявляются уровни возможного распространения пород-коллекторов и экранов, а также нефтегазоматеринских толщ. В этот период на северо-востоке Западной Сибири были подготовлены основные объекты для глубокого бурения, проведена сейсморазведка. Результаты исследований этого этапа обобщены в работах Н.Ф. Берсенева, Е.Г. Бро, А.А. Булыниной, В.Г. Генералова, И.С. Грамберга, Г.А. Дмитриевой, А.И. Кравцова, Г.Н. Карцевой, Н.Х. Кулахметова, В.И. Лопатина, Л.Д. Малышева, Л.Д. Мирошникова, В.Д. Накарякова, Г.Б. Острога, Г.Э. Прозоровича, А.Н. Резанова, В.Н. Сакса, З.З. Ронкиной, Д.С. Сорокова, Д.Б. Тальвирского, С.А. Федорцовой и других геологов и геофизиков [Нефтегазоносные бассейны ..., 1994; Геология..., 1981].

С 1967 г., когда были значительно увеличены объемы сейсморазведочных работ, параметрического и поискового бурения, начался основной этап открытий газовых (Г) и газоконденсатных (ГК) месторождений в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба: Мессояхское (Г, 1967 г.), Зимнее (Г, 1968 г.), Северо-Соленинское (ГК, 1968 г.), Казанцевское (Г, 1969 г.), Пеляткинское (ГК, 1969 г.), Озерное (Г, 1969 г.), Балахнинское (Г, 1975 г.), Хабейское (Г, 1982 г.), Дерябинское (ГК, 1984 г.), Ушаковское (Г, 1988 г.), Нанадянское (Г, 1990 г.) и другие [Арчegov, Степанов, 2009]. Промышленная нефтегазоносность этих месторождений связана с отложениями юры и нижнего мела. С открытия газоконденсатных залежей в линзовидных песчаных пластах на Дерябинской площади начинается этап поисков скоплений углеводородов, связанных с неантиклинальными ловушками. Среди месторождений преобладают газовые и газоконденсатные. Нефтяные залежи открыты в меловых отложениях на Пайяхской, Новосоленинской и Байкаловской площадях. Байкаловское

нефтегазоконденсатное месторождение открыто компанией ОАО «Роснефть» в 2009 г.

Научное обобщение геолого-геофизических материалов осуществлялось коллективами специалистов НИИГА (ВНИИОкеанология), СНИИГГиМСа, ВНИГРИ, ИГиГ СО АН СССР (ИНГГ СО РАН), ГПП «Енисейнефтегазгеология» и «Енисейгеофизика». Большой вклад в разработку теоретических и практических вопросов нефтегазовой геологии Енисей-Хатангского бассейна внесли ведущие специалисты научно-исследовательских и производственных организаций: Е.Г. Бро, В.И. Бодылевский, А.Г. Войцеховская, Г.Д. Гинсбург, И.С. Грамберг, В.В. Гребенюк, А.Г. Дмитриева, Г.А. Иванова, В.И. Казаис, Г.Н. Карцева, Е.П. Колокольцева, А.Э. Конторович, Н.Е. Котт, Л.Л. Кузнецов, Д.П. Куликов, И.Г. Левченко, К.И. Микуленко, В.Д. Накаряков, И.Д. Полякова, З.З. Ронкина, В.Н. Сакс, М.Х. Сапир, В.Г. Сибгатуллин, Л.С. Сороков, Д.Б. Тальвирский, Н.И. Шульгина и другие [Нефтегазоносные бассейны ..., 1994].

В настоящее время геологическое изучение арктических районов Сибири, в том числе Енисей-Хатангского регионального прогиба возобновлено. За последние десятилетия на территории прогиба пробурены новые глубокие скважины, вскрывшие на значительную глубину отложения мезо-кайнозойского осадочного чехла, выполняются сейсморазведочные работы в рамках программ Федерального агентства по недропользованию. Исследования на этой территории проводятся коллективами ИНГГ СО РАН, СНИИГГиМС, ТомскНИПИнефть, ВНИГНИ и других организаций. Активное участие в изучении региона принимают отечественные компании ОАО «Роснефть» и ОАО «Газпром», ОАО «Пайяха», ЗАО «Ванкорнефть».

1.1. Стратиграфия

Осадочный чехол Енисей-Хатангского бассейна, сформированный на древнем дорифейском фундаменте, сложен отложениями рифея, венда, палеозоя, мезозоя. Основным перспективным объектом разведки и наращивания запасов, как для территории исследования, так и для всей Западной Сибири являются отложения юрско-мелового комплекса [Нефтегазоносные бассейны..., 1994].

В качестве региональных стратиграфических подразделений юры и мела на территории Западной Сибири приняты горизонты, границы которых отвечают изменениям режима осадконакопления.

Формирование изучаемых верхнеюрских и приграничных выше- и нижележащих отложений происходило в период общебореальной трансгрессии, начавшейся в конце средней юры и развивавшейся в поздней юре [Шурыгин, 2000]. Нижняя граница слоев, фиксирующих начало трансгрессии, датируется верхами верхнего бата. Верхняя граница изучаемых гольчихинской и яновстанской свит (синхронная границе баженовского горизонта), не совпадает с границей юры и мела общей шкалы, и обычно рассматривается внутри берриаса [Решение..., 2004; Шурыгин, Дзюба, 2015]. В конце берриаса - начале валанжина произошла наиболее существенная перестройка палеогеографической обстановки сибирских бассейнов седиментации, связанная с началом процессов горообразования на окружающей суше. Оживление рельефа особенно на территории Сибирской платформы, Палеоалтая и Палеоенисейского кряжа привело к активному поступлению в бассейн терригенного материала с возвышающихся суш [Конторович и др., 2014].

В составе келловея и верхней юры снизу вверх выделены: васюганский, георгиевский и баженовский горизонты (Рисунок 1.1) [Решение..., 2004]. Нижняя часть берриаса генетически однородна с верхнеюрской толщей и, соответственно, относится к баженовскому горизонту и входит в состав яновстанской, гольчихинской свит.

Мел, исключая нижнюю часть берриаса, в пределах Западной Сибири

делится на три части, которые, как правило, не совпадают с отделами общей шкалы, но имеют тесную связь с перекрывающими и подстилающими образованиями региона. Выделяют берриас-нижнеаптский (зареченский), апт-альб-сеноманский (покурский), верхнемеловой без сеномана (дербышинский) надгоризонты. Именно по этим надгоризонтам и проводится районирование, и составляются современные региональные стратиграфические схемы мела Западной Сибири. В региональной стратиграфической схеме зареченского надгоризонта выделены шесть горизонтов снизу вверх: куломзинский, тарский, аганский, усть-балыкский, черкашинский и алымский. В составе покурского надгоризонта обособляются (снизу вверх): викуловский, ханты-мансийский и уватский горизонты. Для верхнемеловых отложений (без сеномана) снизу вверх выделены четыре горизонта: кузнецовский, ипатовский, славгородский и ганькинский (Рисунки 1.2, 1.3, 1.4) [Постановления..., 2006].

Существенные отличия условий седиментации на территории Западно-Сибирского палеобассейна в позднеюрское и меловое время обусловили различное фациальное районирование для келловей и верхней юры, включая низы берриаса, берриаса-нижнего апта, апт-альб-сеномана и верхнего мела без сеномана (Рисунок 1.5).

Келловей-верхнеюрские отложения представлены на огромных территориях Западной Сибири осадками преимущественно морского и переходного типов. На схеме фациального районирования для келловей и верхней юры район исследования расположен на территории Гыданского и Тазо-Хетского фациальных районов (см. рисунок 1.5а), входящих в состав Обь-Ленской фациальной области [Решение..., 2004; Шурыгин и др., 2000]. Границы структурно-фациальных районов северо-восточных территорий Западной Сибири, где распространены яновстанская и гольчихинская свиты были уточнены сотрудниками ИНГГ СО РАН [Геологическая модель..., 2016Ф].

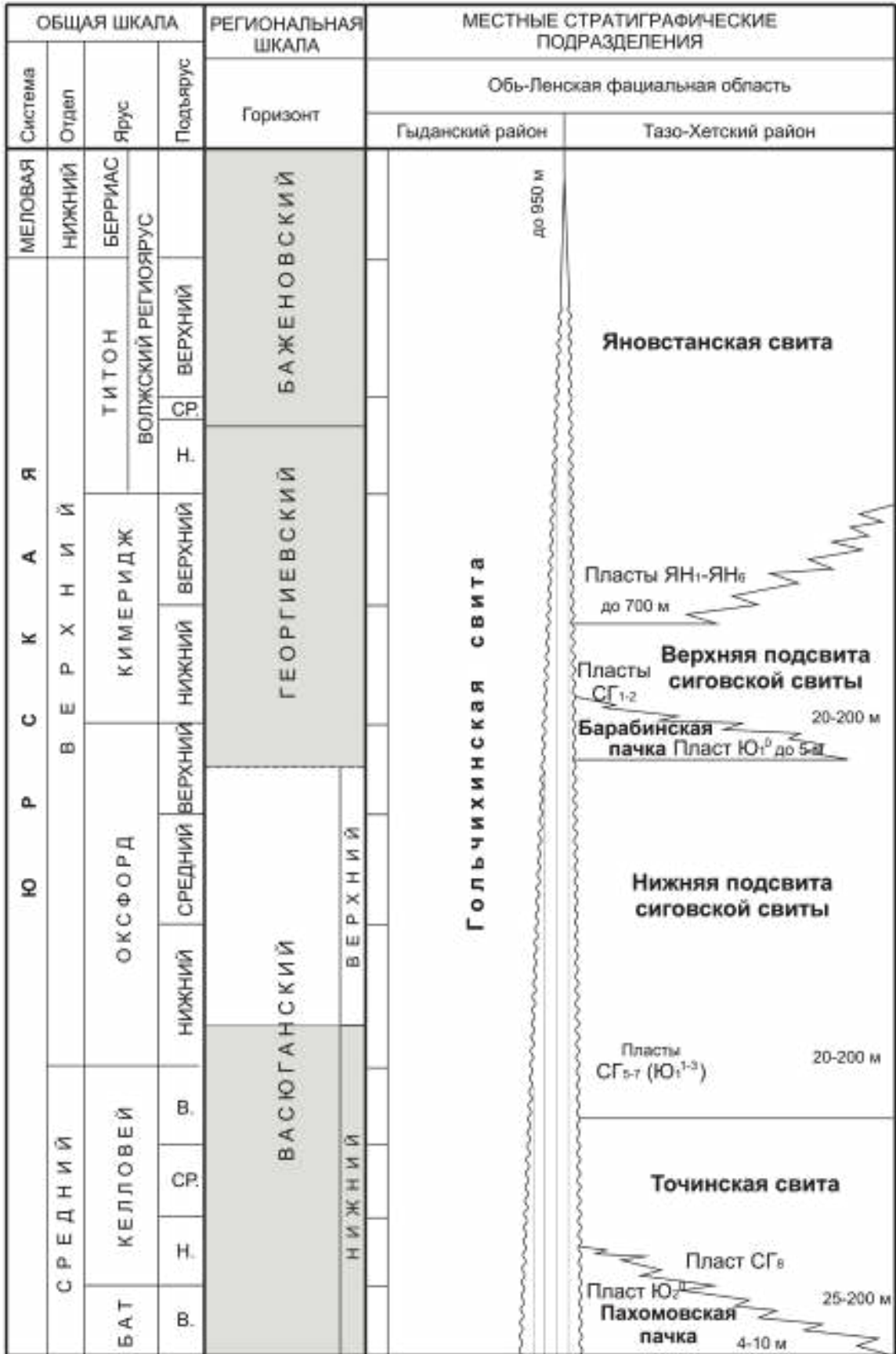


Рисунок 1.1 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы келловоя и верхней юры Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Решение..., 2004]

Темная заливка - существенно глинистые горизонты

ОБЩАЯ ШКАЛА				РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА		МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ		
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Маркирующие горизонты		Енисей-Хатангский район		
М Е Л О В А Я Н И Ж И Й	Б Е Р И А С	В А Л А Н Ж И Н С К И Й	С. А Л Ь М С К И Й	Кошайский (ksh)		Яковлевская свита (нижняя часть)		
								Нижневалымский (nal)
				В. Ч Е Р К А Ш И Н С К И Й	Быстринский (bst)		Пласты МХ 150-350 м	
				В. Ч Е Р К А Ш И Н С К И Й	Приобский (prb)		До 60 м	
				В. Ч Е Р К А Ш И Н С К И Й	Пимский (pm)		До 725 м	
				В. Ч Е Р К А Ш И Н С К И Й	Сарманковский (srm)		50-400 м	
				В. А Г А Н С К И Й	Савуйский (sv)		Соленинская пачка Пласты СД ₃ -СД ₁₁ 10-550 м	
				В. А Г А Н С К И Й	Урьевский (ur)		Пласты НХ ₁₋₃ До 200 м	
				В. Т А Р С К И Й	Хальмерпаютинский (hlm)		До 1030 м	
				В. Т А Р С К И Й	Приозерный (prz)		Нижнехетская свита	
				В. К У Л О М З И Н С К И Й	Сабунский (sb)		Пласты НХ ₁ -НХ ₆ 10-600 м	
В. Б А Ж Е Н О В С К И Й	Баженковский (bg)		Гольчихинская свита (верхняя часть)					
					Яновстанская свита (верхняя часть)			

Рисунок 1.2 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы берриас-аптских отложений Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Постановления..., 2006]

ОБЩАЯ ШКАЛА		РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА			МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Надгоризонт	Горизонт	Подгоризонт
М Е Л О В А Я						
	ВЕРХНИЙ	СЕНОМАНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	П О К У Р С К И Й		
			СРЕДНИЙ			
			НИЖНИЙ		УВАТСКИЙ	
	НИЖНИЙ	АЛЬБСКИЙ	ВЕРХНИЙ			
			СРЕДНИЙ		ХАНТЫ-МАНСИЙСКИЙ	
			НИЖНИЙ			
АПТСКИЙ	ВЕРХНИЙ			НИЖНИЙ	ВЕРХНИЙ	
СРЕДНИЙ						
ВИКУЛОВСКИЙ						
У С Т Ъ - Е Н И С Е Й С К И Й Р А Й О Н						
Дорожковская свита (нижняя часть)						
Долганская свита						
		Пласт Дл ₁			160-460 м	
Яковлевская свита						
		Пласты Як ₁ -Як ₄			200-540 м	

Рисунок 1.3 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы апт-альб-сеноманских отложений Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Постановления..., 2006]

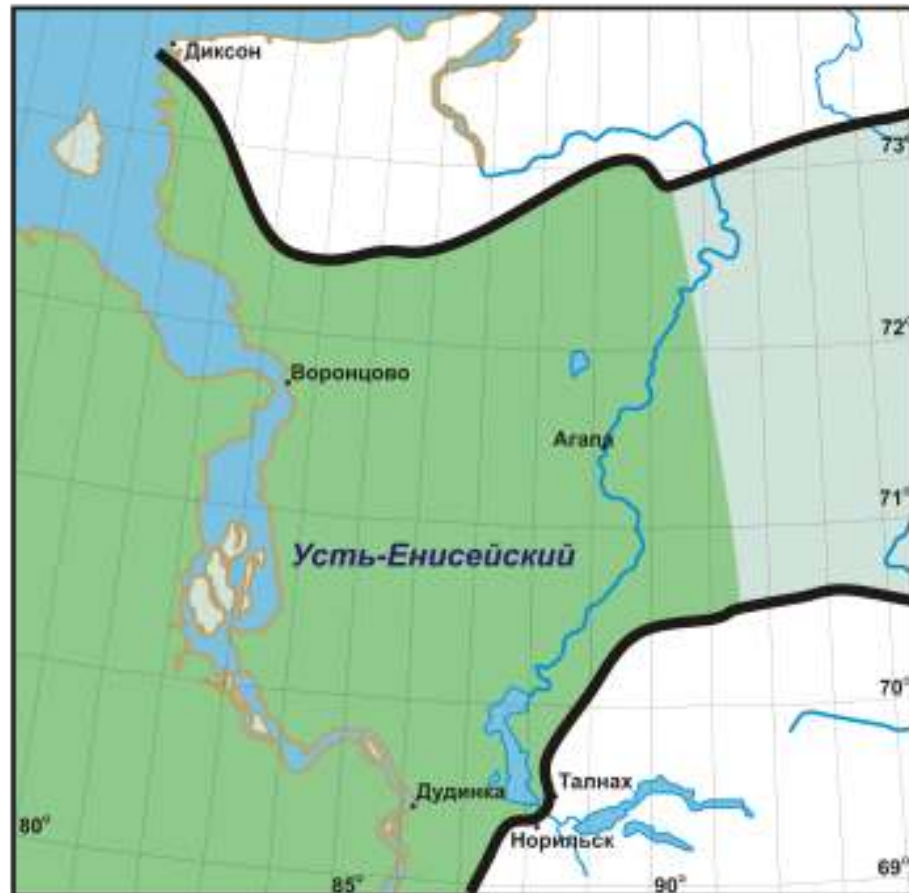
ОБЩАЯ ШКАЛА				РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА		МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	
Система		Отдел		Надгоризонт		Усть-Енисейский район	
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ПАЛЕОЦЕНОЗ	ДАТСКИЙ					
М Е Л О В Я				ГАНЬКИНСКИЙ		Кэтпарская свита до 100 м	
				СЛАВГОРОДСКИЙ		Танамская свита 30 - 40 м	
В А И Й				СЛАВГОРОДСКИЙ		Верхняя подсвита салпадинской свиты 20-50 м	
						Нижняя подсвита салпадинской свиты 40-125 м	
О Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 5 15-100 м	
						Пачка 4 50-160 м	
Е Р Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 3 30-40 м	
						Пачка 2 80-90 м	
Л Р Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 1 70-100 м	
						Дорожковская свита (верхняя часть) 45-130 м	
В Е Р Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 5 15-100 м	
						Пачка 4 50-160 м	
В Е Р Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 3 30-40 м	
						Пачка 2 80-90 м	
К А М П А Н С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 1 70-100 м	
						Дорожковская свита (верхняя часть) 45-130 м	
М А А С Т Р И Х Т С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 5 15-100 м	
						Пачка 4 50-160 м	
Н И Ж Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 3 30-40 м	
						Пачка 2 80-90 м	
В Е Р Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 1 70-100 м	
						Дорожковская свита (верхняя часть) 45-130 м	
Т У Р О Н С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 5 15-100 м	
						Пачка 4 50-160 м	
Н И Ж Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 3 30-40 м	
						Пачка 2 80-90 м	
К О Н Ъ Я К С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 1 70-100 м	
						Дорожковская свита (верхняя часть) 45-130 м	
С А Н Т О Н С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 5 15-100 м	
						Пачка 4 50-160 м	
В Е Р Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 3 30-40 м	
						Пачка 2 80-90 м	
Н И Ж Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 1 70-100 м	
						Дорожковская свита (верхняя часть) 45-130 м	
К О Н Ъ Я К С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 5 15-100 м	
						Пачка 4 50-160 м	
С А Н Т О Н С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 3 30-40 м	
						Пачка 2 80-90 м	
В Е Р Х Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 1 70-100 м	
						Дорожковская свита (верхняя часть) 45-130 м	
Н И Ж Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 5 15-100 м	
						Пачка 4 50-160 м	
Т У Р О Н С К И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 3 30-40 м	
						Пачка 2 80-90 м	
Н И Ж Н И Й				ИПАТОВСКИЙ		Пачка 1 70-100 м	
						Дорожковская свита (верхняя часть) 45-130 м	

Рисунок 1.4 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы верхнемеловых (без сеномана) отложений Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Постановления..., 2006]

Келловей и верхняя юра (а)



Средний апт-сеноман (в)



Берриас-нижний апт (б)



Турон-маастрихт (г)

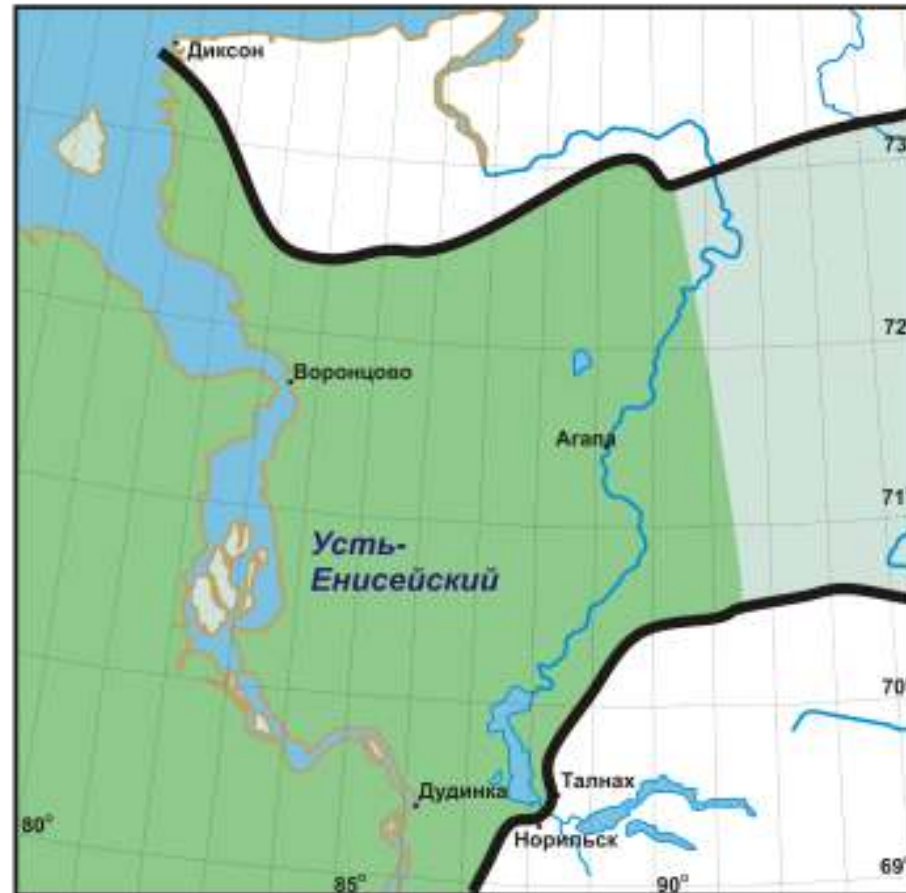


Рисунок 1.5 – Схемы фациального районирования келловей и верхней юры (а), берриас-нижнего апта (б), апт-альб-сеномана (в) и верхнего мела без сеномана (г) северо-востока Западной Сибири [Решение..., 2004; Постановления..., 2006; Геологическая модель..., 2016Ф]

Условные обозначения: 1 - границы фациальных районов; 2 - границы мезозойских отложений



Для берриас-нижнеаптских отложений район исследования расположен в Притаймырском и Малохетском подрайонах Енисей-Хатангского фациального района (Рисунок 1.5б). В северном направлении происходит переход нижнехетской, суходудинской и нижней части малохетской свит, представленных мелководно-морскими и континентальными осадками, в шуратовскую и байкаловскую свиты, сложенные преимущественно морскими, а в основании мела и относительно глубоководно-морскими отложениями. Граница подрайонов сотрудниками ИНГГ СО РАН проведена по кромке палеошельфа на конец формирования нижнехетской свиты. Таким образом, возрастные аналоги свиты в Притаймырском подрайоне представлены склоновыми отложениями, а также относительно глубоководными образованиями (подачимовская, ачимовская и надачимовская толщи) шуратовской свиты. Нижняя подсвита суходудинской свиты при переходе в верхнюю часть шуратовской, так же приобретает черты свойственные отложениям клиноформного комплекса.

Апт-альб-сеноманские отложения на рассматриваемой территории приурочены к Усть-Енисейскому фациальному району (Рисунок 1.5в). Апт-альб-сеноманские отложения формировались в условиях переходного осадконакопления и в прослоях имеют морской генезис, здесь развиты яковлевская, долганская и частично дорожковская свиты.

Верхнемеловые отложения (без сеномана) образовались в условиях расширения морского режима седиментации и сложены в значительной своей части глинами и является экраном для залежей газа в подстилающих ее сеноманских отложениях. В толще также имеются достаточно мощные толщи слабо уплотненных песчаников, песков и алевролитов, содержащие промышленные залежи газа. В Усть-Енисейском фациальном районе, который занимает подавляющую часть исследуемой территории, распространены насоновская, салпадаяхинская и танамская свиты (Рисунок 1.5г).

Стратиграфическая схема юры Западной Сибири, используемая в настоящее время и согласно которой дается описание стратиграфических подразделений в настоящей работе, была принята на Межведомственном стратиграфическом

совещании (г. Новосибирск, 2003 г.) и утверждена МСК в 2004 г. в качестве корреляционной [Решение..., 2004]. Последние региональные стратиграфические схемы мела, использованные в работе, утверждены МСК в 2005 г [Постановления..., 2006].

1.1.1. Келловей и верхняя юра

Точинская свита (верхи верхнего бата – нижняя часть верхнего келловея) распространена в пределах Тазо-Хетского фациального района, а также прослеживается в восточной части Енисей-Хатангского прогиба в Паксинском фациальном районе. Стратотип выделяется в скважине Малохетской-10-Р в интервале 1470-1425 м. Свита сложена темно-серыми, иногда с буроватым оттенком аргиллитами, в средней части отмечаются редкие прослои песчаников и алевролитов. В свите найдены многочисленные остатки аммонитов, двустворок, фораминифер верхов верхнего бата – низов верхнего келловея. Нижняя граница точинской свиты определяется по достаточно резкой смене песчано-алевролитовых толщ малышевской свиты морскими глинами. Песчано-алевролитовые прослои в составе точинской свиты играют существенную роль в сводовых частях положительных структур. Эта свита соответствует нижней, наиболее глинистой, части нижневасюганского горизонта. В подошве свиты залегает трансгрессивный базальный пласт Ю₂⁰ – пахомовская пачка мощностью 4-10 м. Она сложена слабо отсортированными песчаниками и алевролитами с обломками древесины, иногда гравелитами с сидеритовыми оолитами и морской фауной. В породах встречаются многочисленные остатки морских двустворок, фораминифер, на разных уровнях встречаются остатки скафопод и лингулы, обычно свидетельствующие о крайнем мелководье в момент образования соответствующих слоев. Мощность свиты изменяется от первых метров на крайнем востоке до 300 метров в погруженной части Енисей-Хатангского регионального прогиба [Шурыгин и др., 2000].

Сиговская свита (верхи верхнего келловея – верхняя часть кимериджа). Стратотип выделяется в скважине Малохетская-10-Р в интервале 1315-1240 м.

Сиговская свита представлена песчаниками и алевролитами светло-серыми, иногда глауконитовыми, с прослоями аргиллитов. Географически сиговская свита распространена в тех же пределах, что и точинская. По своему строению и стратиграфическому положению она соответствует песчаной верхней толще васюганского горизонта и песчаным аналогам георгиевского горизонта. Сиговскую свиту иногда разделяют на существенно песчано-алевролитовую нижнюю подсвиту и верхнюю подсвиту более глинисто-алевритистого состава. Верхняя граница свиты (от верхов верхнего кимериджа до верхней половины нижнего кимериджа) имеет «скользящий» характер, установленный по многочисленным находкам фоссилий [Шурыгин и др., 2000].

Нижняя подсвита представлена чередующимися между собой светло-серыми песчаниками и алевролитами, и грязно-серыми алевролитами и глинами. Песчаники и алевролиты обычно плохо отсортированы и содержат гальки глин, обломки раковин. На сводах поднятий нижняя подсвита сиговской свиты часто бывает размывта и на глинах точинской свиты залегает верхняя подсвита сиговской свиты. В нижней подсвите встречены аммониты оксфорда, многочисленные двустворки и богатые комплексы микрофауны верхов келловея – верхов верхнего оксфорда. Мощность подсвиты в зоне ее распространения меняется от 20 до 200 м [Шурыгин и др., 2000].

Верхняя подсвита сложена глинами и алевролитами с прослоями и пластами песчаников, количество которых обычно увеличивается снизу вверх по разрезу. Глины и алевролиты темно-серые, иногда черные, с зеленоватым и буровато-зеленоватым оттенками, с линзовидными прослойками песчано-алевритового материала, а также мелким детритом бурого цвета. Песчаники серые, светло-серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, обычно плохо отсортированные, участками с прослойками и прослоями глин и алевролитов. Хорошо обособляются пакеты переслаивания, в которых грубозернистость пород нарастает снизу вверх (регрессивная направленность) [Шурыгин и др., 2000]. В подошве верхнесиговской подсвиты обычно хорошо выделяется базальный пласт, индексируемый как Ю₁⁰ (барабинская пачка), представленный относительно

тонкозернистыми песчаниками с фауной и зернами глауконита. Мощность пачки не превышает 5 м [Решение..., 2004]. Мощность верхнесиговской подсвиты изменяется на изученной территории от 20 до 200 м, уменьшаясь с востока на запад, преимущественно за счет сокращения ее объема снизу вверх по разрезу. В верхней подсвите сиговской свиты встречены остатки аммонитов и фораминифер нижнего и верхнего кимериджа [Шурыгин и др., 2000].

Яновстанская свита (верхи кимериджа – низы берриаса). Стратотип свиты выбран в Туруханской скважине 1-Р в интервале 1990-2200 м. Яновстанская свита распространена на территории Тазо-Хетского фациального района. Сложена преимущественно глинами и аргиллитами с зеленоватым оттенком, от тонкоотмученных до алевритовых, с редкими прослоями битуминозных разностей, с подчиненным количеством пластов песчаников и алевролитов. В восточном направлении увеличивается мощность свиты, количество и мощность песчаных прослоев в ней. Свита по особенностям строения хорошо расчленяется на пачки циклического строения, которые четко распознаются по данным ГИС. Мощность свиты крайне изменчива: от 30-50 м на западе до 700 м на востоке [Шурыгин и др., 2000].

Гольчихинская свита (верхи верхнего бата – низы берриаса). Ранее эта толща рассматривалась на севере Западной Сибири как точинская, сиговская и яновстанская свиты. Впервые термином «гольчихинская свита» И.И. Кукушкиной и В.И. Кислухиным (ЗапСибНИГНИ) в 1983 г была названа однородная по составу глинистая толща, вскрытая на Озерной (или Северной?) и Дерябинской площадях. Наименование свите было дано по названию поселка Гольчиха, расположенному на правом берегу р. Енисей [Кукушкина, Кислухин, 1983]. Позже в 1986 г. В.И. Кислухиным был предложен в качестве стратотипа свиты интервал 3312-2937 м в скважине № 5 Дерябинской площади и дана подробная характеристика отложений, выделяемых им в качестве гольчихинской свиты [Кислухин, 1986].

Следует отметить, что практически одновременно, в 1983 г. Г.Н. Карцева с коллегами предложила выделить в центральной и северной зонах Енисей-Хатангского прогиба дерябинскую свиту келловей-берриасского возраста с двумя

подсветами со стратотипом также в скв. Дерябинская-5, но в более широком интервале глубин 2510-3313 м [Карцева и др., 1983]. Вопрос о стратиграфическом расчленении верхнеюрских отложений был рассмотрен в 1989 г. Д.П. Куликовым. По его мнению, выделение дерябинской свиты Г.Н. Карцевой в предложенных объемах было не совсем удачным, так как выделяемая в таком объеме толща состоит из двух литологически и генетически разнородных частей, а верхняя граница свиты является нечеткой и трудно проводимой на практике [Куликов, 1989; Борисов, 2015].

Кроме того, Д.П. Куликов предложил разделить гольчихинскую свиту на две подсветы и в качестве стратотипа предложил разрез в скв. Южно-Носковская-318 в интервале 3720-4028 м (нижняя подсвета 3895-4028 м, верхняя – 3720-3895 м) [Куликов, 1989]. Тем не менее в 1991 г. решением 5-ого Межведомственного регионального стратиграфического совещания гольчихинская свита была принята в качестве нового местного стратиграфического подразделения в объеме, предложенном В.И. Кислухиным, и возрастным интервалом келловей-низы берриаса и в таком же виде и объемах выделяется по настоящее время [Решение..., 1991; Решение..., 2004].

Гольчихинская свита распространена в Гыданском и Хатангском фациальных районах северо-западного и северного обрамления Сибирской платформы. Она сложена аргиллитами темно-серыми, иногда с буроватым или зеленоватым оттенками, тонкоотмученными или алевритовыми, в прослоях битуминозными. В породах встречаются включения пирита и пиритизированных водорослей, обломков раковин двустворок. В разрезе осадочных образований свиты часто отмечаются повышенная трещиноватость и тонкоплитчатая отдельность. Формировались осадки в условиях морского бассейна. Мощность свиты до 950 м [Кислухин, 1986; Шурыгин и др., 2000].

Разделение верхнеюрских разрезов в изученных скважинах на свиты выполнялось согласно стратиграфическим разбивкам, принятым в ИНГГ СО РАН (Таблица 1.1). Также в работе использовалось деление гольчихинской свиты на две части, выполненное Е.В. Борисовым по результатам интерпретации

материалов ГИС. По результатам палеонтологических исследований, проведенных в ИНГГ СО РАН, граница, выделенных нижней и верхней частей разреза, имеет возраст средний (?) оксфорд [Борисов, 2015]. Кроме того, на основе детального анализа материалов ГИС большого количества скважин, с привлечением данных палеонтологических исследований керна (как проведенных в последние годы в ИНГГ СО РАН, так и результатов прошлых лет, собранных в литературных источниках и уточненных сотрудниками института) и данных сейсмических исследований, в составе гольчихинской и яновстанской свит был обособлен интервал соответствующий баженовскому горизонту (верхи нижнего титона – низы берриаса) [Геологическая модель..., 2016Ф; Ершов и др., 2017].

Таблица 1.1 – Стратиграфические разбивки свит по скважинам

Площадь	Скважина	гольчихинская	яновстанская	сиговская	точинская	мальшевская	баженовский горизонт	
							кровля	подошва
Аномальная	51	3421				3570	3421	3470
Горчинская	1		2632	2918	2974	3040	2632	2800
Дерябинская	5	2985				3312	2985	3095
Дерябинская	9	2904				3221	2904	3009
Медвежья	316		1827	1989	2043	2082	1827	1900
Нанадянская	310	3301				3491	3301	3381
Озерная	8		2833	3469	3580	3741	2833	3200
Озерная	10		2928	3560	н.в.	н.в.	2928	3287
Пайяхская	1	3444				4165	3444	3770
Пайяхская	4	3477				н.в.	3477	3762
Паютская	1	3254				3380	3254	3292
Пеляткинская	15	3128				3281	3128	3170
Среднеяровская	3	3243				3357	3243	3264
Среднеяровская	4	3200				3336	3200	3238
Сузунская	4		2907	3253	3311	3364	2907	3102
Туколандо-Вадинская	320		3763	4135	4271	4375	3763	4025
Ушаковская	1	3027				3275	3041	3114
Хабейская	2	1887				2075	1887	1961
Южно-Носковская	318	3682				4030	3682	3798
Яровская	2	3128				3330	3128	3202

1.1.2. Берриас нижний апт

Модель клиноформного строения берриас-аптских (неокомских) отложений была разработана А.Л. Наумовым на основе региональных палеореконструкций [Наумов, 1977]. Согласно этой модели, поддерживаемой большинством геологов, отложения формировались в процессе, некомпенсированного в центре, бокового заполнения морского осадочного бассейна и постепенного увеличения площади прибрежных аккумулятивных равнин Западно-Сибирского бассейна. Основными элементами этой модели являются прибрежная суша, мелководная (морская) аккумулятивная платформа или седиментационный шельф (с уклонами до 1–3 м на 1 км), седиментационный склон с уклонами от 8 до 25 м на 1 км и относительно глубоководная равнина в центре палеоморя. По мере заполнения бассейна бровка аккумулятивной платформы продвигалась к его центру, наращивая склон. Региональное замещение песчаных пластов, накапливающихся на аккумулятивной платформе, контролируется положением ее палеокромки. Пласты ачимовского типа образовались за счет гравитационного перераспределения избытков песчано-алевритоглинистого материала, скатывающегося с аккумулятивной платформы к основанию проградирующего склона. В последнем сформированы отдельные песчаные линзы, более или менее синхронные одному из песчаных пластов, накопившихся на аккумулятивной платформе. На этом фоне происходили колебания уровня моря, приводившие к временному увеличению площади морского бассейна и образованию в разрезе макрокослоистого переслаивания морских, прибрежно-морских и континентальных отложений. Завершается клиноформный комплекс субрегиональным маркирующим горизонтом кошайской свиты апта и ее возрастных аналогов.

Нижнехетская свита (верхи берриаса – низы нижнего валанжина). Стратотип свиты выделен в разрезе Малохетской скважины 10-Р (инт. 855-702 м). Нижняя граница свиты устанавливается по подошве зеленоцветной, существенно алевролитовой толщи, перекрывающей темно-серые глины яновстанской свиты. Сложена свита светло-зеленовато-серыми и серыми алевролитами, алевритами и

глинами. Наблюдаются редкие прослои серых песчаников. В составе свиты выделяются пласты НХ₁-НХ₆.

Свита распространена на всех разбуренных площадях Малохетского подрайона Енисей-Хатангского района и трансгрессивно залегает на породах верхней и средней юры. В пределах Малохетского фациального подрайона выделяются две зоны, в каждом из которых нижнехетская свита имеет свой стратиграфический объем. К югу от Мессояхской наклонной гряды на территории Пур-Тазовской нефтегазоносной области Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции она выделяется в объеме берриаса и самых низов валанжина. К северу и северо-западу от Сузунской площади наблюдается глинизация как нижнехетской свиты, так и низов суходудинской. Следствием такого замещения является то, что на территории Енисей-Хатангской и Гыданской НГО кровля нижнехетской свиты проводится уже не в низах, а в середине нижнего валанжина. Отложения нижнехетской свиты являются самыми ранними образованиями неокомского клиноформного комплекса, хотя следует отметить, что сами клиноформы начинаются еще в верхнеюрских отложениях яновстанской и гольчихинской свит.

В южной зоне Малохетского фациального подрайона выделяется крупный депоцентр толщин нижнехетской свиты, осевая линия которого проходит по направлению Туколандо-Вадинской, Сузунской и Точинской площадей. Максимальные толщины свиты в его пределах вскрыты на Вадинской, Туколандо-Вадинской и Хикиглинской площадях и достигают 400-440 м.

В северной зоне Малохетского подрайона распределение толщин нижнехетской свиты имеет более сложный характер. С одной стороны, наблюдается общая тенденция их увеличения в северо-западном направлении, с другой – сокращение толщин в наиболее приподнятых частях Мессояхской наклонной гряды, в основном за счет нижних частей ее разреза. Минимальная толщина нижнехетской свиты в этой зоне зафиксирована на Восточно- и Западно-Мессояхской площадях – 10-20 м. Наиболее мощный разрез свиты вскрыт на

Горчинской и Казанцевской площадях (320-360 м). К югу от Новосоленинской площади прогнозируются толщины свиты до 560-600 м.

Суходудинская свита (верхи нижнего валанжина – низы готерива). Стратотип свиты установлен в разрезе скважины Малохетская 10-Р (389-702 м). Свита представлена алеврито-песчаными и глинистыми отложениями, чередующимися между собой в сложном сочетании, в зависимости от которого делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Стратиграфически важными чертами комплекса являются: постоянное присутствие *Foraminisporis* spp., *F. wonthaggiensis*, разнообразных *Lygodiumsporites* spp., *Trilobosporites* spp., *Concavissimisporites* spp., пыльцы голосемянных *Eucommiidites* spp. и *Taxodiaceapollenites* spp. и значительное количество *Cedripites* spp. В составе свиты выделяются пласты группы СД, получившие нумерацию (сверху вниз) с СД₁ по СД₁₁, включительно. В качестве эталонного принят разрез, вскрытый в скважине №5 Пеляткинской площади.

Нижняя подсвита имеет двучленное строение. Она состоит из соленинской (пачка 1) и пеляткинской (пачка 2) пачек. Соленинская представлена серыми, зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, равномерно чередующимися с серыми и темно-серыми аргиллитоподобными глинами. В породах отмечаются растительный детрит, обломки древесины, пирит. Встречаются следы оползания осадков. Слоистость горизонтальная до косой, подчеркнутая растительным материалом. Выделяемые здесь песчаные пласты получили индексы СД₃₋₁₁. Они группируются в четыре циклита, в основании которых залегают пачки глин, выдержанные на значительной территории. В разрезе нижнего циклита выделяются пласты СД₁₀₋₁₁, второго циклита – пласты СД₈₋₉, третьего – СД₆₋₇ и к четвертому циклиту отнесены пласты СД₃₋₆. Мощность соленинской пачки увеличивается в западном и северо-западном направлениях до 550 м. Пеляткинская пачка сложена глинами темно-серыми и серыми, от тонкоотмученных до алевритовых с прослоями серых алевролитов и песчаников, выделяемых в пласты СД₁-СД₂. Мощность пачки варьирует от 5 до 100 м.

Верхняя подсвита суходудинской свиты представлена песчаниками и алевролитами серыми до светло-серых, с подчиненными прослоями темно-серых и серых глин, тяготеющих к верхней части подразделения и пропластками угля. Мощность подсвиты изменяется от 50 до 400 м.

Шуратовская свита (верхи берриаса – ?нижний готерив). Верхняя граница свиты скользит в диапазоне от верхов верхнего валанжина до верхов нижнего готерива (?). Свита обособляется в Притаймырском подрайоне Енисей-Хатангского района. В качестве стратотипа принята толща в интервале 2628–3720 м в скв. Южно-Носковская-318. Название дано по руч. Шурат, левому притоку р. Енисей в районе Бреховских островов. Является фациальным аналогом нижнехетской свиты и нижней подсвиты суходудинской свиты. Свита представлена серыми алевролитами и глинами с пачками и прослоями песчаников. В отличие от вышеописанных меловых свит, шуратовская свита имеет ярко выраженное клиноформное строение. Ее пласты в северо-западном направлении последовательно переходят в склоновые и далее в дистальные фации. Максимальная мощность шуратовской свиты вскрыта в скважине-стратотипе Южно-Носковская-318 и составляет 1090 м.

Байкаловская свита (готерив–?баррем) установлена в Притаймырском подрайоне Енисей-Хатангского района со стратотипом в скважине Южно-Носковская-318 (интервал 1968–2628 м). Является фациальным аналогом верхов суходудинской и низов малохетской свит. Названа по пос. Байкалово, правый берег Енисейского залива. Верхняя граница в некоторых разрезах условна. Свита представлена ритмичным чередованием серых алевролитов и песчаников с пачками буровато-серых глин, с редкими маломощными прослоями угля. В кровле байкаловской свиты выделяется пачка темно-серых глин и буроватых алевролитов, имеющая выдержанный характер в приосевой части Енисей-Хатангского прогиба и названная нижнеалымской. В нижней части разреза байкаловской свиты севернее широты Хабейской площади наблюдаются встречные клиноформы, сформированные за счет сноса осадочного материала с

Таймырского полуострова, который в то время представлял собой Таймырскую сушу. Мощность байкаловской свиты достигает 725 м.

Малохетская свита (верхи готерива – нижний апт). В качестве стратотипа выделяется в интервал 698–383 м в разрезе скважины Малохетская-1-Р. Свита развита от полуострова Таймыр – на севере, до верхнего течения р. Таз – на юге. На подавляющей части территории своего распространения ее нижняя граница является согласной и скользящей, удревяясь в восточном направлении, на отдельных площадях наблюдается несогласное налегание малохетской свиты на различные горизонты подстилающих образований. Верхняя граница ее согласная, скользящая, омолаживается в восточном направлении. Свита представлена слабосцементированными каолинитизированными песчаниками и уплотненными песками, преимущественно, мелкозернистыми, реже среднезернистыми или разноезернистыми, буровато-серого, серовато-белого или почти белого цветов. В некоторых скважинах свита начинается прослоем грубозернистого плохо отсортированного песка (песчаника) с зернами гравия и галькой, угловатыми, угловато-окатанными. В верхней части свиты встречаются прослои зеленовато-буровато-серых, зеленовато-желтовато-серых или желто-бурых рыхлых, иногда слабо известковистых песчаников. В песчаниках изредка наблюдается косая слоистость, часто обнаруживаются включения мелких (2–3 мм, иногда до 3 см) окатышей глин, конкреции и прослойки глинистого сидерита. Алевролиты (алевролиты) буровато-серые, серые, часто слоистые. Слоистость горизонтальная, реже волнистая и косая. Изредка на плоскостях напластования наблюдаются знаки ряби. В кровле свиты иногда встречаются алевролиты серовато-лилового цвета. Глины темно-серые, зеленовато-буровато-серые и буровато-серые с горизонтальной и волнистой слоистостью. Встречаются и прослои черной углистой глины. Слоистость в глинах и алевролитах обусловлена тонким неравномерным чередованием более темных и светлых слоев. В породах много мелких растительных остатков (детрита), обломков обугленной древесины, линзочек и тонких прослоев углей, рассеянной гальки, кварца, кремней и

диабазов. Наиболее мощные прослой углей (до 2 м) приурочены к глинисто-алевроитовым слоям. Мощность свиты 150-350 м.

1.1.3. Нижний мел (средний апт – сеноман) (покурский надгоризонт)

Яковлевская свита (средний апт – низы среднего альба) выделена В.Н. Саксом и З.З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом в разрезе скважины 1-Р Яковлевской площади в интервале 752–1310 м [Сакс, Ронкина, 1957]. Нижняя граница свиты залегает согласно и проводится по резкой смене песчаных образований малохетской свиты буроватыми и темно-серыми глинистыми породами. Сложена яковлевская свита серыми, буровато-серыми, иногда черными глинами и алевролитами с маломощными прослоями каолинитизированных песков и песчаников, с пластами и пропластками бурых углей. Глины и алевролиты чередуются между собой, образуя характерные тонко-слоистые породы. Пласты и линзы бурых углей приурочены к глинисто-алевроитовым породам и объединяются в три угленосных горизонта. Все породы содержат многочисленные обугленные растительные остатки, рассеянную гальку и гравийные зерна кварца, кремнистых пород и известковистого песчаника. В разрезе яковлевской свиты выделяются верхний яковлевский пласт (ВЯК), пласты ЯК₁–ЯК₄ и группа пластов ЯК₀. Мощность свиты варьирует от 80 до 450 м.

Долганская свита (верхи среднего альба – средний сеноман) выделена В.Н. Саксом и З.З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом в скважине 117-К Долганской площади (инт. 502-227 м) [Сакс, Ронкина, 1957]. Свита сложена преимущественно песками серого и зеленовато-серого цвета с немногочисленными прослоями буровато-серых алевролитов и темно-серых тонкослоистых глин. Для пород обычны намывы обугленного растительного детрита. В песках и песчаниках встречаются обломки древесины, оолиты и линзы сидерита, зерна янтаря. Мощность долганской свиты – 300-520 м.

Дорожковская свита (верхний сеноман – низы среднего турона). Стратотипическая местность р. Турухан, Западно-Сибирская низменность. Свита сложена глинами и глинистыми алевролитами зеленовато- и буровато-серыми,

часто с глауконитом, с подчиненными прослоями песков и песчаников мощностью 1,5 м и обломками древесины, растительными остатками и включениями янтаря. В основании фосфатный горизонт (I). На территории исследуемого района мощность свиты составляет 45-130 м.

1.1.4. Верхний мел (дербышинский надгоризонт)

Насоновская свита (верхи среднего турона – сантон) выделена Г.Н. Карцевой в 1971 г в низовьях р. Енисей, район пос. Насоновск [Карцева и др., 1971]. Свита представлена серыми и зеленовато-серыми, часто глауконитовыми алевритами с прослоями глин, песков, фосфоритов. По всему разрезу отмечаются конкреции сидерита, рассеянный пирит, зерна глауконита. В отложениях встречены многочисленные морские моллюски, богатые комплексы фораминифер, по которым в хорошо изученных разрезах выделяются фаунистические слои. В стратотипической местности свита подразделяется на пять пачек. В основании каждой пачки обычно залегает пласт фосфоритов толщиной от 1 до 3,5 м.

Пачка 1. Глины и алевриты серые, зеленовато- и буровато-серые, часто с глауконитом, с подчиненными прослоями светло-серых песков, с карбонатными конкрециями. В основании фосфатный горизонт (II). Характерны обильные фоссилии: аммониты, двустворки, слои с диноцистами. Мощность пачки 70–100 м.

Пачка 2. Алевриты и пески серо-зеленые, с глауконитом. В основании фосфатный горизонт (III). Мощность 80–90 м.

Пачка 3. Глины, алевриты, пески серо-зеленые с глауконитом, с карбонатными конкрециями. В основании фосфатный горизонт (IV). Мощность 30–40 м.

Пачка 4. Глины серые, буровато-серые, иногда с зеленоватым оттенком и пески с фосфатным горизонтом в основании. Мощность 50–160 м.

Пачка 5. Переслаивание серых, зеленовато-серых глин, алевроитов, песков с лептохлоритом. В основании фосфатный горизонт мощностью 0,6–1,2 м. Мощность 15–100 м.

Салпадаяхинская свита (кампан). Стратотип свиты находится в низовье р. Енисея, Танащско-Салпадаяхинское междуречье, р. Салпадаяха. Ранее она была описана как средняя и верхняя подсвиты мессояхской свиты. В объеме свиты установлено две подсвиты.

Нижняя подсвита состоит из глин светло-серых, серых, опоковидных или обогащенных оолитами и бобовинами лептохлоритовых железных руд. В основании фосфатный горизонт (VII). Мощность подсвиты 40–125 м.

Верхняя подсвита представлена алевроитами серыми, зеленовато-серыми, прослоями глауконитовыми, со стяжениями фосфатов и сидерита. Мощность 20–50 м.

Танамская свита (маастрихт). Стратотип свиты выделен в скв. 14-БХ Большехетской площади в интервале 184–83,5 м. Свита представлена алевроитами желто-зелеными, зелеными, слагающими нижнюю часть разреза, и песками серовато-желтыми, мелкозернистыми, располагающимися в верхней части разреза. В песках и алевроитах присутствуют линзы и стяжения известковистых и сидеритизированных алевролитов и песчаников. В основании разреза наблюдаются прослои фосфоритов желвакового типа. Верхняя граница фиксируется по появлению каолинитизированных песков кэтпарской свиты. В разрезе свиты в конкрециях песчаников и алевролитов, а также в желваках фосфоритов присутствуют развернутые аммониты, которые являются руководящими формами для маастрихтского яруса. Возраст свиты также подтвержден находками пелеципод и спорово-пыльцевому комплексу в стратотипической местности. Мощность свиты колеблется от 30 до 140 м.

1.2. Тектоническое строение осадочного чехла

Енисей-Хатангский региональный прогиб представляет собой линейно-вытянутую в субширотном направлении депрессию, расположенную в зоне между Таймыро-Североземельской складчато-покровной областью и северо-западной частью Сибирской платформы (северо-западная окраина Тунгусской синеклизы и Анабарского щита). Границы прогиба с соседними структурами проводятся по выклиниванию слагающих его тело отложений юрско-мелового возраста. В западном направлении Енисей-Хатангский региональный прогиб раскрывается и сливается с чехлом Западно-Сибирской геосинеклизы. На востоке отделяется Анабаро-Хатангской седловиной от другого периферического прогиба Сибирского кратона – Лено-Анабарского прогиба. Енисей-Хатангский региональный прогиб вытянут с юго-запада на северо-восток и имеет асимметричное строение. Прогиб протягивается на расстояние более 1100 км от низовьев р. Енисей на западе до Хатангского залива на востоке. Ширина прогиба изменяется от 230 до 650 км, площадь составляет около 335 тыс. км². Мощность осадочного чехла Енисей-Хатангского прогиба достигает 14-15 км [Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

История формирования и развития бассейна охватывает несколько основных этапов. В *рифейский этап* территория Енисей-Хатангского прогиба развивалась как грабенообразная (рифтогенная) депрессия северо-восточного простирания, в которой формировались отложения мощностью 2000-3000 м. В *венд-раннекаменноугольный этап* на данной территории существовали платформенные условия, способствующие накоплению толщи карбонатных пород мощностью в 4000 м. С *среднекаменноугольным этапом* связана значительная структурная перестройка и образование сводового поднятия; при этом повсеместно происходила смена карбонатного осадконакопления на терригенное. *Конец пермского – начало триасового периодов* является этапом проявления магматизма: на территориях, прилегающих к Енисей-Хатангскому региональному прогибу формировались лавовые толщи, внутри прогиба они сменялись

эффузивно-осадочными с мощностью до 2000 м. В тектоническом отношении на территории проявилась фаза рифтинга, которая привела к развитию осевого грабена. В *средне-позднетриасовый этап* синхронно с фазой оргонении в Южно-Таймырской зоне и Турухано-Норильской зоне Сибирской платформы происходило конседиментационное проседание надрифтовой структуры Енисей-Хатангского регионального прогиба [Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Афанасенков и др., 2017].

С *юрского периода* началось формирование осадочного чехла бассейна, имеющего поперечный синклинальный профиль и распространенного без перерывов на всей площади прогиба. В *ранней-средней юре* Енисей-Хатангский бассейн погружался как межгорный прогиб между воздымающимся Таймырским орогеном и поднятием севера Сибирской платформы. Погружение бассейна, которое, вероятно, обусловлено общим термальным прогибанием литосферы после пермо-триасового рифтового и плюмового событий, осложнялось процессами сжатия и регионального правостороннего сдвига [Афанасенков и др., 2016; Афанасенков и др., 2017]. Также в этот этап нисходящие движения привели к обособлению впадин и прогибов с амплитудой 3000-3500 м, занимавших территорию современной системы мегавалов. *Конец средней – начало позднеюрской эпохи* ознаменовался довольно резкой сменой тектоноседиментационного режима [Девятов и др., 2011]. В это время на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба начала формироваться система протяженных субширотных линейных поднятий – Балахнинско-Рассохинская наклонная гряда и Мессояхская наклонная мегагряда. Мессояхская мегаструктура по геолого-геофизической информации продолжается в Западную Сибирь до Парусного вала, находящегося на восточном берегу Обской губы [Харинов и др., 2013]. Максимальный их рост был близок к границе юры и мела. В пределах этих валов среднеюрские породы оказались частично размыты, а верхнеюрские накапливались в сокращенных мощностях. В *позднеюрском - начале раннемелового этапов* произошло расширение площади седиментации. Активно формировались пликативные структуры I-II порядков, сопровождаемые

движениями по дизъюнктивам. *Позднемеловой этап* развития Енисей-Хатангского бассейна был тектонически относительно спокойным, разрывные дислокации на данном этапе не проявлялись. Весьма существенную роль в формировании современной структуры бассейна сыграли движения *неотектонического этапа*, когда территория испытывала региональный дифференцированный подъем [Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Афанасенков и др., 2016].

В рамках настоящего исследования использована карта тектонического строения западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба по кровле среднетриас-юрского мегакомплекса, на которой с наибольшей достоверностью виден современный структурный план верхнеюрских нефтематеринских отложений. Тектоническая карта построена М.А. Фоминым (Рисунок 1.6) [Фомин, 2016].

При тектоническом районировании Енисей-Хатангского регионального прогиба использовалась классификация тектонических элементов молодых платформенных областей, разработанная в ИНГГ СО РАН на основе классификации Д.В. Наливкина (1962). В рамках этой классификации выделяются положительные, отрицательные и промежуточные тектонические элементы, которые подразделяются на замкнутые, полузамкнутые и незамкнутые. Промежуточные тектонические элементы всегда незамкнуты. В зависимости от площади различают шесть порядков: надпорядковые ($S=60000-200000 \text{ км}^2$), 0 порядка ($S=20000-60000 \text{ км}^2$), I порядка ($S=6000-20000 \text{ км}^2$), II порядка ($S=2000-6000 \text{ км}^2$), III порядка ($S=200-2000 \text{ км}^2$), IV порядка ($S=200 \text{ км}^2$). Названия тектонических элементов характеризуют их порядок, знак и замкнутость [Фомин, 2016].

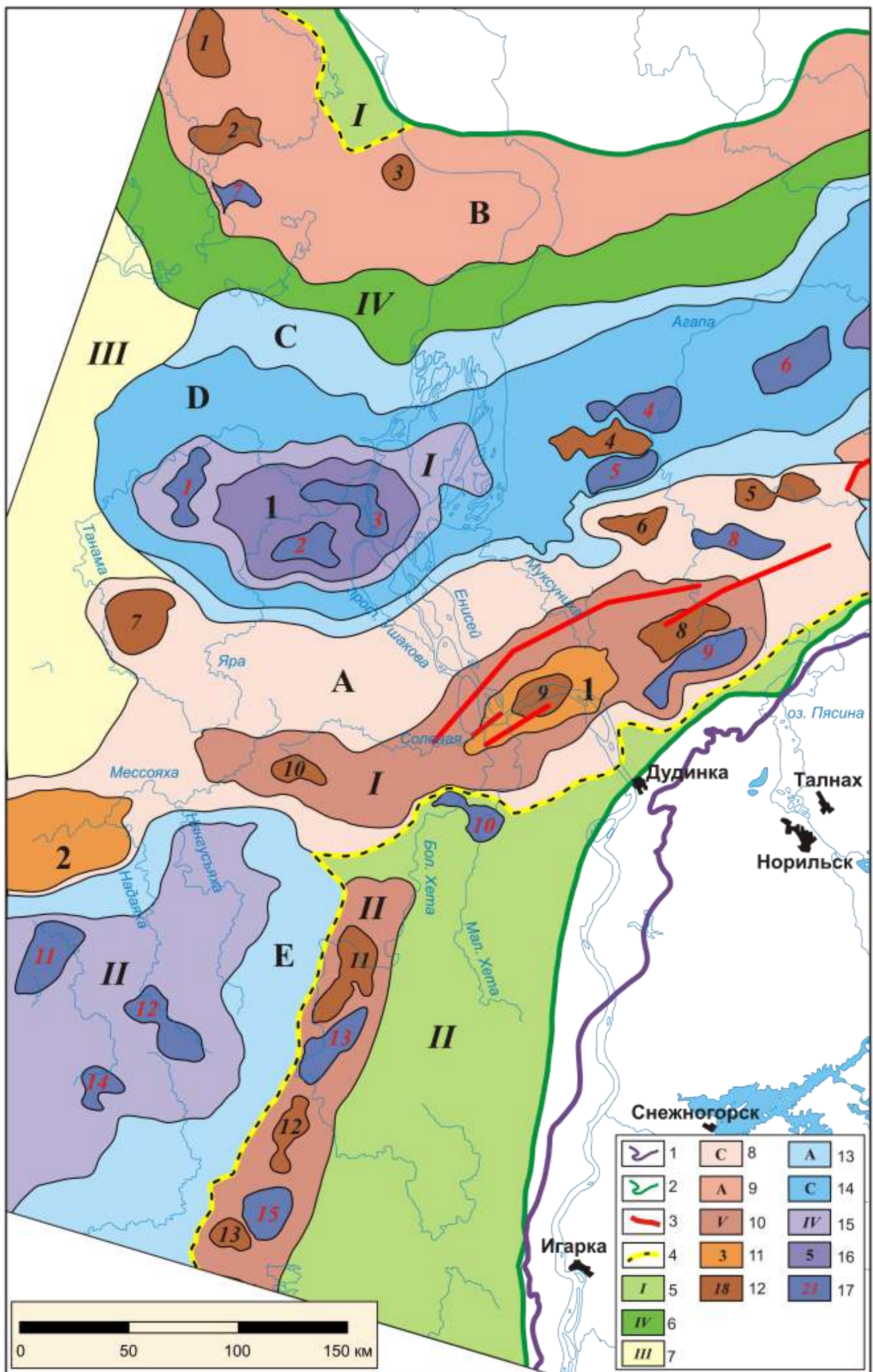


Рисунок 1.6 – Тектоническая карта западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих территорий по кровле среднетриас-юрского мегакомплекса [Фомин, 2016]

Условные обозначения: 1 – границы распространения мезо-кайнозойских отложений, 2 – границы распространения яновстанской свиты, 3 – разрывные нарушения, 4 – граница внутренней области и внешнего пояса. Тектонические элементы: промежуточные: 5 – мегамоноклизы Внешнего пояса, 6 – моноклинали Внутренней области, 7 – седловины; положительные: 8 – надпорядковые, 9 – нулевого порядка, 10 – I порядка, 11 – II порядка, 12 – III порядка; отрицательные: 13 – надпорядковые, 14 – нулевого порядка, 15 – I порядка, 16 – II порядка, 17 – III порядка.

Положительные тектонические элементы. Надпорядковые структуры и структуры нулевого порядка: А – Мессояхская наклонная мегагрда В – Гыдано-Пясинская гемиантеклиза. Структуры I порядка: I – Усть-Портовский мегавыступ, II – Ванкоро-Тагульский наклонный мегавал. Структуры II порядка: 1 – Малохетский мезовал, 2 – Восточно-Мессояхский мезовал. Структуры III порядка: 1 – Сурыхтинское куполовидное поднятие, 2 – Есяхинское куполовидное поднятие, 3 – Периптаветское куполовидное поднятие, 4 – Яптеяхский вал, 5 – Верхнеягодинский вал, 6 – Озерное куполовидное поднятие, 7 – Яровское куполовидное поднятие, 8 – Южно-Суходудинское куполовидное поднятие, 9 – Точинское куполовидное поднятие, 10 – Мессояхский вал, 11 – Сузунский наклонный вал, 12 – Ванкорский вал, 13 – Тагульское куполовидное поднятие.

Отрицательные тектонические элементы. Надпорядковые структуры и структуры нулевого порядка: С – Енисей-Хатангский наклонный мегажелоб, D – Беловско-Агапский наклонный желоб, Е – Большехетская мегасинеклиза. Структуры I порядка: I – Беловская мегавпадина, II – Северо-Тазовская мегавпадина. Структуры II порядка: 1 – Южно-Носковская мезовпадина. Структуры III порядка: 1 – Пякояхинский прогиб, 2 – Северо-Пеляткинская впадина, 3 – Танамский прогиб, 4 – Казакъяхинская впадина, 5 – Мелкоозерный прогиб, 6 – Буровская впадина, 7 – Ямбутовский структурный залив, 8 – Нижнеягодинский прогиб, 9 – Нижнеагапский прогиб, 10 – Междухетский прогиб, 11 – Сыгдерьяхинская впадина, 12 – Надаяхинский прогиб, 13 – Ячиндинский наклонный прогиб, 14 – Хальмерпаютинская впадина, 15 – Хуричангдинская впадина.

Промежуточные тектонические элементы. I – Предтаймырская мегамоноклиза, II – Предъенисейская мегамоноклиза, III – Танамская мегаседловина, IV – Южно-Таймырская моноклиза.

Центральная, наиболее прогнутая часть Енисей-Хатангского регионального прогиба, выделяется в качестве Внутренней области. Северный и южный борта прогиба имеют моноклинальное строение. Эти зоны можно отнести к продолжению Внешнего пояса (крупные незамкнутые промежуточные структуры), который по периферии обрамляет мезозойско-кайнозойские платформенные депрессии Западно-Сибирской геосинеклизы и протягивается в Енисей-Хатангский региональный прогиб.

Юго-западный борт регионального прогиба осложнен **Предъенисейской мегамоноклизой**, относящейся к Внешнему поясу Западно-Сибирской геосинеклизы. Южная часть структуры расположена в междуречье рек Енисей и Большая Хета, тогда как северная ее половина протягивается, охватывая исток и верхнее течение р. Пясины до оз. Коренного. На востоке Предъенисейская

мегамоноклиза переходит в **Северо-Сибирскую** мегамоноклизу, которая простирается на северо-восток до р. Анабар. В северной части Предъенисейской мегамоноклизы выделяется **Междухетский прогиб** – замкнутая отрицательная структура III порядка.

С запада к Предъенисейской мегамоноклизе субмеридионально примыкает **Ванкоро-Тагульский наклонный мегавал** – положительная полузамкнутая линейная структура I порядка. Мегавал объединяет цепочку валов и куполовидных поднятий, разделенных отрицательными структурами. В рельефе с юга на север мегавал осложнен тремя положительными структурами III порядка – **Тагульское куполовидное поднятие, Ванкорский вал и Сузунский наклонный вал** и двумя отрицательными тектоническими элементами III порядка – **Хуричангдинской впадиной и Ячиндинским наклонным прогибом**.

Гыдано-Пясинская гемиянтеклиза является северной крайней структурой Енисей-Хатангского регионального прогиба. Северо-западная часть этой крупной приподнятой области протягивается в Западно-Сибирскую геосинеклизу, где ранее (2001 г.) С.Ю. Беляевым выделялся Гыданский и Северо-Гыданский мегавыступы. Амплитуда этого тектонического элемента в рельефе кровли среднетриас-юрского мегакомплекса составляет 2340 м. В пределах гемиянтеклизы на территории исследования выделяются **Есяяхинское, Периптаветское и Сурьяхинское** куполовидные поднятия и **Ямбутовский** структурный залив.

На севере по направлению к осевой части регионального прогиба расчлененный рельеф сменяется моноклинальным. Южная граница Гыдано-Пясинской гемиянтеклизы граничит с **Южно-Таймырской моноклизой**. Это промежуточная линейная структура нулевого порядка, которая протягивается из акватории Карского моря с запада на восток вдоль всего северного борта Енисей-Хатангского наклонного мегажелоба, повторяя очертания его границы. Восточное окончание моноклизы располагается в районе оз. Таймыр. Западная часть структуры простирается в Западно-Сибирскую геосинеклизу. Мощность мезозойско-кайнозойских терригенных отложений здесь не превышает 1600 м,

уменьшаясь до нулевых значений на границе Енисей-Хатангского регионального прогиба.

В западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба в центральной, наиболее прогнутой части выделяется **Енисей-Хатангский наклонный мегажелоб** – отрицательный незамкнутый надпорядковый тектонический элемент. Енисей-Хатангский наклонный мегажелоб осложнен **Беловско-Агапским наклонным желобом**, который протягивается через центральную и западную части регионального прогиба, погружаясь в направлении Западно-Сибирской геосинеклизы, и представляет собой отрицательную полузамкнутую линейную структуру нулевого порядка, объединяющую цепочку разноранговых депрессий. Амплитуда Беловско-Агапской депрессии составляет 1160 м. В рельефе кровли среднетриас-юрского мегакомплекса наиболее прогнутой областью в пределах наклонного желоба является **Беловская мегавпадина**, расположенная в его крайней западной части. В центральной части Беловской депрессии выделяется **Южно-Носковская мезовпадина**.

Помимо перечисленных осложняющих крупных тектонических элементов, в пределах Беловско-Агапской депрессии оконтуриваются более мелкие структуры III порядка. Тем не менее, рельеф в пределах этой крупной прогнутой области расчленен достаточно слабо. Южно-Носковская мезовпадина осложнена двумя отрицательными структурами – Танамским прогибом и Северо-Пеляткинской впадиной. Западнее мезовпадины расположен Пякояхинский прогиб. Северо-восточнее Беловской мегавпадины в центральной части Беловско-Агапского наклонного желоба обособляется две депрессии III порядка – Казакъяхинская впадина и Мелкоозерный прогиб и Яптеяхинский вал, расположенный между ними.

Енисей-Хатангский наклонный мегажелоб и **Большехетскую мегасинеклизу** на территории исследования разделяет наиболее крупная (надпорядковая) незамкнутая положительная структура – **Мессояхская наклонная мегагряда**. В целом наклонная мегагряда простирается в субширотном направлении от средней части полуострова Ямал до среднего

течения р. Янгода в Енисей-Хатангский региональный прогиб. Мессояхская наклонная гряда в рельефе кровли среднетриас-юрского мегакомплекса имеет амплитуду 3020 м. Отличительной чертой этой структуры является чрезвычайно высокая крутизна северного и южного склонов, в пределах которых перепад высот достигает 50 метров на 1 км. В пределах территории карты ее площадь превышает 45000 км². В восточном направлении рельеф структурной поверхности Мессояхской наклонной мегагряды воздымается. Границы ее комбинированные, участками совпадают с разными изолиниями рельефа и соединяются по высокоградиентным зонам. Восточная граница мегагряды отделяется разломной зоной от Балахнинско-Рассохинской наклонной гряды. Южный склон Мессояхской структуры более крутой относительно северного [Фомин, 2016].

Сводовая часть Мессояхской наклонной мегагряды осложнена **Усть-Портовским мегавыступом**. Восточная часть тектонического элемента вблизи **Малохетского мезовала** осложнена серией разломов, которые являются западным продолжением крупной системы дизъюнктивных нарушений, контролирующей осевую часть Енисей-Хатангского регионального прогиба. Кроме того, рельеф наклонной мегагряды осложняют небольшие по площади и амплитуде структуры III порядка – **Южно-Суходудинское куполовидное поднятие**, **Мессояхский вал** и **Нижнеагапский прогиб**. В районе впадения р. Нянгусьяха в р. Мессояха находится седловина, которая отделяет Усть-Портовскую приподнятую зону на востоке и **Восточно-Мессояхский мезовал** на западе.

На юге положительная структура ограничена северо-восточной частью **Большехетской мегасинеклизы**. Борты этой крупной изометричной депрессии в разрезе терригенного мезозойско-кайнозойского осадочного чехла имеют, в целом, моноклиналиное строение, однако в приграничных областях градиент рельефа существенно возрастает. В центральной части мегасинеклизы выделяется **Северо-Тазовская мегавпадина**, которая, несмотря на большую площадь, характеризуется малой амплитудой и расчлененностью рельефа. На территории мегасинеклизы выделены три отрицательные замкнутые структуры III порядка. В

северо-западной части располагается **Сыгдерьяхинская впадина**. Южнее и юго-восточнее выделены **Надаяхинский прогиб** и **Хальмерпаютинская впадина**.

Танамская мегаседловина, впервые выделенная в 1969 г. М.Х. Сапиром, располагается на западе территории исследования и представляет собой промежуточный изометричный тектонический элемент I порядка. Структура приурочена к приподнятой зоне между Енисей-Хатангским региональным прогибом и Западно-Сибирской геосинеклизой. В субмеридиональном направлении мегаседловина разделяет Гыдано-Пясинскую гемиантекклизу и Мессояхскую наклонную мегагряду, а в субширотном – Енисей-Хатангский наклонный мегажелоб и Антипаютинско-Тадебеяхинскую мегасинекклизу. В структурном плане кровли среднетриас-юрского мегакомплекса в ее пределах не выделяются более мелкие тектонические элементы.

В разрезе мезозойско-кайнозойского терригенного осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба на всех опорных уровнях выделяется единая система разломов, которая протягивается от зоны сочленения с Западно-Сибирской геосинеклизой практически до Анабаро-Хатангской седловины, осложняя его осевую часть. Наибольшая их плотность характерна для территории мегавалов и участков их сочленения с окружающими прогибами; ориентированы эти разломы преимущественно в соответствии с простиранием положительных структур и осложняют их присводовые и склоновые участки. Эта разломная зона представляет собой систему высокоамплитудных сбросов, которые осложнены левосторонними сбросо-сдвигами. Дизъюнктивы поперечного простирания имеют подчиненное значение, их основное количество проявлено в структуре ниже-среднеюрских отложений, часть из них затухает в породах верхней юры - нижней части нижнего мела, а в более высоких горизонтах они единичны. Амплитуда смещений по плоскостям нарушений изменяется, составляя чаще всего 100-300 м. Количество таких разломов, по данным анализа сейсмических разрезов, составляет от 50 до 70 % всех дизъюнктивов. Количественно преобладают нарушения сбросового типа, формирующие структуры типа односторонних горстов с субвертикальными плоскостями разрывов. В

прибортовых зонах развиты структуры с горизонтальной амплитудой перемещения [Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Фомин и др., 2011].

В западной части территории исследования в восточной части Усть-Портовского поднятия выделяется крупная разломная зона северо-восточного простирания, которая имеет готерив-аптский возраст. Крупный разлом осложняет северный склон Усть-Портовского мегавыступа, он картируется примерно параллельно его границам. В сводовой части Малохетского мезовала выделяется два разлома. Южный разлом имеет готерив-аптский, а северный – апт-сеноманский возраст. Амплитуда смещения разломов в разрезе среднетриас-юрского мегакомплекса составляет 300-400 м, она уменьшается в меловых отложениях до 100-200 м [Фомин, 2016].

1.3. Палеогеография поздней юры

Первое комплексное изучение стратиграфии, литологии и палеогеографии мезозоя северо-восточной части Западной Сибири было начато в 1951-1954 гг. сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики (ВНИИОкеангеология) по инициативе и под руководством В.Н. Сакса [Сакс, Ронкина 1957]. В 1965 г. была опубликована монография З.З. Ронкиной «Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири», где подробно были описаны стратиграфия, петрографический и минералогический состав юрских и меловых отложений, а также построены литолого-палеогеографические карты, соответствующие основным этапам развития Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих территорий [Ронкина, 1965]. В 1968 г. был составлен Атлас литолого-палеогеографических карт масштабом 1:7 500 000 для всей территории СССР, включая северо-восток Западной Сибири, под редакцией А.П. Виноградова [Атлас..., 1968]. В том же году была опубликована монография «Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене» под редакцией В.Н. Сакса, в которой последовательно рассматриваются: формационный состав осадочного чехла Западно-Сибирской низменности, история развития растительности Западной Сибири, литологические, геохимические и палеонтологические критерии восстановления палеоклиматов и палеоландшафтов. Книга проиллюстрирована сериями карт распределения растительных комплексов, карт литологических индикаторов древних физико-географических условий и цветными схематическими картами палеоландшафтов Западной Сибири [Палеоландшафты..., 1968]. С целью выявления закономерностей накопления органического вещества в осадках, палеогеография Западной Сибири в юре и мелу также была рассмотрена специалистами СНИИГГИМСа под руководством А.Э. Конторовича [Конторович и др., 1974]. В 1976 г. большим коллективом геологов и палеонтологов ЗапСибНИГНИ с участием специалистов СНИИГГИМСа, ИГИРГИ, ВНИГРИ, НИИГА, НГТУ под редакцией

И.И. Нестерова был опубликован Атлас из 24 литолого-палеогеографических карт Западно-Сибирской равнины для отдельных веков юрского и мелового периодов и пояснительная записка к нему [Атлас..., 1976]. Более поздним всесторонним описанием палеогеографии севера Сибири в юрском периоде является монография [Палеогеография..., 1983], где показано развитие рельефа дна бассейнов и питающих провинций, воссозданы области размыва, эволюция осадконакопления в морских бассейнах и на континенте, соотношение трансгрессий и регрессий сибирских морей, палеотемпература вод, их соленость, циркуляция и развитие биоты. В последующие годы фациальные и палеогеографические реконструкции проводились в основном для узких временных интервалов Западной Сибири или отдельных ее районов.

В 2011 г. В.П. Девятовым с коллегами на основе комплекса литолого-палеонтологических данных были составлены палеогеографические реконструкции осадочных бассейнов Сибири для временных интервалов, отражающих основные этапы перестройки аккумулятивных и денудационных равнин в юрском периоде [Девятов и др., 2011]. За последние годы (2013-2014 гг.) крупнейшими обобщающими работами по палеогеографии юрского и мелового периодов Западной Сибири, в которых приведены и детально описаны палеогеографические карты для отдельных веков, являются статьи, выполненные большим коллективом специалистов ИНГГ СО РАН под руководством А.Э. Конторовича [Конторович и др., 2013, 2014].

В юре территория Сибири располагалась в умеренном поясе с теплым равномерно влажным климатом с незначительными сезонными колебаниями температуры и периодами аридизации, совпадающими главным образом с крупными трансгрессиями раннего тоара и волжского времени. Широтная ориентировка в юре несколько отличалась от современной, т.к. Северный географический полюс располагался в районе Северо-Восточной Азии [Девятов и др., 2011].

В батский век в процесс аккумуляции была вовлечена большая часть Западно-Сибирской геосинеклизы. Положение зон морской седиментации

оставалось почти в прежних границах, что и для нижней и средней юры, но существенно увеличились периоды морских ингрессий [Конторович и др., 2013]. Усилились процессы эрозии и денудации в областях сноса. В седиментационном бассейне увеличилась роль песчано-алевролитовых пород [Геология..., 1975]. Территория исследования представляла собой мелководно-морской бассейн – Хатангское море, вытянутый в субширотном направлении. На западе он соединялся с мелководно-морским бассейном Западной Сибири, на востоке – с Якутской акваторией. Глубина бассейна на большей части территории составляла 25-100 м. Площадь морского бассейна была равна примерно 470 тыс. км² (Рисунок 1.7а) [Конторович и др., 2013]. Климат в бате, как и в байосе, был относительно прохладный (среднегодовые температуры 14-16 °С), гумидный. В районе исследования формировались песчано-алевритовые отложения малышевской свиты, среди которых встречаются прослой глинистых пород.

В конце позднего бата началась и в келловее достигла максимума обширная трансгрессия моря (Рисунок 1.7б). В келловее глубина Западно-Сибирского моря в абиссальной его части достигала 200-400 м. На большей части Западно-Сибирского седиментационного бассейна установился морской режим седиментации. Его связь с восточно-европейскими и северными морями осуществлялась через Карскую мегасинеклизу [Конторович и др., 2013]. Климат в келловее был таким же влажным, как и в бате. Палеотемпературные определения указывают на потепление вод Арктического бассейна на 2-3 °С [Сакс, Нальняева, 1975].

В этот период в Гыданском фациальном районе территории исследования были сформированы морские глинистые иногда углеродистые отложения низов гольчихинской свиты, в Тазохетском фациальном районе, расположенном южнее, – алевролитоглинистые мелководно-морские отложения точинской свиты, являющиеся региональными флюидоупорами.

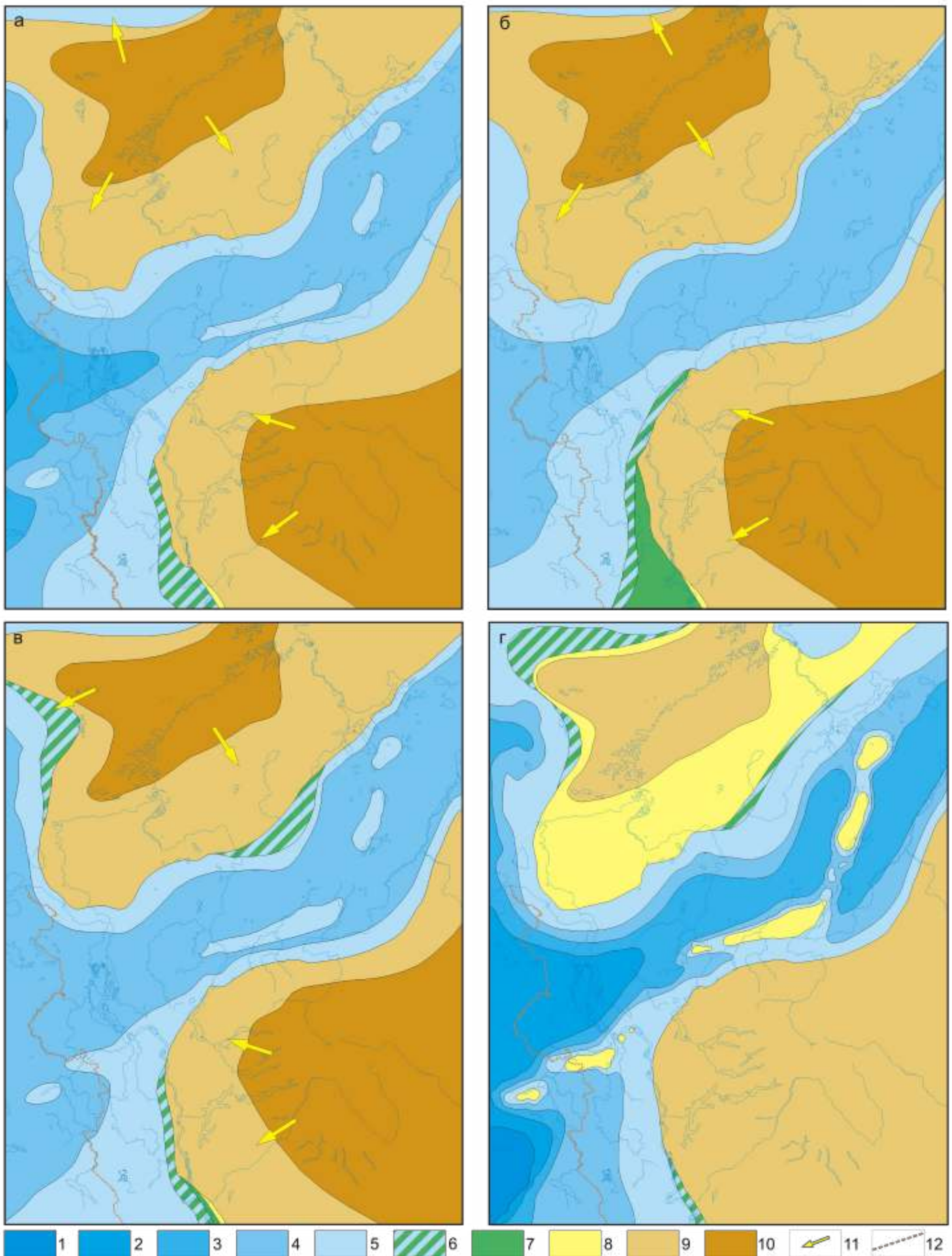


Рисунок 1.7 – Палеогеографические схемы северо-востока Западной Сибири в батский (а), келловейский (б), оксфордский (в) и волжский (г) века [Конторович и др., 2013]

Условные обозначения: Палеогеографические области: Области морского осадконакопления: 1 - глубина моря более 400 м, 2 - глубина моря 200-400 м, 3 - глубина моря 100-200 м, 4 - глубина моря 25-100 м, 5 - глубина моря менее 25 м; Области переходного осадконакопления: 6 - равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем (осадки пойменные, озерно-болотные, русловые, дельтовые, береговых баров, пляжевые); Области континентального осадконакопления: 7 - равнина низменная, аккумулятивная (осадки русел, пойм, озер и др.); 8 - равнина денудационно-аккумулятивная; Области размыва: 9 - равнина возвышенная (денудационная суша), 10 - горы низкие; Прочие условные обозначения: 11 - главные направления сноса обломочного материала, 12 - административные границы.

Точинская свита образовывалась в зоне мелкого моря глубиной меньше 25 м. На северо-востоке бассейна она расширялась и располагалась в пределах Предъенисейской мегамоноклизы. Здесь формировались разнофациальные отложения, литологический состав которых указывает на сложные условия перехода от моря к суше. Это прибрежно-морские глинистые и алевритистые точинской свиты, которые в восточном направлении все более опесчаниваются и увеличиваются в мощности. На восточной периферии это уже преимущественно песчаные отложения большой толщины. В основании точинской свиты не повсеместно присутствует трансгрессивный базальный пласт Ю₂⁰ (пахомовская пачка), который имеет полифациальное строение и формировался как в типично морской обстановке, так и в лагунно-озерной, субконтинентальной [Шурыгин и др., 2000]. Глинистая гольчихинская свита формировалась в условиях неглубокого бассейна, глубиной от 25 до 100 м.

На рубеже келловейского и **оксфордского веков** трансгрессия сменилась регрессией, которая достигла максимума в середине оксфорда (Рисунок 1.7в). Отличительными чертами географии оксфордского века являлось расширение области морского осадконакопления, несмотря на обмеление моря, и дальнейшее смещение оси прогибания бассейна на запад, в результате чего асимметрия по сравнению с келловейским веком в центральных и южных районах ещё более увеличилась [Комплексный научный анализ..., 2008Ф]. На севере Западной Сибири господствовали гумидные условия, и имел место небольшой спад среднегодовых палеотемператур, определенных по рострам белемнитов, до +11-13 °С [Конторович и др., 2013].

В оксфордское время в Западной Сибири произошло обмеление моря. В районе исследования осадконакопление происходило в мелком море глубиной 25-100 м, которое занимало площадь около 1070 тыс. км². Здесь, как и в келловее, продолжала накапливаться гольчихинская свита, представленная преимущественно тонкоотмученными, существенно глинистыми осадками с фауной аммонитов, белемнитов, двустворок и фораминифер. Состав осадков, их текстурные особенности, присутствие морской фауны, подтверждают их

формирование в неглубоком море при активной гидродинамике [Конторович и др., 2013].

В зоне моря с глубиной менее 25 м в Тазо-Хетском фациальном районе, формировались пески, алевроиты и глины сиговской свиты с многочисленной морской фауной аммонитов и белемнитов. Отложения плохо отсортированы, содержат гравий, гальку, конкреции сидеритов и фосфоритов, обугленные растительные остатки. В начальные фазы трансгрессии в северо-восточной части бассейна накапливались пески, сформировавшие песчаные пласты СГ₅₋₇ сиговской свиты [Конторович и др., 2013].

В конце позднего оксфорда началась новая, самая крупная в юре трансгрессия. В это время на территории исследования образовался хорошо выдержанный по площади и широко распространенный маломощный базальный пласта Ю₁⁰ (барабинская пачка). Он представлен глауконитовыми глинисто-алевропесчаными биотурбированными породами с многочисленными остатками морской фауны. **Кимериджская** трансгрессия привела к значительной перестройке палеогеографических областей за счет существенного расширения площади морского осадконакопления [Конторович и др., 2013].

В северо-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы зона морского бассейна с глубинами до 100-200 м распространилась на современные территории Карской мегасинеклизы, Агапско-Енисейского желоба и большей части Большехетской мегасинеклизы и Надымской гемисинеклизы. В этой области образовывались глубоководные глины гольчихинской свиты. Прибрежно-морские темно-серые песчаники и глины верхней подсвиты сиговской свиты формировались в зоне морского мелководья, глубина которой составляла не более 25 м.

Волжское время характеризовалось дальнейшим развитием трансгрессии, которая на рассматриваемой территории достигла своего максимума в середине волжского века (Рисунок 1.7г). Произошло расширение морской акватории, которая распространилась на большую часть Западно-Сибирской геосинеклизы, при этом бассейн продолжал интенсивно и асимметрично прогибаться

[Конторович и др., 2013]. Биологическая продуктивность волжского Западно-Сибирского моря была исключительно высокой. Формировавшиеся осадки имели в основном биогенную, в меньшей степени хемотропную природу. Климат в волжском веке в южной части бассейна был близким к семиаридному. В совокупности это привело к формированию в центральной наиболее глубокой части Западно-Сибирского бассейна черных и буровато-черных, плитчатых, иногда листоватых, высокоуглеродистых кремнисто-глинисто-карбонатных осадков баженовской свиты. Они были существенно обогащены органическим веществом, современное содержание которого достигает от 8 до 15 %. В северо-восточной части морского бассейна глубиной 200-400 м накапливалась глинистая темно-серая плитчатая, иногда листоватая, прослоями углеродистая гольчихинская свита. В пределах зоны мелкого моря глубиной 25-100 м на северо-востоке бассейна накапливались тонкоотмученные и алевроитовые разности аргиллитов, иногда углеродистых яновстанской свиты. К востоку роль песчаного материала в породах возрастает. В яновстанской свите встречаются остатки морских двустворок, фораминифер, гастропод и водорослей.

1.4. Нефтегазоносность

В нефтегазоносном отношении Енисей-Хатангский региональный прогиб расположен в северной части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП) и выделен в составе одноименной нефтегазоносной области (НГО), граничащей на западе с Гыданской и Пур-Тазовской НГО Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (Рисунок 1.8) [Конторович, 2011].

Ритмичное чередование преимущественно глинистых и песчано-алевритовых толщ юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба и приграничных районов ЗС геосинеклизы послужило основой для выделения в разрезе нефтегазоносных комплексов (НГК) и резервуаров. В составе юрских отложений обособляются три нефтегазоносных комплекса – нижнеюрский, среднеюрский, верхнеюрский. В отложениях мела выделяется четыре нефтегазоносных комплекса – нижненеокомский, апт-верхненеокомский, аптский и альб-сеноманский.

Каждый НГК состоит из несколько региональных резервуаров, включающих в себя совокупность литологических разностей пород разреза, образующих определенного масштаба проницаемый горизонт (коллектор), перекрываемый непроницаемыми породами (покрышка, флюидоупор). Названия резервуаров соответствуют названию стратиграфического подразделения, охватывающего проницаемый комплекс этих резервуаров. В качестве пород-коллекторов выделяются зимняя, шараповская, надояхская, вымская, леонтьевская, малышевская и сиговская свиты. Покрышками проницаемых пластов являются левинская, китербютская, лайдинская, точинская, яновстанская и гольчихинская свиты. Отложения мелового возраста разделяются на 8 резервуаров: нижнехетский, нижнехетско-суходудинский, нижнесуходудинский, верхнесуходудинский, нижнемалохетский, верхнемалохетский, яковлевский и долганский. Проницаемыми комплексами служат нижнехетская, суходудинская, малохетская, яковлевская, долганская свиты, их флюидоупорами являются

сузунская, самотлорская, пеляткинская, пимская и нижнеалымская пачки и дорожковская свита (Рисунок 1.9).

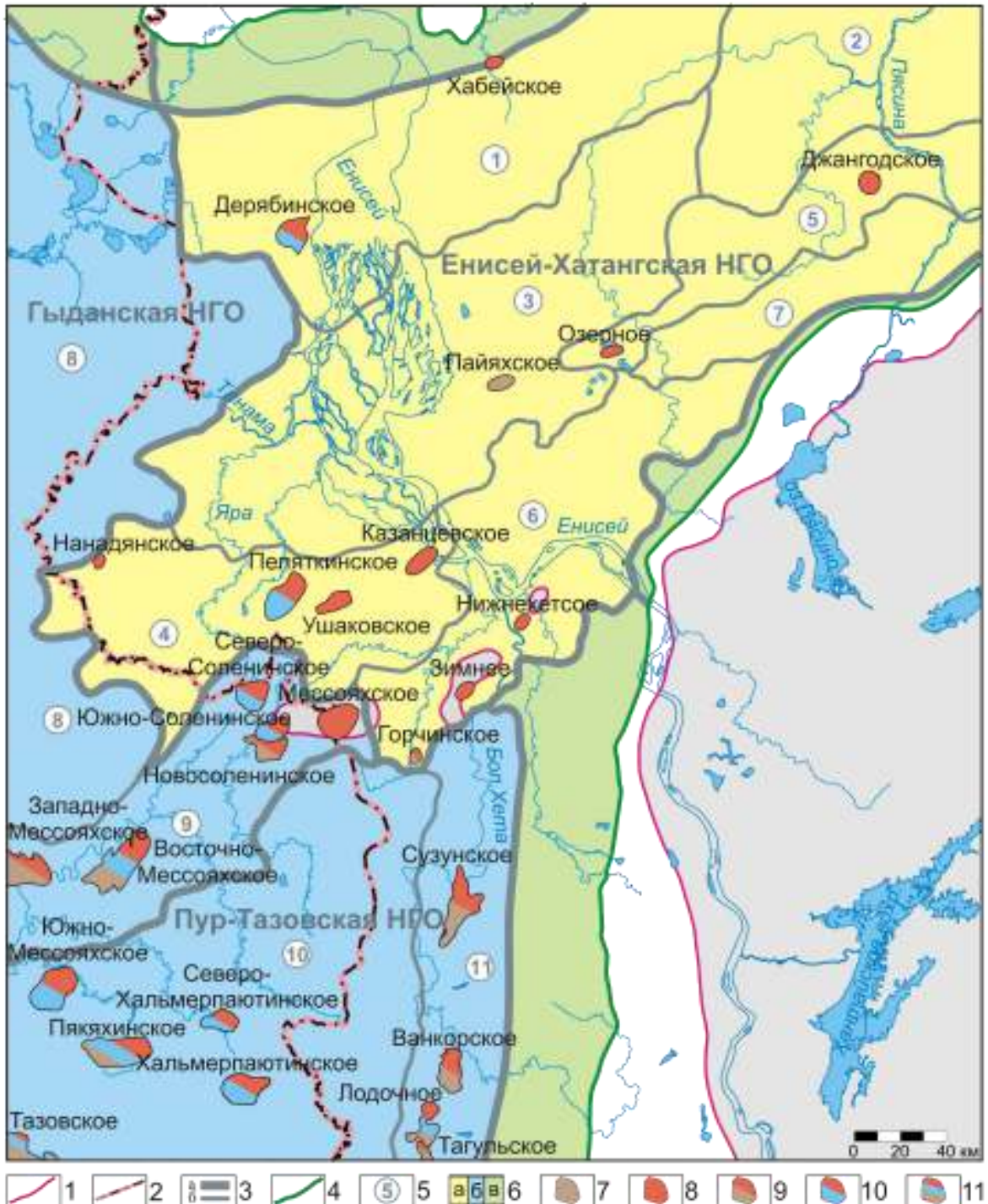


Рисунок 1.8 – Схема нефтегазогеологического районирования северо-востока Западной Сибири [Конторович, 2011]

Условные обозначения: 1 - граница верхнеюрских отложений; 2 - административные границы; 3 - границы НГО (а) и НГР (б); 4 - граница перспективных земель; 5 - НГР: 1 - Енисей-Пясинский, 2 - Агапский, 3 - Нижнеенисейский, 4 - Танамский, 5 - Рассохинский, 6 - Малохетский, 7 - Предпуторанский, 8 - Гыданский, 9 - Мессояхский, 10 - Большехетский, 11 - Ванкорский; 6 - перспективные земли: а - НГР Хатангско-Вилуёйской НПП, б - НГР Западно-Сибирской НПП, в - малоперспективные земли; месторождения УВ: 7 - нефтяные, 8 - газовые, 9 - газонефтяные, 10 - газоконденсатные, 11 - нефтегазоконденсатные.

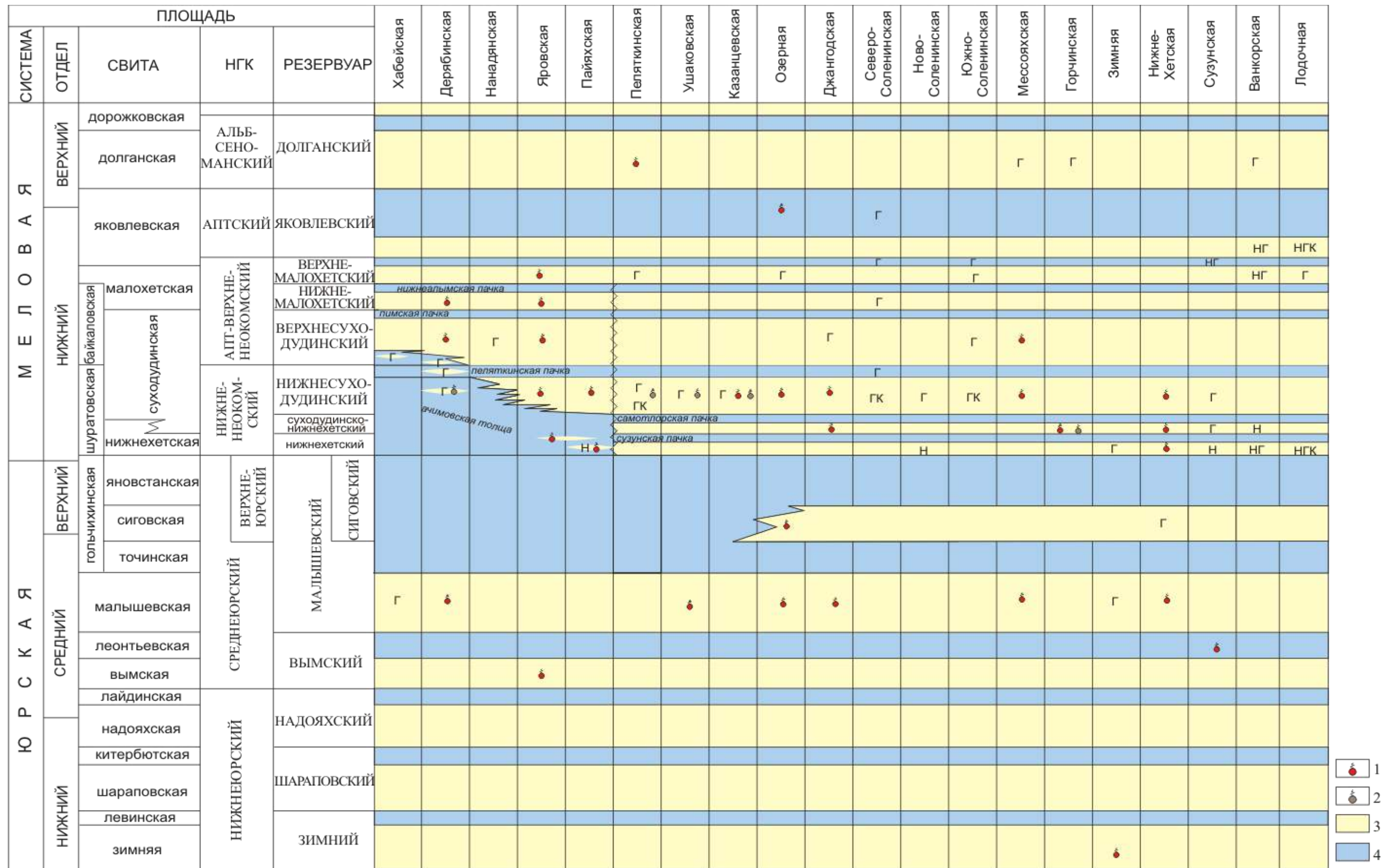


Рисунок 1.9 – Схема нефтегазоносности региональных резервуаров северо-востока Западной Сибири по [Комплексный научный анализ..., 2008Ф] с изменениями

Условные обозначения: 1 - признаки газоносности, 2 - признаки нефтеносности; 3 - проницаемый комплекс, 4 – флюидоупор; насыщение пластов: Н - нефтяное, Г - газовое, ГК - газоконденсатное, НГ - нефтегазовое, ГКН – газоконденсатнефтяное

1.4.1. Нижнеюрский нефтегазоносный комплекс

В состав комплекса входят три резервуара – зимний, шараповский, надояхский, состоящие из шести свит – зимней, левинской, шараповской, китербютской, надояхской и лайдинской.

Зимний резервуар охватывает нижнюю часть юрского разреза, состоит из песчаников и алевролитов зимней свиты, перекрытых аргиллитами и алевролитами левинской свиты, выполняющей роль покрышки. Мощность коллектора в составе зимней свиты меняется от 180 до 230 м. Непроницаемая покрышка комплекса в составе левинской свиты развита повсеместно и представлена пачкой мощностью от 60 до 160 м, а среднем 100 м. Незначительные газопроявления в пластах зимней свиты отмечены на Семёновской и Тампейской площадях и притоки газа с конденсатом на Зимней площади [Комплексный научный анализ..., 2008Ф; Головин, 2009].

Шараповский резервуар состоит из песчаников и алевролитов шараповской свиты и контролируется региональным флюидоупором, представленным китербютской свитой. Вскрытая толщина шараповской свиты изменяется от 60 до 110 м. Вскрытые толщины флюидоупора – китербютской свиты изменяются от 18 до 40 м. Свита имеет на территории исследования нулевую или близкую к нулевой песчанистость. Это позволяет оценить экранирующие свойства свиты как достаточно высокие. Из шараповской свиты на Малохетской площади были получены притоки газа дебитом около 2–3 тыс. м³/сут [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Надояхский резервуар включает коллектор – надояхскую свиту и покрышку – лайдинскую свиту. Толщина проницаемых пород надояхской свиты варьирует от 70 до 275 м. Улучшение коллекторских свойств надояхского резервуара наблюдается ближе к границе с Сибирской платформой. Среднее значение вскрытой толщины лайдинской свиты составляет 50 м. Из надояхской свиты были получены незначительные притоки газа с дебитом до 3 тыс. м³/сут на Малохетской и Тампейской площадях [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.4.2. Среднеюрский нефтегазоносный комплекс

Среднеюрский нефтегазоносный комплекс представлен двумя резервуарами – вымским и малышевским. Нефтегазоносный комплекс распространен повсеместно, за исключением прибортовых частей прогиба. В сводовых частях Мессояхской гряды на территории Мессояхской, Семеновской, Малохетской и других площадей верхняя часть комплекса размывта, в результате чего отложения мела залегают непосредственно на малышевской свите либо на точинской и сиговской свитах.

Вымский резервуар состоит из песчаников и алевролитов вымской свиты, аргиллитов и алевролитов леонтьевской свиты, выполняющей роль регионального флюидоупора. Вымский региональный резервуар распространен в пределах Северо-Сибирской моноклинали, локальных структурах центральных частей Малохетского, Рассохинского Балахнинского мегавалов. В зонах крупных отрицательных структур и бортовых частях упомянутых структур коллектор глинизируется и не имеет оптимальных для формирования залежей свойств [Головин, 2009].

Толщина проницаемых отложений колеблется от 0 до 420 м. Толщина леонтьевской свиты изменяется от 0 до 250 м. Незначительные газопроявления в пластах вымской свиты были отмечены на Мессояхской, Малохетской, Сузунской и Яровской площадях. Кроме того, к песчаному пласту, залегающему в кровле свиты, приурочена газовая залежь Балахнинского месторождения. По значению дебитов залежь является высокодебитной, по запасам – мелкая (до 10 млн т УУВ) [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Малышевский резервуар представлен песчаниками и алевролитами одноименной свиты, которые на севере территории исследования в Енисей-Хатангской НГО перекрываются аргиллитами гольчихинской свиты, а на юге в Тазо-Хетской НГО – точинской свитой. Малышевский резервуар широко развит на территории регионального прогиба, его проницаемые породы являются одним из наиболее перспективных объектов поисков залежей УВ в юрских отложениях. В ряде скважин меловые отложения залегают непосредственно на породах

леонтьевской свиты. Зона отсутствия резервуара отмечается на Малохетской площади.

Максимальная толщина малышевская свиты достигает 550 м. Свита во вскрывших ее скважинах характеризуется повышенным значением песчаности от 55-60 до 90-95 %. Толщины песчаников составляют в среднем 100-120 м, на отдельных площадях превышая 200 м [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Гольчихинская свита характеризуется повышенными толщинами от 100 до 800 м. Песчаность пород покрывки почти на всей территории их развития близка к нулю. Емкостные и фильтрационные свойства пород низкие, наиболее алевритистые разности обладают пористостью не более 9 %, по значению проницаемости являются непроницаемыми. Это позволяет оценить качество флюидоупора как весьма высокое. Средняя мощность пород точинского флюидоупора составляет порядка 50-70 м. Песчаность свиты очень низкая, за исключением Суходудинской площади, где разрез свиты опесчанен. Качество флюидоупора оценивается как высокое [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

К песчаным пластам малышевской свиты приурочены газовые залежи на Зимнем и Хабейском месторождениях. Залежи небольшие по размерам и запасам (до 10 млн. т УУВ), среднедебитные. Кроме того, отмечены незначительные газопроявления на Нижнехетской, Семёновской, Мессояхской, Восточно-Мессояхской, Озёрной, Дерябинской, Джангодской и Новой площадях, а также нефтепроявления на Ушаковской и Турковской площадях [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.4.3. Верхнеюрский нефтегазоносный комплекс

Верхнеюрский нефтегазоносный комплекс представлен единственным **сиговским резервуаром**, сложенным песчаниками и алевролитами сиговской свиты, которые перекрываются флюидоупором – яновстанской свитой. Резервуар распространён в пределах центральной и северо-восточной частях Мессояхской наклонной гряды и Предьенисейской мегамоноклизы [Борисов, Пономарева, 2011].

Песчанистость сиговской свиты изменяется в диапазоне от первых процентов до 85 % и в среднем равна 25-35 %. Толщины песчаников колеблются от нескольких до 60-70 м. Пористость песчаников проницаемого комплекса в среднем составляет 15-16 % [Борисов, Пономарева, 2011].

Толщина глинистых алевролитов и алевролитистых аргиллитов яновстанской свиты, служащей флюидоупором, изменяется от 50 до 700 м. Песчанистость свиты нулевая либо близкая к нулевой и в целом не превышает 15 %. При столь низкой песчанистости и высокой степени однородности яновстанской свиты, качество флюидоупора оценивается как весьма высокое.

Небольшое по запасам месторождение газа в сиговском резервуаре было открыто на Тагульской (Ванкорский НГР) площади с запасами газа от 10 до 25 млрд м³. Из песчаного пласта сиговской свиты был получен приток газа с водой на Нижнехетском месторождении. Незначительные газопроявления отмечены на Озёрной площади [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.4.4. Нижнеенеокомский нефтегазоносный комплекс

В составе нижнеенеокомского НГК выделяются три региональных резервуара – нижнехетский, суходудинско-нижнехетский и нижнесуходудинский.

Нижнехетский резервуар занимает нижнюю часть разреза нижнехетской свиты. К проницаемому комплексу резервуара относится группа пластов НХ нижней части нижнехетской свиты, флюидоупором является глинистая сузунская пачка. В пластах нижнехетского резервуара открыты залежи УВ на Лодочном, Ванкорском, Сузунском, Зимнем и Новосоленинском месторождениях. Кроме того, нефтегазопроявления отмечались на Нижнехетской площади.

Нижнехетско-суходудинский резервуар состоит из проницаемого комплекса пластов, которые залегают между сузунской и самотлорской пачками глин, последняя из которых и является флюидоупором резервуара. Нефтегазоносность нижнехетско-суходудинского резервуара доказана на Сузунской и Ванкорской площадях, где были открыты небольшие залежи нефти и газа. В Енисей-Хатангской НГО песчанистость проницаемого комплекса низкая, как правило, менее 40 %. Пласты характеризуются небольшой мощностью и

невыдержанностью. Признаки нефтегазоносности были отмечены на Горчинской, Джангодской и Нижнехетской площадях. Например, из скв. Горчинская-1 были получены притоки высокопарафинистой нефти дебитом 1,2 м³/сут [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Нижнесуходудинский резервуар. К проницаемому комплексу этого резервуара относится нижняя подсвита суходудинской свиты. Региональным флюидоупором является пеляткинская региональная глинистая пачка. На большинстве месторождений западных районов Енисей-Хатангской НГО залежи УВ выявлены в пластах именно нижнесуходудинского резервуара. Многочисленные газоконденсатные залежи выделены на Пеляткинском месторождении. Из пластов на этом месторождении в двух скважинах были получены также притоки нефти дебитом до 80 м³/сут. Всего в шельфовых пластах нижней подсвиты суходудинской свиты залежи выявлены на десяти месторождениях. На Малохетской, Мессояхской, Джангодской, Озерной, Казанцевской, Пайяхской, Яровской и Дерябинской площадях отмечены нефтегазопроявления [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.4.5. Апт-верхненеокомский нефтегазоносный комплекс

Верхнесуходудинский, нижнемалохетский и верхнемалохетский региональные резервуары выделяются в составе апт-верхненеокомского НГК.

Верхнесуходудинский резервуар. Проницаемым комплексом является верхняя подсвита суходудинской свиты, флюидоупором – пимская пачка глин, залегающая в кровле этой свиты. В пластах верхнесуходудинского резервуара выявлены залежи на Южно-Соленинском, Джангодском, Нанадянском и Хабейском месторождениях. Газопроявления из пластов верхнесуходудинского резервуара были также отмечены на Мессояхской, Яровской и Дерябинской площадях.

Нижнемалохетский резервуар. К проницаемому комплексу резервуара относятся пласты нижней части малохетской свиты. Флюидоупором является нижнеалымская пачка глин, залегающая в подошве аптских отложений. В пластах нижнемалохетского резервуара выявлены залежи на Северо-Соленинском

месторождении. Отмечаются признаки нефтегазоносности также на Яровской и Дерябинской площадях.

Верхнемалохетский резервуар. Проницаемыми породами резервуара являются пласты верхней части малохетской свиты. Флюидоупором служит углисто-глинистая пачка континентального генезиса, залегающая в основании яковлевской свиты (нижнеяковлевская пачка). В пластах верхнемалохетского резервуара открыты залежи на Лодочном, Ванкорском, Сузунском, Южно-Соленинском, Озерном и Пеляткинском месторождениях. Кроме того, небольшие притоки газа были получены на Яровской площади [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.4.6. Аптский нефтегазоносный комплекс

Аптский НГК состоит из одного **яковлевского регионального резервуара**. Средняя песчаная часть яковлевской свиты выделяется в проницаемый комплекс, а верхняя, более глинистая часть является флюидоупором, хотя и существенно опесчаненным. Залежь газа в резервуаре выявлена на Северо-Соленинском месторождении. Также газопроявления отмечены на Озерном месторождении [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.4.7. Альб-сеноманский нефтегазоносный комплекс

Альб-сеноманский НГК содержит единственный **долганский резервуар**. Проницаемым комплексом резервуара является долганская свита, а флюидоупором – глинистая пачка в низах дорожковской свиты. В отложениях долганского резервуара в данном районе открыты залежи на трех месторождениях – Ванкорском, Мессояхском, Горчинском. Зафиксированы газопроявления на Пеляткинской площади [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.4.8. Месторождения района исследования

На территории Енисей-Хатангской нефтегазоносной области выявлено 14 месторождений (см. рисунок 1.8). Последними открыты месторождения – Байкаловское нефтегазоконденсатное и Северо-Пайяхское нефтяное (не показаны на рисунке 1.8), расположенные на правом берегу р. Енисей. Среди

месторождений преобладают газовые: 8 газовых, 2 газоконденсатных, 2 нефтяных и 1 нефтегазоконденсатное.

На территории северо-восточной части Пур-Тазовской нефтегазоносной области, входящей в состав Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, в рамках территории исследования выявлено 4 газоконденсатных, 5 нефтегазовых, 5 нефтегазоконденсатных и 1 газовое месторождения. В сравнении с Енисей-Хатангской НГО на территории Пур-Тазовской НГО доля нефтяных залежей увеличивается (см. рисунок 1.8).

Пеляткинское газоконденсатное месторождение. Открыто в 1969 г. Расположено на севере Красноярского края [Геология..., 1981]. В тектоническом отношении месторождение приурочено к одноименному локальному поднятию, расположенному в западной части Усть-Портовского межавыступа вблизи его северной границы [Комплексный научный анализ..., 2008Ф]. В нижнемеловых отложениях эта структура представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания, размеры которой составляют 24x13 км и амплитуда порядка 75 м [Нефтегазоносные бассейны..., 1994]. Структурные планы описываемого локального поднятия по нижнемеловым и среднеюрским отложениям не совпадают. Месторождение относится к категории многозалежных [Геология..., 1981]. В 1969 г. в суходудинской свите вскрыто пять продуктивных пластов (СД-VIII, СД-VI, СД-V, СД-IV и СД-III). Позднее, в 1997 г. была открыта залежь в пласте малохетской свиты (МХ-I) и в 1998 г. еще одна залежь в пласте суходудинской свиты (СД-IXA) [Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Залежи углеводородов в пластах суходудинской свиты приурочены к ловушкам антиклинального типа и резервуарам, сложенным терригенными породами – песчаниками и алевролитами, в залежах СД-IV и СД-V глинистыми песчаниками. По типу ловушек залежи относятся к пластовым, пластово-массивным, сводовым. Залежи СД-IV и СД-VI, выделяемые как пластово-массивные, по существу принадлежат к типу массивных, относящихся к пачкам гидродинамически связанных песчаных пластов. Состав газа метановый,

содержание CH_4 составляет от 89 до 95 %. Максимальный свободный дебит газа через штуцер диаметром 9,4 мм для залежи пласта СД-VIII составил 1,9 млн $\text{м}^3/\text{сут}$ [Геология..., 1981; Нефтегазоносные бассейны..., 1994].

Залежь в пласте МХ-I приурочена к толще песков, песчаников и алевролитов в кровле резервуара. По составу газ метановый (содержание CH_4 около 98 %). По типу ловушки залежь относится к массивным сводовым [Нефтегазоносные бассейны..., 1994].

Разведанные запасы газа Пеляткинского месторождения по состоянию на 2009 г составляют 153,2 млрд. м^3 [Арчegov, Степанов, 2009]. Согласно классификации запасов и ресурсов нефти и горючих газов, утвержденной приказом МПР России от 01.11.2005 № 0298 является крупнейшим (от 30 до 500 млрд м^3) месторождением в Енисей-Хатангской НГО [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Нанадянское газовое месторождение. Расположено на западе от Пагодского куполовидного поднятия Мессояхской наклонной гряды. Месторождение относится к категории однозалежных. В январе 1990 г. при испытании скважины № 310 в четырех объектах в суходудинской и яковлевской свитах получен приток воды, из одного объекта в кровле суходудинской свиты был получен промышленный приток газа, дебитом 359 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$. Скважина была ликвидирована по техническим причинам [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Казанцевское газоконденсатное месторождение. Скважина № 1 на Казанцевской площади, расположенной всего в 20 км от берега Енисея, была готова к испытаниям в феврале 1969 г. Месторождение расположено на севере Красноярского края. В тектоническом отношении приурочено к одноименной локальной структуре, осложняющей сводовую часть Усть-Портовского мегавыступа. В нижнемеловых отложениях (суходудинская свита), эта структура представляет собой антиклиналь северо-восточного простирания, размерами 27x9 км, амплитудой 60 м. Структурные планы описываемого локального поднятия по нижнемеловым отложениям и по подошве юрско-мелового

клиноформного комплекса не совпадают [Геология..., 1981; Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

Месторождение относится к категории многозалежных. Промышленные притоки газа получены из песчано-алевролитовых пластов СД-VIII, СД-VI и СД-II суходудинской свиты с открытой пористостью пород порядка 15 %. По типу ловушек залежи относится к типу пластовых сводовых. Максимальный свободный дебит газа был получен из пласта СД-VI через штуцер диаметром 25,3 мм и составил 414 тыс. м³/сут [Геология..., 1981].

Ушаковское газоконденсатное месторождение. В декабре 1985 года Нижне-Енисейской нефтегазоразведочной экспедицией, на Ушаковской площади пробурена поисковая скважины № 2. После окончания бурения в апреле 1988 г. было испытано три объекта, из двух получен приток пластовой воды, а из третьего, в верхнеюрских отложениях, приток газа с водой. Испытания скважины № 1, проведенные в марте 1988 г. в одном из шести объектов тоже показали непромышленный приток газа. В том же году было начато бурение скважины № 3, в результате испытания которой в 1989 г. была подтверждена промышленная газоносность пластов СД-IX, СД-VIII суходудинской свиты. Испытания скважины № 4 также показали газоносность пластов суходудинской свиты.

Месторождение приурочено к одноименной локальной структуре, осложняющей сводовую часть Усть-Портовского мегавыступа. В нижнемеловых отложениях эта структура представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания, размерами 12х6 км, амплитудой 70 м. Месторождение открыто в 1988 г. В породах суходудинского резервуара обнаружено четыре залежи: СД-IX, СД-VIII, СД-III и СД-II [Комплексный научный анализ..., 2008Ф]. По типу ловушки залежи относятся к пластовым сводовым дизъюнктивно экранированным. По состоянию на 01.11.2005 является одним из крупнейших месторождений района исследований [Комплексный научный анализ..., 2008Ф].

1.5. Геохимия органического вещества

Еще в начале второй половины XIX века в рамках теории органического происхождения нефти возник вопрос о возможных источниках углеводородов – **нефтегазопроизводящих отложениях**. Нефтегазопроизводящими являются породы, органическое вещество которых в определенных геологических условиях способно стать исходным материалом для формирования залежей нефти и газа, т.е. содержит способные к эмиграции углеводороды.

Первые исследования нефтематеринских отложений были освещены А.Д. Архангельским в монографии «Условия образования нефти на Северном Кавказе» [Архангельский, 1927]. Целостно и системно проблема нефтематеринских свит была рассмотрена И.М. Губкиным в его классическом труде «Учение о нефти» [Губкин, 1932]. Блестящие глубокие исследования по проблеме нефтеобразования принадлежат В.И. Вернадскому и Н.Д. Зелинскому. Однако систематическое изучение нефтематеринских свит было начато лишь в послевоенные годы. Значительный вклад в разработку теории органического происхождения нефти внесли такие крупные ученые как Н.Б. Вассоевич, Д. Вельте, И.В. Гринберг, А.Э. Конторович, С.Г. Неручев, Б. Тиссо, В.А. Успенский, Д. Хант и другие [Трофимук, Конторович, 1965; Вассоевич, 1967, 1988; Неручев, 1969; Тиссо, Вельте, 1981; Вассоевич и др., 1981].

Для выделения в осадочном бассейне нефтегазопроизводящих толщ необходимо изучать: 1) палеогеографические и геохимические условия накопления осадков; 2) литологические особенности отложений; 3) особенности органического вещества пород, главным образом его концентрации в осадках и исходный тип; 4) степень диагенетической и катагенетической преобразованности [Неручев, 1969; Геология..., 1975].

На основании изучения различных нефтегазоносных бассейнов, считается, что нефтематеринские отложения могут накапливаться в самых разнообразных палеогеографических условиях (за исключением наземных, субаэральных). Палеоландшафты определяют не только количество ОВ, но и его тип. В

терригенных породах озерно-болотного и озерно-аллювиального генезиса органическое вещество преимущественно террагенного (гумусового) типа. Прибрежно-морские и мелководно-морские отложения характеризуются смешанным типом ОВ. В морских относительно глубоководных породах автохтонное ОВ представлено аквагенным (сапропелевым) типом. Потенциально нефтегазопроизводящими могут быть не только глины и аргиллиты, но и песчано-алевролитовые и карбонатные породы, которые содержат достаточное количество ОВ, а в его составе – углеводороды нефтяного типа способные к эмиграции в определенных геологических условиях [Неручев, 1969, Закономерности..., 1972]. Накопление предположительно нефтегазопроизводящих отложений возможно в широком диапазоне геохимических фаций от восстановительных до слабо окислительных [Неручев, 1969].

Наибольшее внимание как вероятные источники нефти обычно привлекают морские отложения с преимущественно аквагенным типом ОВ, характеризующиеся восстановительными условиями в диагенезе и находящиеся на стадии катагенеза, отвечающей главной зоне нефтеобразования. В отложениях с террагенным типом исходного ОВ по всей шкале катагенеза, но особенно интенсивно в верхней зоне газообразования и глубинной зоне газообразования, генерируются газообразные УВ [Конторович, 1964; Конторович и др., 1971].

Геохимические исследования на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба начали проводиться с 60-х годов XX столетия, когда были значительно увеличены объемы сейсморазведочных работ, параметрического и поискового бурения. Значительный вклад в изучение геохимии рассеянного органического вещества мезозойских отложений и нефтей этой территории внесли А.П. Афанасенков, Л.И. Богородская, Л.Н. Болдушевская, А.Г. Войцеховская, И.В. Гончаров, А.И. Данюшевская, М.В. Дахнова, Г.Н. Карцева, Н.С. Ким, А.Э. Конторович, Е.А. Костырева, А.И. Ларичев, И.И. Нестеров, Г.М. Парпарова, И.Д. Полякова, Е.И. Соболева, Д.С. Сороков, О.Ф. Стасова, А.А. Трофимук, П.А. Трушков, Ю.А. Филипцов, А.Н. Фомин, А.С. Фомичев, Е.А. Фурсенко и другие [Войцеховская, 1974, 1977; Конторович 1971, 1974; Сороков, 1971, 1974;

Данюшевская, 1975; Полякова, 1981; Полякова и др., 1982; Соболева, 1981; Болдушевская, 2001; Ларичев и др., 2003; Стасова и др., 2005; Филипцов и др., 2006; Дахнова и др., 2009; Гончаров и др., 2011; Ким, Родченко, 2013; Афанасенков и др., 2015; Фурсенко, 2016; Фомин и др., 2010].

Геохимические исследования на этой территории проводятся коллективами ИНГГ СО РАН, СНИИГГиМС, ТомскНИПИнефть, ВНИГНИ и других организаций. Активное участие в изучении региона принимают крупнейшие отечественные компании ОАО «Роснефть» и ОАО «Газпром».

Содержание и состав органического вещества в мезозойских отложениях Енисей-Хатангского регионального прогиба. Согласно ранним работам Д.С. Сорокова [Сороков, 1971, 1974], посвященным изучению органического вещества, в юрско-меловом разрезе Енисей-Хатангского бассейна нет толщ, отличающихся повышенным содержанием органического углерода. Значения OB в юрских и меловых комплексах изменяются в сравнительно близких пределах, хотя содержание $C_{орг}$ в юрских породах выше, чем в меловых. Среднее содержание $C_{орг}$ в юрских глинисто-алевритовых породах равно 1,31 %, алеврито-песчаных – 0,76 % на породу, в меловых породах 1,00 % и 0,58 % соответственно. Всего в исследовании было выполнено 543 определения $C_{орг}$ в глинистых породах и 342 в песчаных, при этом в подсчет не включались макровключения угля и битумов. Изменение содержания органического вещества по простиранию также незначительное [Сороков, 1971, 1974]. По данным А.П. Афанасенкова, дополнившего коллекцию образцов Д.С. Сорокова и А.И. Данюшевской новым фактическим материалом (всего 916 определений $C_{орг}$ по юре), в целом для юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба содержание органического углерода в глинистых породах составляет 1,42 %, в песчаных – 0,72 % на породу. Средние значения $C_{орг}$ в разрезе юрских отложений и по площади распространения в соответствующих литологических разностях изменяются в незначительных пределах. В верхнеюрских глинистых разностях величины $C_{орг}$ изменяются от 1,08 до 2,30 %, среднее по 302 образцам равно 1,42 % на породу, тогда как в песчаниках

$C_{\text{орг}}$ варьирует 0,36-2,50 % на породу и среднее составляет 0,63 % на породу для 72 проб [Афанасенков, 1987].

В исследованиях А.Э. Конторовича с соавторами отмечается, что наилучшим нефте- и газогенерационным потенциалом в Енисей-Хатангском осадочном бассейне обладают юрские отложения, в которых сосредоточены самые большие концентрации ОВ. Значения $C_{\text{орг}}$ для глинистых пород средне-верхнеюрского и неокомского возраста изменяются в среднем от 1,20 до 1,60 % на породу. Повышенные значения $C_{\text{орг}}$ приурочены к внутренним наиболее погруженным частям прогиба, где среднее содержание $C_{\text{орг}}$ в юрских породах составляет более 1,00 %, а в нижнемеловых – 0,50 % на породу [Геология..., 1981; Нефтегазоносные бассейны..., 1994].

По данным Л.Н. Болдушевой, обобщившей результаты определения содержаний органического углерода в юрско-меловых отложениях северо-востока Западно-Сибирской плиты, повышенными концентрациями ОВ характеризуются нижняя продуктивная толща яковлевской свиты (изученная в северо-восточной части Пур-Тазовской НГО) и юрские отложения в целом. В юрских отложениях наибольшие содержания $C_{\text{орг}}$ отмечаются в балахнинской, лайдинской, леонтьевской, гольчихинской и глинистых пачках в яновстанской свите [Болдушевская, 2001]. Л.Н. Болдушевой не было замечено значительных изменений содержания ОВ по площади в юрско-меловом комплексе.

И.В. Гончаровым с соавторами на основании пиролитических исследований шлама и кернового материала во всем разрезе яновстанской свиты (стратиграфического аналога баженовской свиты) нескольких скважин была выделена обогащенная ОВ пачка мощностью до 60 м, являющаяся источником нефтей нижнехетского и яковлевского резервуаров месторождений Ванкорской группы. Содержание органического углерода в породах верхней части разреза яновстанской свиты составляет около 1 %. Значения органического вещества в выделенной пачке изменяется от 1,3-5,5 % на породу. Аргиллиты нижней части свиты характеризуются значениями $C_{\text{орг}}$ до 2-3 % [Гончаров и др., 2009а; Гончаров и др., 2011].

Содержание органического углерода в юрских отложениях в исследовании Н.С. Ким с соавторами изменяется от 0,5 до 10,2 % на породу, в среднем составляя 1,7 %. Максимально обогащены органическим веществом (среднее значение $C_{орг}$ более 2,3 % на породу) вымская, малышевская и сиговская свиты. Для стратиграфического аналога баженовской свиты – гольчихинской свиты значение $C_{орг}$ в среднем равно 2,0 % на породу [Ким и др., 2010].

Многочисленные исследования показали, что вещественный состав ОВ юрских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба имеет смешанную природу – содержания террагенного и аквагенного материала в ОВ примерно равны или террагенный преобладает. Значительную роль в формировании состава ОВ сыграло палеогеографическое положение бассейна между возвышенной сушей Сибирской платформы и Таймыра. Поступление с континента вместе с терригенными осадками органического вещества высшей наземной растительности привело к значительному разбавлению аквагенного ОВ, образовывавшегося непосредственно в бассейне [Сороков, 1971; Конторович и др., 1971, 1974; Ронкина и др., 1971; Войцеховская, 1974, 1977; Данюшевская и др., 1973; Соболева, 1981; Полякова и др., 1982; Афанасенков, 1987].

Формирование органического вещества происходило в широком диапазоне фациальных обстановок от лагунно-континентальной (преимущественно песчаные отложения) до глубоководно-морской (алевроглинистые отложения), в аэробных условиях, в которых органическое вещество подвергалось достаточно интенсивным окислительным преобразованиям [Данюшевская и др., 1973].

Органическое вещество в отложениях юрско-мелового комплекса накапливалось либо в виде тонкодисперсной, сорбированной глинистыми минералами форме, либо в микроконцентрированной форме в виде растительного детрита различной размерности и небольших линзочек гелифицированного преимущественно террагенного ОВ. Исключения составляют породы нижнего мела (суходудинская, малохетская и яковлевская свиты), где отмечаются маломощные прослои углей [Данюшевская, 1975; Богородская, Соболева, 1983].

Петрографические исследования показали, что ОВ террагенного типа представлено в виде волокон и небольших линзочек гелифицированного витринита, фюзинизированных обрывков растительного детрита иногда с сохранившейся клеточной структурой и обрывков липоидных компонентов (кутикула, микроспоры, смоляные тела) [Богородская, Соболева, 1983]. Преобладание липидов высшей наземной растительности отмечается в составе ОВ апт-альбских (яковлевская свита), верхневаланжинских (суходудинская свита), верхнебайосско-келловейских (малышевская свита) и оксфордских (сиговская свита) отложений [Сороков, 1971; Болдушевская и др., 2002]. В глинистых и алевроито-глинистых отложениях верхней юры террагенный материал представлен главным образом сильнопиритизированными микрокомпонентами типа фюзинита. Обрывки фюзинита имеют различную форму и величину, иногда хорошо сохранившуюся клеточную структуру, как правило, выполненную кальцитом и пиритом [Ронкина и др., 1971]. В значительных количествах фюзинитовые микрокомпоненты присутствуют в органическом веществе сиговской свиты [Войцеховская, 1974].

В верхнеюрских породах основная масса аквагенного ОВ представлена главным образом (встречается) в виде бесструктурного коричневого тонкодисперсного коллоальгинита, генетически связанного с основной глинисто-карбонатно-фосфатной массой. Формирование коллоальгинита по мнению А.Г. Войцеховской связано с деструкцией фитопланктона [Войцеховская, 1974; 1977]. Идентифицируемое ОВ представлено микроскопическими остатками фитопланктона и зоопланктона [Ронкина и др., 1971; Данюшевская, 1975]. Фитопланктон в основной массе представлен кокколитофоридами, отмечается полное отсутствие желто-зеленых, бурых и сине-зеленых водорослей (кроме кокколитофорид). Зоопланктон представлен значительно пиритизированными мельчайшими раковинами фораминифер, радиолярий, спикулами губок [Ронкина и др., 1971]. В нижне- и среднеюрских отложениях преобладающим компонентом также является коллоальгинит. Среди водорослей встречаются единичные остатки желто-зеленых и бурых водорослей [Ронкина и др., 1971]. На отдельных площадях

отмечается значительная примесь ОВ сине-зеленых водорослей, причем в породе они почти полностью карбонатизированы. Аквагенное ОВ вымской свиты представлено почти исключительно желто-зелеными водорослями рода *Pila* [Войцеховская, 1974]. В малышевской свите аквагенное ОВ сложено в основном остатками сине-зеленых водорослей [Афанасенков, 1987].

Высокие содержания ОВ аквагенного типа отмечаются в алевритоглинистых породах гольчихинской и яновстанской свит верхней юры [Ларичев и др., 2003; Филипцов и др., 2006; Дахнова и др., 2009; Гончаров и др., 2011; Ким, Родченко, 2013], а также в точинской свите верхней юры, нижнехетской нижнего мела и дорожковской верхнего мела [Сороков, 1971].

Органическое вещество в зависимости от его элементного состава принято разделять на три основных типа (I, II и III типы керогенов) значительно отличающиеся друг от друга характером соотношения атомных отношений водорода к углероду (Н/С) и кислорода к углероду (О/С) [Успенский, Радченко, 1973; Тиссо, Вельте, 1981; Лопатин, Емец, 1987; Peters et al., 2005].

Кероген I типа формируется в основном из липидов водорослевого материала и микробов. Условия для его образования чаще реализуются в бескислородных озерных обстановках. Кероген характеризуется высоким содержанием водорода ($H/C > 1,5$) и низким содержанием кислорода ($O/C < 0,1$), нефтегенерационный потенциал в зоне протокатагенеза больше 600 мг УВ/г $C_{орг}$.

Кероген II типа обычно образуется в морских осадках и состоит из аквагенного органического вещества, в который входят остатки различных фито- и зооорганизмов, бактерий, а также незначительное количество принесенного в бассейн материала высших растений. Для этого типа керогена средние значения атомных отношений Н/С равны 1,2-1,3 и О/С меньше 0,1, для незрелого ОВ значения HI изменяются от 300 до 600 мг УВ/г $C_{орг}$.

Кероген III типа образуется преимущественно из остатков высшей наземной растительности. Обычен для континентальных окраин и дельтовых толщ. Характеризуется низкими значениями атомного отношения Н/С ($< 0,9$), бедным нефтематеринским потенциалом ($HI = 50-200$ мг УВ/г $C_{орг}$), а также повышенными

величинами O/C более 0,2. Тип керогена II/III имеет переходный состав между II и III типами, который обычно представлен смесью аквагенного и террагенного материалов, отлагавшихся в прибрежно-морских обстановках. Для керогена II/III типа значения HI составляют 200-300 мг УВ/г C_{орг.}

Петрографические особенности состава ОВ верхнеюрских отложений отразились на элементном составе керогена. В целом керогены юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба характеризуются пониженными содержаниями водорода и атомного отношения H/C, серы и невысокими концентрациями функционального кислорода (кислых гидроксильных и карбоксильных групп), что вероятно связано с повышенной долей фюзинизированного (окисленного) террагенного ОВ в составе пород [Богородская, Соболева, 1983]. Группа образцов керогенов верхнеюрского возраста Дерябинской площади (скважины 2, 4 и 5, гл. 2500-2800 м) характеризуется пониженными концентрациями углерода (76,3-77,5 %) и водорода (4,6-5,2 %), и относительно высокими – кислорода (13,8-16,5 %) и его кислых гидроксильных групп (1,7-3,5 % от суммарного кислорода). Содержание азота для нерастворимого ОВ (НОВ) изменяется от 1,9-2,8 % на органическое вещество. Выявленный состав керогенов авторы связывают с низкой преобразованностью ОВ, соответствующей градациям катагенеза ПК-МК₁¹ и МК₁² [Богородская, Соболева, 1983]. Л.И. Богородской и Е.И. Соболевой также были оценены средние значения элементного состава керогенов терригенных пород нижней и средней юры Енисей-Хатангского регионального прогиба по стадиям катагенеза [Богородская и др., 2005].

Таблица 1.2 – Эволюционная характеристика элементного состава керогена ниже- и среднеюрских терригенных пород ЕХРП (средние значения на начало градаций катагенеза) [Богородская и др., 2005]

Катагенез	Глубины	Элементный состав НОВ, %					Атомные отношения		
		C	H	N	S	O	H/C	O/C	N/C
МК ₁ ¹	1000-2400	77,0	4,8	2,0	0,8	15,4	0,75	0,15	0,022
МК ₁ ²	2400-3600	80,0	4,7	2,0	0,7	12,6	0,71	0,12	0,021
МК ₂	>3600	85,0	4,6	1,9	0,6	7,9	0,65	0,07	0,019

Анализ элементного состава керогенов различных генетических типов ОВ на стадиях катагенетического преобразования Б, Б-Д, Д, Д-Г и Г по углемарочной шкале (по шкале А.Э. Конторовича этим стадиям соответствуют градации ПК, МК₁¹ и МК₁²), выполненный А.И. Данюшевой, также показал относительно низкие концентрации углерода и водорода – 64,6-84,0 % и 3,6-6,4 % [Данюшевская, 1975].

В исследованиях, проведенных А.И. Данюшевой, наряду с изучением битумоидов и нерастворимой части рассеянного ОВ большое внимание было уделено неуглеводородным компонентам органического вещества – гуминовым кислотам и аминокислотам, входящим в структуру полимерной молекулы ОВ. Содержание гуминовых кислот составляет от 0,3 до 0,5 % на породу или 15-25 % от органического вещества. Содержание аминокислот в 5-8 раз выше, чем РОВ смежных регионов. В продуктах жесткого гидролиза рассеянного ОВ было обнаружено 11 аминокислот белкового генезиса. При анализе гуминовых кислот в зависимости от генезиса ОВ А.И. Данюшевой показано, что при снижении роли витринитового и росте альгинитового материала в ОВ наблюдается изменения состава гуминовых кислот: возрастает алифатичность, содержание гидролизуемого материала, азота и кислородных соединений, количество кислых аминокислот, боковых радикалов с гидрофильными группами и соответственно адсорбционная способность гуминовых кислот. Прямая корреляция количества гуминовых и аминокислот с содержанием аквагенных остатков в РОВ пород подтверждает связь их происхождения с белково-углеводной структурой зоопланктонного исходного органического материала [Данюшевская, 1975].

Для **оценки нефтегазогенерационного потенциала ОВ** наиболее широко применяется пиролитический параметр водородный индекс (НІ). Для меловых отложений Енисей-Хатангской и Пур-Тазовской нефтегазоносных областей были определены следующие значения нефтегазогенерационного потенциала. В яковлевской свите значения НІ достигают величин 100-200 мг УВ/г С_{орг}. В малохетской и суходудинской свитах помимо образцов с низким значением НІ, присутствуют образцы пород с углистым веществом, для которых характерны

значения до 400-500 мг УВ/г $C_{орг}$ [Филипцов и др., 1998; Болдушевская, 2001]. Водородный индекс ОВ нижнехетской свиты варьирует от 50 до 200 мг УВ/г $C_{орг}$, лишь для единичных образцов величина НИ несколько превышает 200 мг УВ/г $C_{орг}$ [Гончаров и др., 2010].

Средние значения генерационного потенциала ОВ верхней части разреза яновстанской свиты составляют 115-135 мг УВ/г $C_{орг}$. При пиролитическом анализе керна и шлама яновстанской свиты И.В. Гончаровым с соавторами в ее нижней части была выделена пачка пород мощностью от 50 до 60 м, содержащая аквагенное органическое вещество и формировавшаяся в умеренно восстановительных условиях [Гончаров и др., 2011]. Значения НИ пачки обогащенной ОВ достигают 400-500 мг УВ/г $C_{орг}$, что указывает на превосходные нефтематеринские свойства яновстанской свиты. Органическое вещество пород ниже обогащенной пачки яновстанской, сиговской и точинской свит по величине НИ существенно уступает обогащенной пачке и относится к террагенному типу [Гончаров и др., 2009а; Гончаров и др., 2011].

По данным Ю.А. Филипцова и Л.Н. Болдушевской алевролиты и аргиллиты среднеюрского возраста вымской, леонтьевской, малышевской и гольчихинской свит характеризуются значениями показателя НИ от 150 до 300 мг УВ/г $C_{орг}$, отдельные значения НИ достигают 450-550 мг УВ/г $C_{орг}$, что свидетельствует о существенной примеси аквагенной составляющей в ОВ. Алевролиты балахнинской свиты характеризуются водородным индексом до 80-180 мг УВ/г $C_{орг}$, что указывает, учитывая катагенез ОВ, на значительную степень реализации нефтегазогенерационного потенциала свиты [Филипцов и др., 1998; Болдушевская, 2001].

Систематически исследования **катагенеза органического вещества мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба** проводятся с начала 60-х годов. И.И. Аммосовым, В.И. Горшковым, А.Э. Конторовичем, И.И. Нестеровым, Г.М. Парпаровой, П.А. Трушковым, А.С. Фомичевым и другими опубликован ряд мелкомасштабных схем и карт. В 1971 г. вышел «Атлас цветных геохимических карт для мезозоя Сибири»

(редактор А.Э. Конторович). В него вошел набор карт метаморфизма органического вещества. Позже в 1975 г. А.Э. Конторовичем, И.И. Нестеровым, П.А. Трушковым, А.С. Фомичевым составлены схемы метаморфизма органического вещества в отложениях разных стратиграфических горизонтов для всей территории Западно-Сибирской плиты. Карты катагенеза нижнеюрского и нижнемелового ОВ краевых депрессий Сибирской платформы были составлены И.Д. Поляковой, Е.И. Соболевой, Г.Ф. Степаненко и П.А. Трушковым [Геология..., 1981]. Ю.А. Филипцовым с соавторами в 1998 г. на основании выявленной зональности катагенеза ОВ по сопоставлению значений пиролитического параметра T_{\max} и R°_{vt} , была составлена схематическая карта катагенеза ОВ верхней части средне-верхнеюрских отложений Енисей-Хатангской и северо-восточной части Пур-Тазовской нефтегазоносных областей. В монографии А.Н. Фомина [Фомин, 2011] опубликованы уточненные схемы катагенеза для Западной Сибири и западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, построенные с использованием новых данных по недавно разбуренным скважинам.

На основе отражательной способности витринита преобразованность ОВ исследования изучалась А.П. Афанасенковым, Л.И. Богородской, А.Э. Конторовичем, И.Д. Поляковой, Е.И. Соболевой, А.Н. Фоминым.

В настоящее время для изучения катагенеза ОВ широко применяется метод пиролиза, что отражено в работах Л.Н. Болдушевской, В.И. Горбачева, Н.В. Лопатина, В.Н. Меленевского, Ю.А. Филипцова. Особенности пиролитического метода являются экспрессность, простота и меньшая трудоемкость по сравнению с определением значений отражательной способности витринита. Его применение позволяет охватить больший объем геологического разреза, который ранее не мог быть исследован из-за недостаточности материала или отсутствия витринита.

Результаты применения биомаркерных параметров для изучения катагенеза РОВ мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба опубликованы в работах [Фомин и др., 2010; Родченко, 2016].

Определены биомаркерные коэффициенты информативные для выявления отложений, достигших разных градаций катагенеза.

На территории Енисей-Хатангского регионального прогиба современные глубины залегания отложений не отражают степень преобразованности ОВ – границы катагенеза ОВ на разных тектонических структурах находятся на различных глубинах, хотя конфигурация линии катагенеза ОВ в разных скважинах совпадает. Это указывает на сходный палеотермический градиент на момент наибольшего погружения юрско-меловой толщи в конце палеогена-начале неогена. При максимальном погружении юрско-меловых отложений в конце палеогена границы стадий катагенеза ОВ располагались субгоризонтально. В течение последующего неотектонического этапа произошел дифференцированный подъем территории и размыв отложений значительной мощности на поднятиях [Филипцов и др., 1998, 2006].

Л.И. Богородской и Е.С. Соболевой [Богородская, Соболева, 1983] составлены шкалы катагенеза ОВ отдельно для восточной и западной частей регионального прогиба. Для установления границ градаций катагенеза по показателю преломления витринита использовалась классификация Г.М. Парпаровой. В западной части (Танамо-Малахетский и Рассохинский мегавалы) установлено, что нижняя граница зоны протокатагенеза (ПК) соответствует глубине 1700 м, границы зон мезокатагенеза $МК_1^1$ – 2900 м и $МК_1^2$ – 4000 м. Максимальные значения преобразованности зафиксированы на глубине 4500 м и соответствуют среднему мезокатагенезу ($МК_2$). В восточной части бассейна (Балахнинский мегавал, Боганидско-Жданихинский и Турковский прогибы) установлено, что граница зоны ПК – 1000 м, зоны $МК_1^1$ – 2400 и зоны $МК_1^2$ – 3600 м.

Исследования, проведенные Л.Н. Болдушевской [2001] на коллекции керн из юрско-меловых отложений по 86 глубоким скважинам и Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6 показали, что катагенетическая зональность ОВ на изучаемой территории более дифференцирована. Были сделаны выводы, что катагенез увеличивается от бортов Енисей-Хатангского регионального прогиба к

центру. Высокие стадии катагенеза ОВ характерны для наиболее погруженных структур. В прибортовых частях регионального прогиба и на поднятиях органическое вещество отложений наименее преобразовано.

В работе Ю.А. Филипцова с соавторами [1999] для Енисей-Хатангского прогиба и северо-восточной части Западно-Сибирской плиты исследователями была составлена глубинная шкала катагенеза ОВ мезозойских отложений и определены граничные значения температуры T_{\max} : МК₁² ($R^{\circ}_{vt}=0,65\%$) соответствует 437 °С, МК₂ ($R^{\circ}_{vt}=0,85\%$) соответствует 447 °С, МК₃¹ ($R^{\circ}_{vt}=1,15\%$) – 460 °С. Следует отметить, что пиролитический показатель катагенеза в отличие от отражательной способности витринита зависит от типа ОВ и индивидуальных настроек пиролизатора [Меленевский, 1991].

Л.Н. Болдушевской была выполнена реконструкция тектонического развития основных структурных элементов и истории прохождения отложениями различных зон катагенеза. Для этого были построены палеотектонические профили на определенные моменты геологического времени и современные геологические разрезы по нескольким линиям, пересекающим осадочный чехол по всей ширине регионального прогиба. На основании построенных разрезов была составлена схематическая карта катагенеза ОВ верхней части юрских отложений. В результате палеотектонического анализа, было определено, что нижне-среднеюрские отложения на значительной части изученной территории в полном объеме прошли ГЗН и в конце палеогена находились в зоне генерации глубинного газа (МК₃¹ и выше). Верхнеюрские и нижняя часть нижнемеловых отложений в пределах прогибов и впадин в конце палеогена находились в ГЗН. В наиболее погруженных частях в значительной степени (а иногда и полностью) реализовали свой нефтегенерационный потенциал, но еще не вошли в глубинную зону, где нефти становятся неустойчивыми и в полном объеме преобразуются в газоконденсатные смеси. Верхняя часть нижнемеловых отложений, включая яковлевскую и выше лежащие свиты, нигде на территории исследования не вошли зону генерации нефти и поэтому не могли быть нефтематеринскими для меловых нефтей [Болдушевская, 2001; Болдушевская и др., 2002].

В 1971 году Д.С. Сороковым мощности размытых осадков на некоторых площадях западной части регионального прогиба были определены по глубинам исчезновения в составе ОВ гуминовых кислот. Расчет мощностей денудированных отложений А.П. Афанасенковым проводился способом выравнивания гипсометрического положения верхней границы градации катагенеза МК₁¹ [Афанасенков, 1987]. Л.Н. Болдушевской, Ю.А. Филипцовым и А.Н. Фоминым на основании материалов по катагенетической преобразованности ОВ в мезо-кайнозойском осадочном чехле, выполнена оценка мощностей размыва отложений на разных тектонических структурах Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты [Болдушевская, 2001; Болдушевская и др., 2010].

Геохимической особенностью вертикальной зональности катагенеза в Енисей-Хатангского НГБ является редуцированность главной зоны нефтеобразования. Вероятнее всего, это связано с преобладающей генерацией газа, миграция которого ослабляет процессы нефтеобразования [Конторович и др., 1974; Колганова, Полякова 1984]. В юрско-меловых отложениях бассейна выделены битумоиды всех классов – сингенетичные, смешанные, эпигенетичные и остаточные, что свидетельствует о массовой генерации и эмиграции битумоидов [Сороков, 1971; Данюшевская и др., 1981]. Присутствие различных форм битумоидов и большого количества аллохтонных битумоидов по всему разрезу осадочного чехла является важной чертой газоносных бассейнов. Они могут рассматриваться как результат длительного и многократного перераспределения углеводородов под действием элюирующего потока газа или газоконденсатной смеси. В итоге этот процесс приводит к утяжелению нефтей, а также к их полному или частичному рассеиванию [Конторович и др., 1974; Колганова, Полякова 1984].

Изменение концентраций **битумоидов** в разрезе и по площади сходно с изменением содержания органического углерода. А.Э. Конторовичем, И.И. Нестеровым, Ф.К. Салмановым, А.С. Фомичевым и К.А. Шпильманом составлены схемы распределения органического углерода и хлороформенного битумоида для осадочных пород Западной Сибири [Геология..., 1975].

Элементный, групповой и углеводородный состав битумоидов исследуемой территории описан в работах Н.М. Бабиной, А.И. Данюшевой, М.М. Колгановой, В.М. Мельниковой, И.Д. Поляковой.

Исследования, проведенные В.М. Мельниковой, М.М. Колгановой и Н.М. Бабиной на единичных образцах глинистые пород, охарактеризовали юрские толщи на разных стадиях катагенеза. В составе этих битумоидов содержание углеводородов изменяется в пределах от 20 до 40 % на битумоид. Отношение насыщенных УВ к ароматическим соединениям, как правило, около единицы. Значения отношения смол к асфальтенам варьируют от 1 до 3 [Геология..., 1981].

С целью изучения особенностей процессов миграции углеводородов в мезозойских отложениях севера Средней Сибири. А.И. Данюшевой, В.И. Резцовым и Е.А. Глебовской [Данюшевская и др., 1981] были проведены исследования по изменению состава битумоидов закрытых и открытых пор РОВ. В результате была выполнена региональная количественная оценка масштабов перераспределения, генерации и миграции УВ на разных стадиях катагенеза.

В настоящее время особое внимание уделяется изучению органического вещества пород на молекулярном уровне методами газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии. В насыщенной фракции битумоидов исследуются состав и распределение таких углеводородов-биомаркеров, как нормальные алканы, изопренаны, стераны и терпаны [Ларичев и др., 2003; Стасова и др., 2005; Филиппов и др., 2006; Дахнова и др., 2009; Гончаров и др., 2009а; Гончаров и др., 2009б; Ким и др., 2010; Гончаров и др., 2010; Гончаров и др., 2011].

По распределению УВ-биомаркеров в мезозойских битумоидах было выделено два типа – первый тип характерен для ОВ террагенного генезиса, второй – для аквагенного ОВ. Особенно четко это разделение видно по распределению стеранов и трицикланов. Для первой группы характерно резкое преобладание этилхолестанов (стераны C_{29}), трицикланов C_{19} и C_{20} (трициклановый индекс больше единицы и изменяется от 2,51-7,71). Битумоиды с преобладающими концентрациями трицикланов C_{23} - C_{26} , трициклановым индексом меньше единицы

(от 0,63 до 0,88) и примерно равными концентрациями стеранов C_{27} - C_{29} являются производными ОВ аквагенного типа [Филипцов и др., 2006].

А.И. Ларичевым была исследована коллекция из 52 битумоидов среднеюрско-раннемелового возраста параметрической скв. Туколандо-Вадинской-320. Для битумоидов яковлевской, малохетской и нижнехетской свит до глубин 3000 м характерно бимодальное распределение н-алканов с преобладанием высокомолекулярных гомологов (C_{23} и более) с резко выраженной нечетностью при C_{25} , C_{27} , C_{29} и C_{31} , что является показателем террагенности ОВ. В этих пробах также содержатся наиболее высокие концентрации стерана C_{29} . С увеличением глубины распределение становится мономодальным с максимумом при C_{17} - C_{19} , что может указывать на примесь аквагенного ОВ. Для сиговской свиты отмечена геохимическая неоднородность ОВ – для части образцов характерно примерно равновеликое содержание C_{27} , C_{28} и C_{29} , для других образцов превалирует стеран C_{29} , в то же время для них характерно преобладание трицикланов C_{19} - C_{26} . Особенностью изученной коллекции является распределение норгопана (C_{29}), неоноргопана ($C_{29}Ts$) и диагопана (C_{30}^*). Для битумоидов сиговской, малышевской свит и экстракта из песчаника нижнехетской свиты доминирует диагопан C_{30}^* , для остальных образцов характерно обратное соотношение – C_{29} (норгопан) > $C_{29}Ts$ (неоноргопан) > C_{30}^* (диагопан) [Ларичев и др., 2003].

Многими исследователями отмечаются различия группового состава битумоидов аквагенного и террагенного генезиса. Аквагенное органическое вещество значительно богаче насыщенными фракциями битумоидов при примерно равных концентрациях ароматических УВ как в террагенном, так и аквагенном ОВ. Для аквагенного характерно большее количество смолистых компонентов, чем для террагенного и значительно меньшие концентрации асфальтенов (отношение смол к асфальтенам равно 4-6 и 1,0-1,5 для аквагенного и террагенного ОВ, соответственно) [Геология..., 1975].

Состав и их геохимические особенности жидких и газообразных углеводородов из юрских и меловых залежей Енисей-Хатангского регионального

прогиба рассмотрены в публикациях Ю.А. Афанасова, Г.Д. Гинзбурга, И.В. Гончарова, А.И. Данюшевой, А.Э. Конторовича, И.Д. Поляковой, В.М. Соколова, Д.С. Сорокова, Г.Ф. Степаненко и других авторов.

В составе свободных газов из юрских и меловых залежей исследованного района выделяются преимущественно метановые углеводороды с очень низкими концентрациями неуглеводородных компонентов. Преимущественно метановый состав свободных газов исследованной территории в первую очередь связан с его генерацией из органического вещества с существенной примесью террагенной составляющей, которое накапливалось при окислительных условиях диагенеза. Вслед за метаном в порядке убывания содержаний следуют этан, пропан, бутан и пентан. В пределах прогиба в разновозрастных отложениях и на близких глубинах состав газов принципиально не меняется. На основе изучения газов залежей, обнаруженных на территории Малохетской, Танамской, Северо-Соленинской и Джангодской площадей, установлено, что общее содержание этана и тяжелых УВ в составе газов зависит от глубины залегания залежи. В составе газов, залегающих на глубинах до 1000 м, содержание гомологов метана не превышает десятых долей процента, на глубинах до 2000 м метан содержится в концентрациях 95-99 %, в интервале 2000-2500 м концентрация тяжелых УВ составляет 3-7 %, в интервале 2500-3000 м – 8-9 % [Сороков, Гинсбург, 1977; Полякова, Степаненко, 1990]. Повышенные концентрации углеводородов C_{2+} в газах из юрских залежей по сравнению с меловыми вероятно связаны с большей преобразованностью их исходного ОВ.

Существует также и отклонения от этой закономерности. На Озерной площади в отложениях малохетской и яковлевской свит на глубинах 1100-1400 м и в суходудинской свите на глубинах более 2300 м открыты залежи газ, который содержит примерно одинаковые концентрации до 3,76 % гомологов метана. Это значительно больше, чем газы разновозрастных отложений на Северо-Соленинском месторождении. Это факт можно объяснить либо формированием газовых залежей на Озерном месторождении за счет восходящей миграции из более глубоких горизонтов, либо территориальными особенностями ОВ пород

продуктивного горизонта. На Сузунском месторождении, наоборот, на сравнительно большой глубине 2500 м обнаружен относительно «сухой» газ с содержанием гомологов метана C_{2+} 0,33 %. Эта территория не испытывала столь глубоких погружений, как выше описанные площади и продуктивные толщи здесь находятся на более низкой стадии катагенетического преобразования. Таким образом, на состав газов оказывают влияние также палеоглубины и в какой-то мере процессы миграции [Сороков, Гинсбург, 1977].

Среди неуглеводородных компонентов в составе газов встречаются углекислый газ, водород, азот, гелий, аргон. Обычно концентрация гелия и аргона не превышает десятой доли процента. Содержания водорода и углекислого газа колеблются в пределах первых процентов. В ниже-среднеюрском и верхнеюрском НГК концентрация азота в составе газов не превышает 5 %, в меловых комплексах зафиксированы участки, где количество азота превышает 8-13 %. Вероятно, азот в газах меловых отложений является продуктом верхней зоны газообразования [Полякова, 1986; Полякова, Степаненко, 1990].

По изотопному анализу компонентов газа выявлены принципиальные отличия между газами меловых и юрских залежей. Изотопный состав метана для образцов юрских отложений находится в интервале от -38 до -40 ‰, в меловых отложениях он облегчается до -54,6 ‰. Во-первых, уменьшение изотопа ^{13}C в газах юрских залежей может свидетельствовать о его генерации преимущественно террагенным ОВ, тогда как для меловых залежей ОВ основных газопроизводящих пород юры содержит значительное количество аквагенной составляющей [Полякова, 1986]. Во-вторых, вероятно, метан газов из юрских залежей продуцировался при относительно жестком термобарическом режиме главной зоны газообразования, тогда как в ловушках мела аккумулировались значительные количества сингенетичного газа, генерированного в условиях главной зоны нефтеобразования и, возможно, верхней зоны газообразования [Полякова, Степаненко, 1990].

В тоже время для трех образцов газа из ниже-меловых отложений Байкаловской площади установлен чрезвычайно тяжелый изотопный состав

метана: -30,8, -36,6, -42,0 ‰. Такой широкий диапазон значений указывает на участие в формировании газа материнских пород, находящихся на различных стадиях катагенеза [Гончаров и др., 2011].

Присутствие изотопно тяжелых газов однозначно указывает на их подток из доюрских отложений. Смещение этого газа с изотопно легкими газами, генерированными материнскими породами юры, обусловило широкий диапазон изменения изотопного состава в различных залежах. Вероятно, именно влияние глубинных источников газа, а также процессы биодегградации нефти привели к образованию преимущественно газового и газоконденсатного состава залежей Енисей-Хатангского регионального прогиба [Гончаров и др., 2011].

Плотность конденсатов, полученных из толщ юрских (Зимняя площадь) и меловых (Южно-Соленинская, Северо-Соленинская, Пеляткинская площади) варьируют от 0,74 до 0,84 г/см³, начало кипения от 47 до 156 °С. Различаются они и по фракционному составу. Фракции до 200 °С составляют 25-80 % и конденсаты выкипают практически полностью до 300 °С. По составу УВ конденсаты из меловых отложений ароматическо-метаново-нафтеновые, а из юрских – метановые. Содержание серы незначительное 0,05-0,007 ‰, твердые парафины составляют в среднем 0,26 ‰ [Геология..., 1981].

Нефти мезозойских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба по составу разделены на два генетических типа. Под генетическим типом понимается совокупность нефтей, сохранивших в молекулярном составе особенности, прямо указывающие на природу породившего их органического вещества. Первый тип формируют нефти меловых отложений. В настоящее время многими авторами принимается предположение, что основным источником этих нефтей являются липидные комплексы бактерио- и планктоногенного, т.е. аквагенного органического вещества яновстанской и гольчихинской свит [Ларичев и др., 2003; Филипцов и др., 2006; Дахнова и др., 2009; Гончаров, 2011; Ким, Родченко, 2013; Родченко, 2016].

Второй тип – нефти средней и верхней юры. Молекулярные особенности их состава указывают на то, что эти нефти имеют своим источником

преимущественно липиды высшей наземной растительности и генерированы различными нефтематеринскими породами, приуроченными к разным стратиграфическим горизонтам. Основным источником генерации нефтей средне- и верхнеюрских горизонтов является террагенное органическое вещество среднеюрских малышевской, вымской свит и нижней юры.

Нефти из нижне-среднеюрских отложений имеют разные значения плотности (от средней до высокой). В групповом составе этой нефти большие концентрации приходятся на углеводородную часть. В составе углеводородов насыщенные преобладают над ароматическими. Нефти характеризуются низкими концентрациями серы и смол, асфальтены присутствуют в следовых количествах, но достаточно много парафинов [Комплексный анализ..., 2008Ф].

Плотность нефтей из нижнемеловых отложений варьирует от низкой до высокой. Причем тяжелые нефти характерны главным образом для месторождений Ванкорское, Лодочное и Тагульское. Эти пробы характеризуются также самыми повышенными концентрациями смол (>10,00 % на нефть) и асфальтенов (>1,00 % на нефть). В нефтях с меньшей плотностью концентрация смолисто-асфальтовых компонентов значительно ниже. Нижнемеловые нефти малосернистые, за исключением нефтей Северо-Ванкорского и Ванкорского месторождений. В составе углеводородов в нижнемеловых нефтях, также, как и в нижне-среднеюрских, насыщенные УВ преобладают над ароматическими, однако в ванкорских, тагульских и лодочной нефтях содержание ароматических углеводородов повышено. Концентрация парафинов изменяется от 2,17 % (Средне-Мессояхская и Южно-Мессояхская площади, сортымская свита) до 11,18 % на нефть (Тазовское месторождение, заполярная свита).

Нефть из апт-альб-сеноманских отложений Пякяхинского месторождения характеризуется средней и высокой плотностью (>0,84 г/см³). В составе углеводородов пякяхинской нефти насыщенная фракция существенно преобладает над ароматической, смол составляют 4 %, а асфальтены 0,08 % на нефть, концентрации серы малы (0,12 % на нефть),

При выполнении **качественного и количественного прогнозов перспектив нефтегазоносности** существенную роль играют оценки масштабов генерации и эмиграции УВ в основных нефтегазопроизводящих толщах. Подсчет потенциальных ресурсов нефти и газа Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты А.Э. Конторовичем, О.Ф. Стасовой, Е.Л. Рогозиной, А.С. Фомичевым, В.В. Казариновым производился объемно-генетическим методом. Авторами была построена прогнозная карта нефтегазоносности мезозойских отложений Сибири [Конторович и др., 1971].

В работе [Ларичев и др., 2003] на основании детального геохимического анализа ОВ в разрезе скв. Туколандо-Вадинская-320 по средним значениям H_I , $S_{орг}$ и T_{max} был проведен также расчет удельного объема генерации УВ (в кг УВ/м³ породы) отдельными свитами. Получены следующие результаты: яковлевская – 0,3, малохетская 0,3, суходудинская – 0,5, нижнехетская – 1,0, яновстанская – 1,8, сиговская – 9,0, малышевская – 0,9 кг УВ/м³ породы, причем последняя в настоящее время генерирует жирные газы. По данным пиролиза наиболее перспективными для генерации УВ в разрезе скв. Туколандо-Вадинская-320 являются нижнехетская, яновстанская, сиговская и малышевская свиты. Вклад в общую генерацию УВ меловых яковлевской, малохетской и суходудинской свит можно считать незначительным, т.е. они не могут рассматриваться в качестве самостоятельных источников УВ для меловых коллекторов.

За последние годы широкое развитие получили подходы, основанные на моделировании кинетики преобразования нерастворимой части рассеянного ОВ. Моделирование процессов генерации, миграции и аккумуляции УВ в юрских и меловых комплексах, а также восстановление истории тектонического развития Енисей-Хатангского бассейна проводилось П.И. Сафроновым с соавторами [2010]. Согласно выполненной в ИНГГ СО РАН количественной оценке начальные геологические ресурсы УВ, сконцентрированные в мезозойских отложениях Енисей-Хатангской НГО, составляют 11 млрд т УУВ, извлекаемые – 7 млрд т УУВ [Конторович, Ершов, 2010].

Глава 2

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Материал исследования

Геохимические исследования органического вещества северо-востока Западной Сибири, включая территорию западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, проводились на коллекции, состоящей из 361 образца керна верхнеюрского возраста из скважин Аномальная-51, Горчинская-1, Дерябинская-5 и 9, Медвежья-316, Нанадянска-310, Озерная-8 и 10, Пайяхская-1 и 4, Паютская-1, Пеляткинская-15, Среднеяровская-3 и 4, Сузунская-4, Туколандо-Вадинская-320, Ушаковская-1, Хабейская-2, Южно-Носковская-318, Яровская-2 (Рисунок 2.1, Таблица 2.1). Коллекция кернового материала отобрана в разные годы сотрудниками лаборатории геохимии нефти и газа Института нефтегазовой геологии и геофизики (Н.С. Ким, В.И. Москвин, А.Н. Фомин и лично автором) в центре геологических коллекций ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука. При отборе образцов пород предпочтение отдавалось аргиллитам и алевролитистым аргиллитам, представляющим наибольший интерес в качестве основных нефтематеринских отложений. В стратиграфическом диапазоне были изучены гольчихинская свита (верхи верхнего бата – низы берриаса) и ее возрастные аналоги: точинская (верхи верхнего бата – низы верхнего келловея), сиговская (верхи верхнего келловея – верхняя часть кимериджа) и яновстанская (верхи кимериджа – низы берриаса) свиты. Посвитное разделение отложений в изученных скважинах осуществлялось по принятым в ИНГГ СО РАН стратиграфическим разбивкам (см. главу 1.1, см. таблицу 1.1).



Рисунок 2.1 – Схема отбора образцов кернового материала и проб нефтей

Условные обозначения: 1-скважины, в которых отобран керновый материал; 2-скважины, в которых отобраны пробы нефтей; 3-площадь и номер скважины; 4-административные границ; 5-зоны отсутствия верхнеюрских отложений; 6-граница фациальных районов.

Таблица 2.1 – Материал исследования и сведения о количестве выполненных анализов

Свита	Возраст	Площадь	Скважина	Глубина отбора образцов, м	Количество образцов	Определение $S_{орг}$	Пиролиз пород	Определение содержания и группового состава битумоидов	Газожидкостная хроматография и хромато-масс-спектрометрия	Элементный состав керогенов	Пиролиз керогенов	Изотопный состав углерода NO	Изотопный состав углерода керогенов	Определение форм серы и железа
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Аномальная	51	3549,0-3553,0	3	3	3	1	1			1		
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Дерябинская	5	3025,2-3037,7	10	10	10					4		
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Дерябинская	9	3169,0-3196,0	7	7	3	2	2	1	1	3	1	1
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Нанадянская	310	3417,0-3445,0	6	6	6	3	3			4		2
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пайяхская	1	4000,0-4029,0	9	9	9	4	4	2	2	6	2	4
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пайяхская	4	3478,0-3537,0	14	14	14					6		14
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пайяхская	4	3538,0-3566,5	6	6	6					3		6
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пайяхская	4	3627,0-3730,0	27	27	27					12		25
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пайяхская	4	3800,0-3815,0	4	4	4					2		4
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пайяхская	4	3890,0-3900,0	3	3	3					1		3
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Паютская	1	3316,0-3331,5	3	3	3	2	2			2		1
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Паютская	1	3337,5-3380,0	9	9	9	6	6	1	1	5	1	2
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пелятчинская	15	3129,0-3143,0	5	5	5	2	2	1	1	3	1	1
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Пелятчинская	15	3145,0-3154,6	6	6	6	3	3	2	2	2	1	2
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Среднеярковская	3	3250,0-3296,0	12	12	12	6	6	3	3	6	2	
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Среднеярковская	4	3289,0-3317,5	10	10	10	3	3			3		
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Ушаковская	1	3070,9-3099,7	7	7	7	4	4	1	1	5	1	3
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Ушаковская	1	3166,4-3181,8	2	2	2	2	2	1	1	1	1	2
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Хабейская	2	2025,0-2072,0	7	7	7	5	5	1	1	4	1	3
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Южно-Носковская	318	3978,2-4028,8	37	37	37	4	4	3	3	9	1	4
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Южно-Носковская	318	4029,4-4036,4	4	4	4	2	2			2		1
гольчихинская	J ₂ -K ₁	Яровская	2	3191,0-3229,0	9	9	9					9		
Всего по гольчихинской свите					200	200	196	49	49	16	16	93	12	78
точинская	J ₂₋₃	Горчинская	1	2991,3-3019,7	14	14	14	14	14			4		3
точинская	J ₂₋₃	Медвежья	316	2057,2-2079,2	7	7	7	7	7	2	2	4	2	3
Всего по точинской свите					21	21	21	21	21	2	2	8	2	6
сиговская	J ₃	Медвежья	316	1991,6-2003,0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
сиговская	J ₃	Озерная	10	3607,0-3645,0	7	7	7	4	4			2		3
сиговская	J ₃	Туколандо-Вадинская	320	4235,0-4265,0	12	12	2	2	2	1	1	2	1	10
Всего по сиговской свите					20	20	10	7	7	2	2	5	2	14
яновстанская	J ₃ -K ₁	Горчинская	1	2871,0-2885,0	4	4	4	4	4	2	2	3	-	2
яновстанская	J ₃ -K ₁	Медвежья	316	1860,0-1880,0	5	5	5	5	5			4		2
яновстанская	J ₃ -K ₁	Медвежья	316	1900,0-1910,0	1	1	1	1	1			1		
яновстанская	J ₃ -K ₁	Медвежья	316	1915,0-1930,0	3	3	3	3	3	2	2	2	2	1
яновстанская	J ₃ -K ₁	Медвежья	316	1977,9-1991,0	4	4	4	4	4	1	1	2	1	1
яновстанская	J ₃ -K ₁	Озерная	8	3300,0-3346,0	13	13	13					6		
яновстанская	J ₃ -K ₁	Озерная	10	3100,0-3130,0	15	15	15	8	8	2	2	5	2	5
яновстанская	J ₃ -K ₁	Озерная	10	3260,0-3290,0	8	8	8	5	5	1	1	5	1	2
яновстанская	J ₃ -K ₁	Озерная	10	3540,0-3560,0	9	9	9	6	6	1	1	4	1	2
яновстанская	J ₃ -K ₁	Сузунская	4	3220,0-3249,0	4	4	4	2	2	2	2	2	1	2
яновстанская	J ₃ -K ₁	Туколандо-Вадинская	320	3790,0-3818,1	10	10	6	6	6			6		4
яновстанская	J ₃ -K ₁	Туколандо-Вадинская	320	3875,0-3903,6	10	10	2	2	2			2		8
яновстанская	J ₃ -K ₁	Туколандо-Вадинская	320	3995,8-4017,8	6	6	2	1	1			2		4
яновстанская	J ₃ -K ₁	Туколандо-Вадинская	320	4065,0-4091,0	11	11	3	3	3	1	1	3	1	7
яновстанская	J ₃ -K ₁	Туколандо-Вадинская	320	4130,0-4160,0	17	17	3	3	3			3		14
Всего по яновстанской свите					120	120	82	53	53	12	12	50	9	54
Всего по верхней юре					361	361	309	130	130	32	32	156	25	152

Коллекция *гольчихинской свиты* состоит из 200 образцов аргиллитов и алевроитистых аргиллитов. Скважины и интервалы, в которых отобраны пробы пород, представлены в таблице 2.1. Гольчихинская свита была условно разделена на нижнюю и верхнюю части ввиду большой мощности и стратиграфического объема свиты. Верхняя часть свиты, соответствующая баженовскому горизонту, исследована в пяти скважинах: Дерябинская-5 (10 образцов), Пайяхская-4 (54 образцов), Пеляткинская-15 (11 образцов), Ушаковская-1 (7 образцов) и Яровская-2 (9 образцов). Возраст этих отложений был подтвержден по находкам макрофауны (аммониты, двустворки и фораминиферы). Остальные 107 проб характеризуют среднюю и нижнюю части свиты. Следует отметить, что пробы из скв. Средняяровская-3 отобраны у верхней границы гольчихинской свиты (инт. 3250,0-3296,0 м), однако, обнаруженные в исследуемом интервале аммониты *Amoboceras (A.) cf. alternoides (Nikitin)* (гл. 3251,8 м) свидетельствуют о позднеоксфордском возрасте вмещающих отложений [Атлас..., 1990, с.100], поэтому они были сопоставлены с разрезами нижней части свиты в других скважинах. Ранее отмечалось, что на Средняяровской площади в скважине №1 отсутствуют породы верхней юры и меловые отложения залегают непосредственно на среднеюрских (малышевская свита) [Карцева, Образкова, 1985]. Сокращенные разрезы этого комплекса пород на разную глубину отмечаются также на некоторых других площадях Мессояхской наклонной гряды (Мессояхская, Семеновская, Соленинская, Малохетская, Зимняя) [Карцева и др., 1974; Конторович и др., 2013].

Яновстанская свита (всего 120 проб) вскрыта скважинами Горчинская-1 (4 образца), Медвежья-316 (13 образцов), Озерная-8 (13 образцов), Озерная-10 (32 образца), Сузунская-4 (4 образца) и Туколандо-Вадинская-320 (64 образца). По аналогии с гольчихинской свитой в верхней части яновстанской свиты также был выделен интервал титон-берриасского возраста. Из верхней части свиты образцы отобраны в скважинах Озерная-10 (инт. 3100,0-3130,0 м), Медвежья-316 (инт. 1860,0-1880,0 м) и Туколандо-Вадинская-320 (3790,0-3818,1; 3875,0-3903,6 и 3995,8-4017,8 м).

Сиговская вскрыта скважинами Медвежья-316, Озерная-10 и Туколандо-Вадинская-320. На Медвежьей площади свита в изученной коллекции представлена одним образцом с глубины 1992,6 м. В скв. Озерная-10 изучено 7 образцов, отобранных из интервала 3607,0-3645,0 м, в скв. Туколандо-Вадинская-320 – 12 проб (инт. 4235,0-4265,0 м). Всего отобрано 20 проб сиговской свиты.

Точинская свита изучалась на коллекции из 21 образца пород из разрезов двух скважин. Из скв. Горчинская-1 отобрано 14 образцов кернового материала в интервале 2991,3-3006,2 м, из скв. Медвежья-316 – 7 образцов из интервала 2057,2-2079,2 м.

Для проведения генетической корреляции между органическим веществом пород и нефтями в работе было проанализировано 14 проб нефтей мелового возраста (таблица 2.2).

Таблица 2.2 – Исследованные меловые нефти

Площадь	Скважина	Нефтегазоносная область	Интервал отбора, м	Возраст	Свита	Пласт
Ванкорская	6	Пур-Тазовская	1640-1643	К ₁	малохетская	Мх-I
Ванкорская	11	Пур-Тазовская	1662-1668	К ₁	яковлевская	ЯК-I-IV
Ванкорская	134	Пур-Тазовская	2732-2783	К ₁	нижнехетская	НХ-III-IV
Восточно-Мессояхская	35	Гыданская	846-850	К ₂	покурская	ПК ₁
Дерябинская	2	Енисей-Хатангская	2729-2734	К ₁	шуратовская	Ач
Казанцевская	5	Енисей-Хатангская	2672-2690	К ₁	суходудинская	
Пайяхская	1	Енисей-Хатангская	3420-3436	К ₁	нижнехетская	
Пеляткинская	5	Енисей-Хатангская	2685-2697	К ₁	суходудинская	СД-Х
Средне-Яровская	2	Енисей-Хатангская	3480-3513	К ₁	шуратовская	Ач
Сузунская	4	Пур-Тазовская	2787-2792	К ₁	нижнехетская	
Тагульская	7	Пур-Тазовская	1160-1170	К ₂	долганская	
Тагульская	11	Пур-Тазовская	1772-1774	К ₁	яковлевская	ЯК-I-IV
Туколандо-Вадинская	320	Енисей-Хатангская	3635-3656	К ₁	нижнехетская	НХ-III
Турковская	1	Енисей-Хатангская	3019-3022	К ₁	шуратовская	

Пробы были отобраны из различных продуктивных пластов свит мелового возраста: нижнехетской свиты в скважинах Ванкорская-134 (инт. 2732-2783 м), Пайяхская-1 (инт. 3420-3436 м) и Туколандо-Вадинская-320 (инт. 3635-3656 м); суходудинской свиты в скважинах Казанцевская-5 (инт. 2672-2690 м) и

Пеляткинская-5 (инт. 2685-2697 м); шуратовской свиты в скважинах Дерябинская-2 (инт. 2729-2734 м), Средне-Яровская-2 (инт. 3480-2513 м) и Турковская-1 (инт. 3019-3022 м); малохетской свиты в скв. Ванкорская-6 (инт. 1640-1643 м); яковлевской свиты в скважинах Ванкорская-11 (инт. 1662-1668 м) и Тагульская-11 (инт. 1772-1774 м); долганской свиты в скв. Тагульская-7 (инт. 1160-1170 м); и покурской свиты в скв. Восточно-Мессояхская-35 (инт. 846-850 м).

2.2. Методы исследования

Для исследования органического вещества образцов осадочных пород использовался следующий комплекс анализов, принятый в лаборатории геохимии нефти и газа ИНГГ СО РАН: определение содержания в породе органического углерода; экстракция битумоидов хлороформом, определение их группового состава и углеводородов-биомаркеров в насыщенных фракциях; выделение керогена; пиролиз пород и керогенов; определение изотопного состава углерода декарбонатизированного нерастворимого остатка пород и керогенов. Также исследовались содержания в породах серы общей, сульфатной и сульфидной, оксидов железа в 2 % вытяжке HCl.

Аналитическая схема исследования нефтей включает в себя: определение физико-химических свойств; разделение пробы на температурные фракции – до 200 °С, которая состоит в основном из углеводородных компонентов и фракции выше 200 °С, для которой проводят определение группового состава; анализ индивидуального состава n-алканов, изопреноидов и полициклических нафтеновых УВ стеранового и терпанового рядов. При изучении индивидуального углеводородного состава бензинов, в частности n-алканов и изопреноидов использовался метод газожидкостной хроматографии. Данные о составе и распределение высокомолекулярных углеводородов-биомаркеров получены методом хромато-масс-спектрометрии.

Используемый комплекс обработки образцов представлен в виде схемы на рисунке 2.2. В основном все виды анализов были выполнены сотрудниками лаборатории геохимии нефти и газа ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука. Непосредственно автором были выполнены аналитические работы по определению битуминологии (экстракция битумоидов и определение группового состава) для части образцов, которые дополнили уже имеющуюся коллекцию, проведена идентификация и расчет концентраций индивидуальных углеводородов-биомаркеров на масс-хроматограммах.

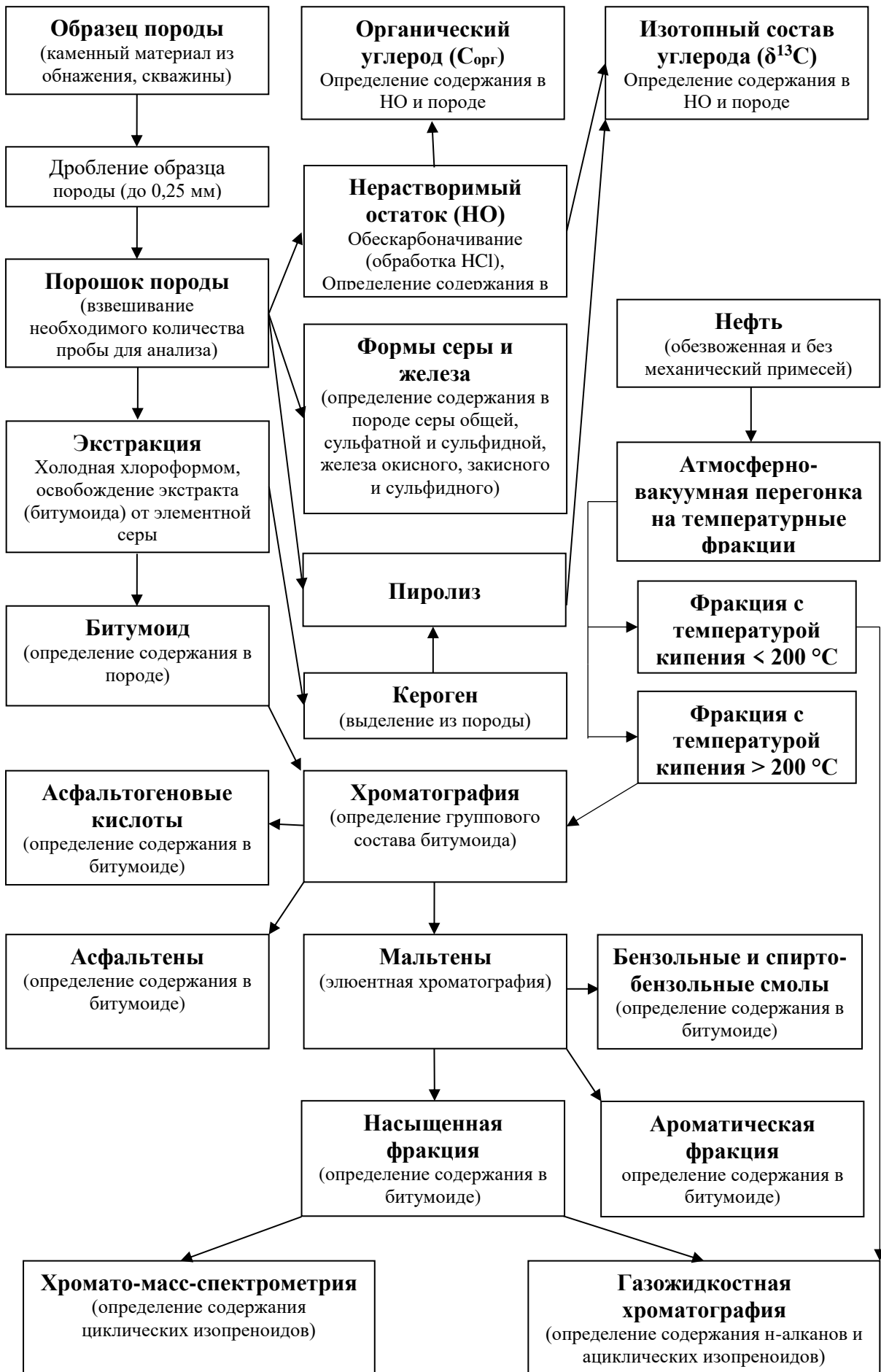


Рисунок 2.2 – Схема обработки образцов

Количество образцов, для которых выполнены разные виды анализов приведено в таблице 2.3.

Таблица 2.3 – Сведения о количестве выполненных анализов

Вид анализа	Свита				Всего
	гольчихинская	яновстанская	сиговская	точинская	
Определение $S_{орг}$	200	120	20	21	361
Пиролиз пород	196	82	10	21	309
Элементный состав керогенов	16	12	2	3	33
Пиролиз керогенов	16	12	2	3	33
Изотопный состав углерода НО	94	50	5	8	157
Изотопный состав углерода керогенов	12	9	2	2	25
Определение $b_{хл}$ и групповой состав	49	53	7	21	130
Газожидкостная хроматография и хромато-масс-спектрометрия	49	53	7	21	130
Определение форм серы и железа	78	54	14	6	152

При отборе образцов пород предпочтение отдавалось аргиллитам и алевролитистым аргиллитам, представляющим больший интерес в качестве основных нефтематеринских отложений. Перед выполнением анализов отобранный материал просматривался на присутствие возможных случайных загрязнений (корок глинистого раствора, примесей нефтепродуктов из буровых продуктов, следов маркировки на керновом материале), визуально наблюдаемых изолированных включений битумов, углистых веществ и др. После пробы тщательно очищались в воде и высушивались при комнатной температуре.

Подготовленный таким образом материал измельчался до размерности зерен 0,25 мм. При этом дробление выполнялось для всей взятой пробы без отсева наиболее твердых, трудно поддающихся разрушению частиц породы.

В составе органического вещества породы различают следующие группы, обладающие достаточно характерными чертами различия [Методические указания..., 1988]:

1) Битуминозные компоненты (битумоиды) – вещества растворимые в органических растворителях. Битуминозные вещества включают в себя углеводороды, смолы и асфальтеновые компоненты;

2) Остаточное органическое вещество нерастворимое ни в водных растворах щелочей и минеральных кислот, ни в органических растворителях. Нерастворимое органическое вещество (кероген) представлено высокомолекулярными соединениями сложной химической структуры, близкими по характеру к тем веществам, которые составляют основную массу сапропелитовых или гумусовых углей;

3) Гуминовые кислоты в незрелом ОВ – высокомолекулярные органические полимерные соединения, содержащие большое количество O, S, N и соответствующие функциональные группы, растворимые в водных растворах NaOH или KOH.

Характеристики и количественное содержание этих групповых компонентов в органическом веществе дают представление о его природе.

Определение содержания органического вещества в породе. Для суждения о количестве в породе органического вещества (ОВ) производится определение в ней органического углерода ($C_{орг}$). Непосредственное определение органического углерода в породе, особенно карбонатной, невозможно, так как присутствующий в ней карбонатный углерод регистрируется при анализе совместно с органическим углеродом. Поэтому подлежащий анализу материал предварительно освобождается от карбонатов с помощью кислотной обработки (HCl). Ход анализа при определении общего содержания $C_{орг}$ состоит из следующих операций [Методические указания..., 1988]: 1) декарбонатизация породы для получения нерастворимого остатка (НО); 2) определение в нерастворимом остатке количества органического углерода; 3) пересчет полученных величин содержания углерода в % на породу.

Для выделения нерастворимого остатка навеска породы помещается в фарфоровый стакан емкостью 0,5 л, взвешивается и обрабатывается соляной кислотой до полного разрушения карбонатов. Для этого берут для терригенных

образцов навеску 2 г, а для карбонатных – 50 г и обрабатывают их 10 %-ой соляной кислотой. После прекращения выделения углекислоты стакан с содержимым помещается на плиту и нагревается, не доводя до кипения. После этого содержимое стакана разбавляется холодной водой и переводится на воронку с фильтром, затем промывается горячей дистиллированной водой на той же воронке. Контроль удаления карбонатов из образца тестируется кислотно-щелочным индикатором – метилоранжем. Отмытый остаток высушивается сначала при комнатной температуре 12 часов, затем в сушильном шкафу при температуре 90 °С. Затем высушенный осадок взвешивают на весах и производят расчет НО в процентах по отношению к исходной породе [Методические указания..., 1988]:

$$\text{НО} = \frac{\text{вес породы до разложения}}{\text{вес породы после разложения}} * 100 \%$$

Непосредственное определение органического углерода основано на переводе ОВ в простейшее неорганическое соединение – CO₂, и определении его содержания. В институте ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука используется метод высокотемпературного сухого сжигания анализируемой пробы в токе кислорода с определением массы CO₂ на экспресс-анализаторе АН-7529. Навеску нерастворимого остатка (для светлых образцов 0,2 г, для темных – 0,02 г) в керамической лодочке (предварительно прокаленной) помещают в фарфоровую трубку печи, прогретую до 1050-1100 °С. При сгорании ОВ образуется углекислый газ, который подается потоком кислорода в электролитическую ячейку, где поглощается раствором, вызывая его окисление, при этом изменяется ЭДС электрической системы. Количество электричества, потребовавшееся для нейтрализации кислоты, фиксируется индикаторным устройством и пересчитывается автоматически в виде содержания углерода в пробе нерастворимого остатка (C_{НО}). Для определения углерода в породе (C_{орг}) производится пересчет [Методические указания..., 1988]:

$$C_{\text{орг}} = C_{\text{НО}} * \frac{\text{НО}}{100 \%}$$

При работе с осадочными породами приняты следующие пределы отклонения результата анализа: при содержании $C_{орг}$ 0,03-0,09 % – 30 %, при 0,1-0,2 % – 10 %, 0,3-1,0 % – 7 %, 1,0-3,0 % – 5 % и 3,0-5,0 % – 3 %.

Определения содержания органического углерода по вышеописанной методике выполнено Н.В. Аксеновой.

Определение содержания битумоидов путем холодной экстракции с использованием центрифугирования. Количество породы необходимое для анализа определяется в зависимости от концентрации ОВ в породе и предполагаемой (или приближенно определенной по люминесцентным данным) доли в нем битумоида, чтобы количество каждой выделяемой фракции соответствовало потребностям планируемых аналитических операций. Дробленная проба помещается в специальный металлический стакан для центрифуги емкостью 0,5 л и заливается чистым хлороформом объемом 400 мл. После перемешивания пробы стеклянной палочкой стакан устанавливается в центрифугу. Центрифуга включается на 7-10 мин, после этого отжатая порода остается на дне, а экстракт переливается в 0,5-1,0 л колбы-приемники через воронки, в носик которых вкладывается небольшое количество экстрагированной ваты. Процедура многократно повторяется до максимального удаления из породы органического вещества растворимого в хлороформе. Окончание экстракции контролируется с помощью сравнения экстрагированного битумоида со стандартом под люминесцентной лампой. Все экстракты, после отгона растворителя на водяной бане, объединяются в отдельную колбу. После этого концентрат битумоида освобождают от возможных механических примесей и элементарной серы, экстрагируемой вместе с битумоидом [Борисова и др., 2016].

Избавление от серы выполнялось с помощью ртути. В толстостенный сосуд с чистой металлической ртутью добавляют раствор битумоида объемом 15- 20 мл и встряхивают на вибрационном аппарате. Выпавший черный осадок сульфида ртути отфильтровывается в чистую колбу через воронку с ватным и бумажным фильтрами. Для минимизации потерь битумоида воронку с фильтрами несколько раз промывают чистым хлороформом до исчезновения люминесценции

растворителя, вытекающего из воронки. Излишек растворителя отгоняется на водяной бане и экстракт переводится хлороформом во взвешенный тигель через маленькую воронку с ватой в носике. Вначале хлороформ испаряется в вытяжном шкафу при комнатной температуре, затем тигель с битумоидом помещается в вакуумный шкаф с температурой 40 °С и вакуумом 400 мм. Каждые 24 часа производят взвешивание битумоида. Сушка продолжается до постоянного веса. Затем концентрация битумоида ($b_{\text{хл}}$) в породе рассчитывается в процентах по отношению к навеске [Руководство..., 1966; Методические указания..., 1988; Борисова и др., 2016]:

$$b_{\text{хл}} = \frac{\text{битумоид, г}}{\text{навеска породы, г}} * 100 \% .$$

Битуминологический анализ выполнен автором, Л.И. Горбуновой и А.В. Кубан.

Групповой анализ битумоидов. Исследование битумоидов и нефтей предусматривает их разделение на группы (фракции) относительно однородные по химическому составу: насыщенные углеводороды, ароматические соединения, смолы бензольные и спиртобензольные, асфальтены и асфальтогеновые кислоты.

В качестве первой операции из битумоида и нефти 40-кратным количеством петролейного эфира по отношению к массе битумоида, разбавленного хлороформом, осаждается фракция асфальтенов. Раствор оставляют в темном месте на 24 часа. Выпавшие в осадок асфальтеновые компоненты осаждаются на воронке с бумажным фильтром. Мальтеновая составляющая собирается в отдельную колбу многократным промыванием воронки с асфальтенами петролейным эфиром до бесцветного раствора. При необходимости асфальтогеновые кислоты смываются с воронки чистым горячим этиловым спиртом. Асфальтены, оставшиеся на фильтре, растворяют хлороформом. Растворители отгоняются на водяной бане, а концентраты асфальтенов и асфальтогеновых кислот переводятся в стаканчики и при 40 °С сушатся до постоянного веса.

Мальтены разделяются на углеводороды и смолы с помощью хроматографической колонки. Для этого стеклянную колонку заполняют силикагелем в соотношении 70:1 или 100:1 к исследуемой фракции в зависимости от массы пробы. В носик колонки для более четкого разделения фракций засыпают окись алюминия до высоты столбика около 1-3 см. Силикагель в колонку насыпают небольшими порциями и уплотняют постукиванием. Затем в колонку заливают петролейный эфир. После того как растворитель полностью пропитает силикагель, в колонку помещают мальтены с помощью минимального количества петролейного эфира, и выдерживают 15–20 минут. Когда вся проба впитается в силикагель добавляют десорбенты – сначала петролейный эфир для выделения насыщенной фракции, после смесь петролейного эфира и бензола в соотношении 9:1 для вымывания из колонки ароматической фракции. Визуальное разделение насыщенной и ароматической фракций контролируется отбором микропроб через равные промежутки времени (30-60 сек) в пробирки. Окончательно разделение фракций подтверждается значением показателя преломления для проб, отобранных в пробирки.

Для десорбции бензольных смол в колонку заливают бензол. Вымывание бензольных смол считается законченным, когда вытекающий из колонки растворитель остается бесцветным. Затем в качестве растворителя в колонку заливают спирто-бензольную смесь (1:1), которая вымывает из колонки остаток мальтенов – спирто-бензольные смолы.

От каждой полученной фракции отгоняется растворитель, концентраты переводятся в стаканчики и высушиваются в шкафу при температуре 40° С. После сумма фракций принимается за 100 % и рассчитывается в процентах содержание каждой фракции в отдельности. Групповой анализ считался удовлетворительным и использовался для геохимической интерпретации, если разница веса битумоида и суммы полученных фракций составляет менее 5 % потерь.

Разделение битумоидов на фракции выполнено лично автором, Н.Т. Юдиной, Л.С. Ямковой, А.И. Чукановой, В.В. Галяутдиновой.

Выделение керогена. Общепринятым способом выделения нерастворимого органического вещества (НОВ) является концентрирование его путем разрушения и удаления породообразующих минералов (метод обогащения). Методика, которую используют в ИНГГ СО РАН подробно описана в [Методические рекомендации..., 1986, Богородская и др., 2005].

Навеска раздробленной и предварительно дебитуминизированной хлороформом осадочной породы (50-100 г), помещается в высокий фарфоровый стакан и осторожно, при помешивании стеклянной палочкой, обрабатывается концентрированной соляной кислотой (HCl) (%). Очередная порция кислоты вносится только после прекращения реакции с предыдущей. После окончания выделения углекислоты обработку продолжают при нагревании, путем пятнадцатиминутного кипячения пробы до полного разложения карбонатов. Затем нерастворимый в соляной кислоте остаток кипятят в дистиллированной воде до нейтральной реакции по метилоранжу. Остаток обрабатывают смесью плавиковой и соляной кислот в платиновых чашечках при помешивании фторопластовой палочкой, осторожно, небольшими порциями, не допуская сильного разогрева массы. После окончания обогащения нерастворимый остаток промывают горячей водой на воронке Бюхнера или Шотта с подкладным тканевым хлопчатобумажным фильтром до исчезновения реакции на хлор-ион. От остаточного растворимого органического вещества и серы образец освобождается с помощью повторной экстракции горячим хлороформом. После этого кероген с оставшимися минеральными компонентами высушивают до постоянного веса.

Элементный состав керогенов определялся в ИНГГ СО РАН на EA1110 CHSN-анализаторе компании «CE Instruments Ltd». Концентрации углерода, водорода, серы и азота пересчитывались в процентах на органическое вещество с учетом зольности, влажности и содержания пиритной серы в керогене. Концентрации кислорода рассчитывались по разности. Для анализа использовались пробы весом до 3 мг без предварительной обработки. Контроль выполненных анализов осуществлялся в Федеральном исследовательском центре угля и углехимии СО РАН на элементном анализаторе «Flash EA 2000» компании

«Thermo Fisher Scientific», который предназначен для одновременного определения содержания органического углерода, водорода, азота, серы и кислорода в отдельном реакторе, а также в аналитическом центре LECO European application and technology center (г. Берлин, Германия) на элементном анализаторе «LECO CHN628» для определения углерода, водорода и азота с дополнительным модулем «628O» для определения кислорода компании «LECO Corporation».

Н.М. Леминой выделено 32 пробы керогенов, определены групповой состав (влажность, зольность) и формы серы. Анализы элементного состава на приборе ИНГГ СО РАН выполнены Н.В. Моисеевой и Л.С. Ямковой. Пересчет элементного состава керогена на органическое вещество проведен Л.С. Борисовой и Н.М. Леминой.

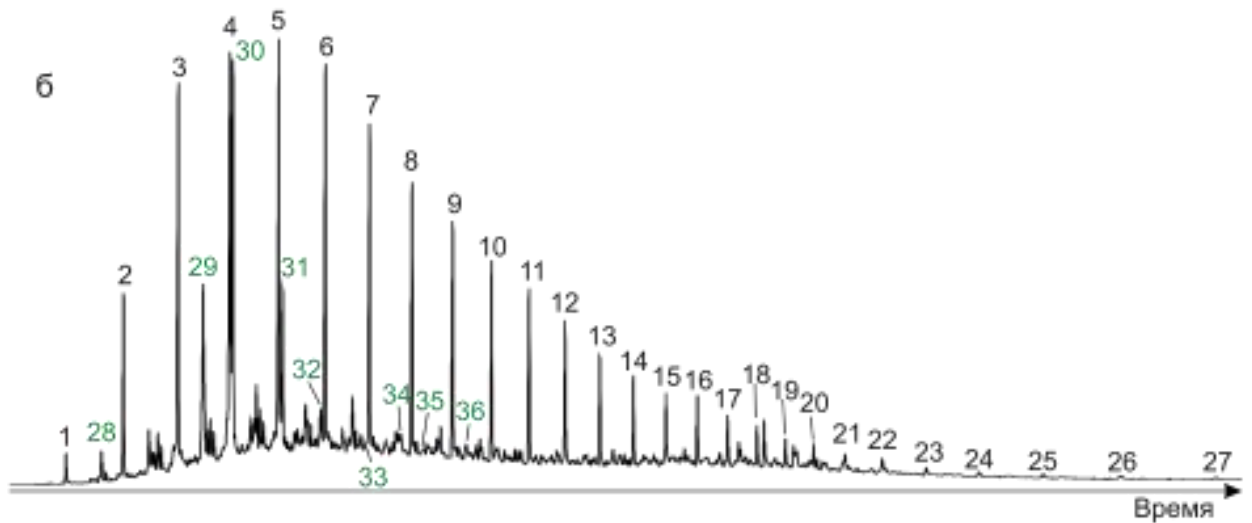
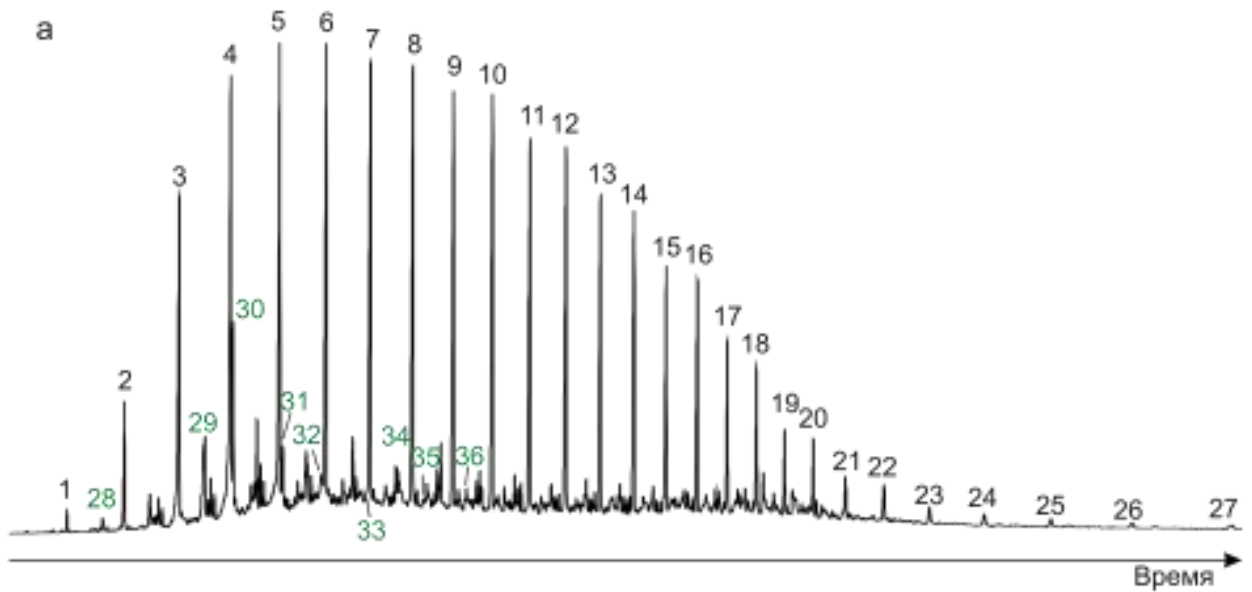
Газо-жидкостная хроматография (ГЖХ) и хромато-масс-спектрометрия (ХМС). Методы газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии позволяют проводить анализ молекулярного состава сложных смесей органических соединений. При помощи ГЖХ и ХМС изучались распределения углеводов-биомаркеров в насыщенных фракциях битумоидов и нефтей.

Анализ методом газо-жидкостной хроматографии основан на разделении молекул исследуемой фракции, переведенной в парообразное состояние и смешенной с инертным (неактивным) газом-носителем. Разделение происходит с помощью длинной узкой капиллярной трубки, внутренняя поверхность которой покрыта тонкой пленкой нелетучей жидкости с большой адсорбционной поверхностью. Молекулы органических соединений, проходят через капиллярную колонку многократно поглощаются и выделяются покрывающей ее стенки жидкостью, но в разной степени. Капиллярная колонка находится в термостате, в котором температура по заранее рассчитанной программе равномерно увеличивается. Это способствует тому, что разделяемая смесь многократно распределяется между газом-носителем и нелетучей неподвижной жидкой фазой. Различные соединения выходят из капиллярной колонки в разное время: соединения с более длинной углеродной цепью или с большим числом

углеродных циклов удерживаются дольше, так как они менее летучие [Уриссон и др., 1984]. Результатом ГЖХ является хроматограмма, где по оси абсцисс отображается время удерживания компонентов исследуемой смеси, по оси ординат – интенсивность сигнала. Каждому пику на хроматограмме соответствует индивидуальное соединение или смесь близких по физико-химическим свойствам компонентов исследуемой смеси. Типовые хроматограммы приведены на рисунке 2.3.

Исследования ряда алканов нормального и изопреноидного строения проводились на хроматографе «Agilent 7820A» компании Agilent Technologies с пламенно-ионизационным детектором. Использовались капиллярные кварцевые колонки HP-5 длиной 30 м, внутренним диаметром 0,25 мм и неподвижной фазой (5 % дифенила + 95 % диметилсилоксан) толщиной 0,25 мкм. Газ носитель – гелий. Температура инжектора составляет 290 °С. Температурная программа предусматривала ввод пробы при 40 °С, далее изотермический нагрев до 290 °С и выдержкой при конечной температуре 30 мин. Идентификация осуществлялась по временам удерживания путем сравнения с опубликованными данными.

Для идентификации индивидуальных соединений, имеющих близкие времена удерживания и элюирующиеся на газовой хроматограмме в виде единого пика, и определения их структуры используется присоединенный к газовому хроматографу масс-спектрометр. В основе масс-спектрометрического метода лежит процесс перевода нейтральных молекул исследуемого вещества в ионизированное состояние с последующим разделением и регистрацией, образующихся ионов. Фрагментарные ионы, полученные таким способом, различаются по массе, но имеют одинаковый заряд +1 [Уриссон и др., 1984; Лебедев, 2003]. Особенности характера фрагментации молекул и набор, получаемых ионов (масс-спектр), позволяют предполагать структуру соединений поскольку органические соединения раскалываются в тех положениях, где химические связи наиболее слабые. Для точной идентификации необходимо проводить сравнения масс-спектра исследуемой молекулы с масс-спектром образца известного состава.



Группа УВ	алканы нормального строения																
№ пика	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Число атомов С в молекуле	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30

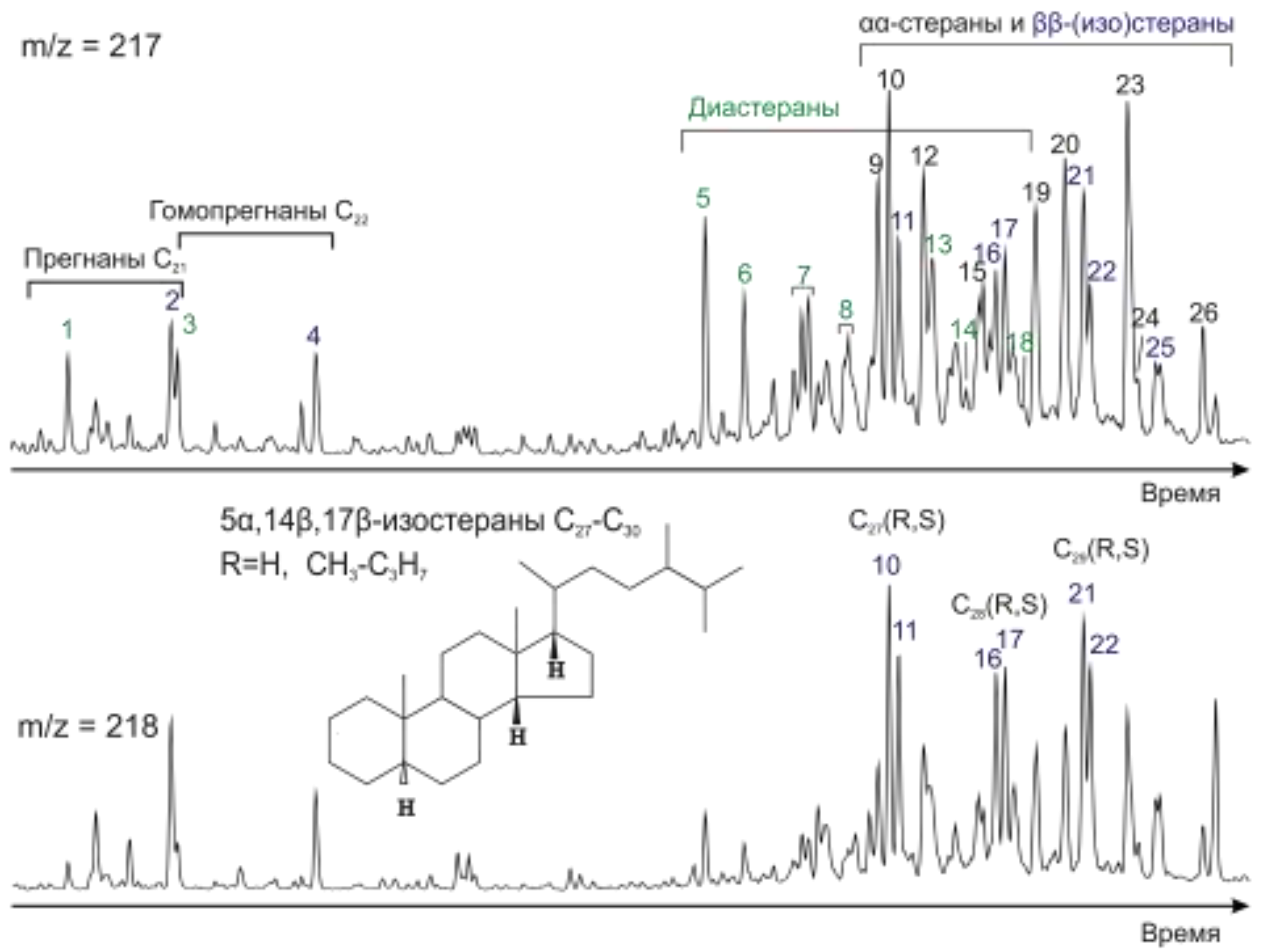
алканы нормального строения										алканы изопреноидного строения								
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	16*	18	19	20	21	21	23	24	25

Рисунок 2.3 – Идентификация алканов на хроматограммах а) террагенного битумоида гольчихинской свиты из скв. Паютская-1, гл. 3343,6 м и б) битумоида смешанного генезиса гольчихинской свиты из скв. Ушаковская-1, гл. 3169,1 м
16* – 2,6,10-триметилалкан C₁₆

Масс-спектральные приборы состоят из системы ввода пробы, ионного источника, разделительного устройства (масс-анализатора), детектора (приемника ионов), вакуумных насосов, и системы управления и обработки данных. Ионный источник предназначен для образования электрически заряженных осколков исследуемого вещества и формирования ионного пучка. Благодаря их различию в отношениях молекулярной массы к заряду (m/z) они могут быть разделены в электрическом или магнитном поле в масс-анализаторе. В детекторе ионного захвата разделенные ионный ток преобразуется в регистрируемый электрический сигнал. Результат анализа выводится в виде графика временной зависимости суммарной интенсивности ионов в выбранном диапазоне сканирования – полная хроматограмма (TIC). Компьютерная обработка сигналов позволяет получить на каждый записанный пик хроматограммы индивидуальный масс-спектр, а также масс-фрагментограммы или масс-хроматограммы по отдельным ионам.

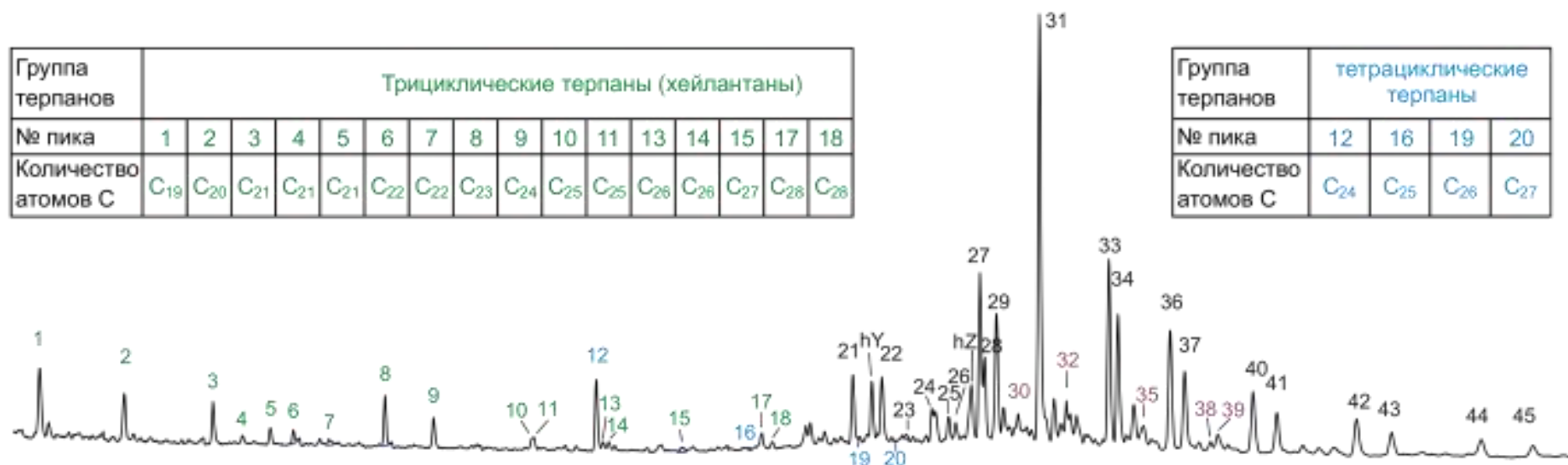
Анализ циклоалифатических углеводов-биомаркеров (стераны и терпаны) осуществлялся на хроматографе «Agilent 6890N» последовательно соединенном с масс-спектрометром «Agilent 5973A» компании Agilent Technologies. Для ввода и дозировки пробы применялось автоматическое устройство «Agilent 7683»; ввод проб проводился без разделения потока в режиме splitless. Использовались капиллярные кварцевые колонки HP-5 длиной 30 м, внутренним диаметром 0,25 мм и неподвижной фазой (5 % дифенила + 95 % диметилсилоксан) толщиной 0,25 мкм. В качестве газа-носителя использовался гелий, скорость потока газа через капиллярную колонку 1 мл/мин. Температура инжектора составляла 290 °С. Температурная программа предусматривала ввод пробы при 100 °С, далее изотермический нагрев длительностью 4 мин с последующим нагревом до 290 °С со скоростью 4 °С/мин и выдержкой при конечной температуре 20 мин. Анализ проводился в режимах по общему ионному току и по индивидуальным осколочным ионам (SIM). Типовые масс-хроматограммы для стеранов (m/z 217 и 218) и терпанов (m/z 191) приведены на рисунках 2.4 и 2.5. Идентификация пиков осуществлялась по временам удерживания путем сравнения полученных масс-спектров со спектрами

электронной библиотеки, а также с опубликованными данными.



№ пика	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
Название углеводорода и количество атомов углерода в молекуле	C_{27}	C_{27}	C_{28}	C_{28}	C_{27}	C_{27}	C_{28}	C_{27}	C_{29}	C_{30}	C_{28}	C_{28}	C_{28}	C_{30}	C_{28}	C_{29}	C_{29}	C_{29}	C_{29}	C_{30}	C_{30}	C_{30}	
	13 β ,17 α -диахолестан 20S	13 β ,17 α -диахолестан 20R	13 β ,17 α -диаэргостан 20S (24S+24R)	13 β ,17 α -диаэргостан 20R (24S+24R)	5 α ,14 α ,17 α -холестан 20S	5 α ,14 β ,17 β -холестан 20R	13 β ,17 α -диастигмастан 20S	5 α ,14 β ,17 β -холестан 20S	5 α ,14 α ,17 α -холестан 20R	13 β ,17 α -диастигмастан 20R	13 β ,17 α -диа-24-н-пропилохолестан 20S	5 α ,14 α ,17 α -эргостан 20S	5 α ,14 β ,17 β -эргостан 20R	5 α ,14 β ,17 β -эргостан 20S	13 β ,17 α -диа-24-н-пропилохолестан 20R	5 α ,14 α ,17 α -эргостан 20R	5 α ,14 α ,17 α -стигмастан 20S	5 α ,14 β ,17 β -стигмастан 20R	5 α ,14 β ,17 β -стигмастан 20S	5 α ,14 α ,17 α -стигмастан 20R	5 α ,14 α ,17 α -24-н-пропилохолестан 20S	5 α ,14 β ,17 β -24-н-пропилохолестан 20R+20S	5 α ,14 α ,17 α -24-н-пропилохолестан 20R

Рисунок 2.4 – Типовые масс-хроматограммы стеранов (m/z 217 и 218) на примере образца из скв. Пеляткинская-15, гл. 3145,1 м, гольчихинская свита и идентификация пиков



Группа терпанов	Пентациклические терпаны																													
	Гопаны										Гомогопаны										Моретаны			Биогопаны						
№ пика	21	22	23	24	25	26	27	28	29	31	33	34	36	37	40	41	42	43	44	45	30	32	35	38	39	46	47	48	49	50
Название углеводорода и количество атомов углерода	C ₂₇	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₂₈	C ₂₉	C ₂₉	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₂	C ₃₃	C ₃₃	C ₃₄	C ₃₄	C ₃₅	C ₃₅	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₂	C ₂₇	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₂
	17 α ,21 β -22,29,30-триснорнеогопан (Ts)	17 α ,21 β -22,29,30-трисноргопан (Tm)	17 α ,21 β -29,30-бисноргопан	17 α -диагопан	17 α ,18 α ,21 β -28,30-бисноргопан	17 α ,21 β -25,30-бисноргопан	17 α ,21 β -30-норгопан	18 α -30-норнеогопан	17 α -диагопан	17 α ,21 β -гопан	17 α ,21 β -30-гомогопан 22S	17 α ,21 β -30-гомогопан 22R	17 α ,21 β -бисгомогопан 22S	17 α ,21 β -бисгомогопан 22R	17 α ,21 β -трисгомогопан 22S	17 α ,21 β -трисгомогопан 22R	17 α ,21 β -тетракисогомогопан 22S	17 α ,21 β -тетракисогомогопан 22R	17 α ,21 β -пентакисогомогопан 22S	17 α ,21 β -пентакисогомогопан 22R	17 β ,21 α -30-норморетан	17 β ,21 α -моретан	17 β ,21 α -гомоморетан 22S+22R	17 β ,21 α -бисгомоморетан 22S	17 β ,21 α -бисгомоморетан 22R	17 β -22,29,30-трисгопан	17 β -30-норгопан	17 β ,21 β -гопан	17 β ,21 β -гомогопан	17 β ,21 β -бисгомогопан

Рисунок 2.5 – Идентификация пиков на масс-хроматограмме терпанов (m/z 191) на примере образца из скв. Озерная-10, гл.3621,5 м, сиговская свита

Газожидкостная хроматография выполнена инженером Е.А. Зубовой. Хромато-масс-спектрометрический анализ насыщенных фракций, расчет содержаний и идентификация молекул по спектрам выполнены Е.Н. Ивановой и автором.

Пиролиз. Пиролизатор представляет собой автоматизированную систему, состоящую из микропечи, в которую с помощью штока вводится тигель с исследуемым веществом, датчиком ионизации в пламени (ПИД), блока подготовки и регулировки потоков газа, усилителя постоянного тока, хроматографической колонки, блока клапанов. Метод пиролиза основан на физическом процессе десорбции углеводородов с поверхности твердого тела при повышении температуры. Удаление происходит в соответствии с температурами кипения индивидуальных органических соединений, присутствующих в исходной смеси. При повышении температуры до 300-350 °С первыми в процессе термодесорбции потоком газа-носителя выносятся УВ, уже имеющиеся в породе в свободном или адсорбированном состоянии. Количество этих УВ (нефть + газ), замеряется пламенно-ионизационным детектором пропорционально площади пика S_1 . При дальнейшем повышении температуры образца начинается пиролиз керогена – ПИД фиксирует второй пик, площадь которого пропорциональна количеству УВ и подобных им соединений, образующихся при деструкции керогена (S_2) [Тиссо, Вельте, 1981; Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1991].

Анализ методом пиролиза в настоящем исследовании осуществлялся на приборе SR Analyzer-POPI (Humble Instruments). Навеска породы (до 100 мг) или керогена (до 20 мг) закладывается в специальный тигель и нагревается в печи при температуре 250 °С в токе инертного газа в течение 3 минут. Затем при постоянной скорости для породы (25 °С/мин) и керогена (50 °С/мин) температура увеличивается до 650 °С. При этой температуре проба остается еще на 1 минуту. В качестве газа носителя использовался гелий. Результаты анализа выдаются прибором в количественном (значения пиков S_1 , S_2 и температуры T_{max}) и графическом (пирограммы) виде. Погрешность измерения выхода углеводородов при пиролитических исследованиях зависит от их абсолютного содержания в

образце: при содержании УВ от 0,04 до 1,00 мг УВ/ г породы погрешность составляет 20 %, при содержании свыше 1,00 мг УВ/ г породы – 15 %. Поскольку пиролиз аргиллитов и алевролитов с низким содержанием $C_{орг}$ может давать недостоверные значения, иногда значительно превышающие инструментальную погрешность метода, то результаты анализа пород с содержанием органического вещества ниже кларкового (0,9 % на породу) и количеством углеводородов в пике S_2 меньше 0,3 мг УВ/г породы отбраковывались.

Характеристики ОВ по данным пиролиза определяются следующими параметрами:

1. $HI=S_2/C_{орг}$ – водородный индекс используется для экспрессного определения типа органического вещества. Низкие значения параметра HI (<200 мг УВ/г $C_{орг}$) характерны для ОВ террагенного типа, связанного с высшей наземной растительностью. Высокие значения HI указывают на значительный вклад в ОВ аквагенной составляющей.

2. Сумма (S_1+S_2) является количественной оценкой генерационного потенциала нефтематеринских отложений. Величина S_1 представляет количество исходного ОВ, трансформированного в природных условиях в УВ. Величина S_2 – другая часть генерационного потенциала, которая не была трансформирована в УВ в природных условиях, а реализовалась в пиролитическом опыте. Ее значение определяется генетическим типом ОВ и степенью катагенетической преобразованности.

3. $PI=S_1/(S_1+S_2)$ – индекс продуктивности представляет собой коэффициент превращения, который растет по мере увеличения степени зрелости ОВ. Аномальные повышения PI от уровня фона, характеризующего разрез, как правило, свидетельствуют о присутствии в пробе привнесенного органического вещества в газовой или жидкой фазе. Поэтому часто этот показатель используют для оценки процессов миграции [Меленевский, 1985].

4. T_{max} – температура максимального выхода УВ, соответствующая максимуму генерации УВ в пике S_2 . Температура T_{max} используется для оценки степени катагенеза ОВ: в незрелых породах она составляет < 435 °С, в

нефтепроизводящих – 435-470 °С, $T_{\max} > 470$ °С отвечает зоне генерации газа [Peters et al., 2005]. Однако абсолютное значение T_{\max} зависит от конструктивных особенностей установки и скорости нагрева образца, а также от литологического состава породы и мацерального состава ОВ, поэтому шкалу температур по стадиям катагенеза необходимо калибровать в соответствии с методикой эксперимента, принятой в лаборатории [Меленевский, 1991].

Методом пиролиза исследованы пробы пород и керогенов. Анализ на приборе выполнены В.Н. Меленевским, А.С. Коньшевым и В.Е. Толстокоровым.

Масс-спектрометрия изотопов углерода. Определение стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) недебитуминизированного НО пород, керогенов и нефтей выполнялись в ИГМ СО РАН в Лаборатории изотопно-аналитических методов под руководством В.А. Пономарчука с использованием масс-спектрометрического комплекса, состоящего из масс-спектрометра Finnigan MAT 253 и линии пробоподготовки Gas Bench II (Thermo Electron Corporation) и в Томском филиале ФГУП «СНИИГГиМС» в Лаборатории изотопных методов исследования на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Scientific) под руководством Н.Л. Падалко.

Методика определения изотопного состава углерода основывается на сжигании проб в токе кислорода и масс-спектрометрическом анализе продуктов сжигания на определение изотопного состава стабильных изотопов углерода.

Химическая подготовка проб для изотопного анализа проводится в два этапа. Первый заключается в получении труднорастворимого карбоната бария, окислением образцов в кислородной среде при температуре 900 °С над окисью меди на специальной установке. На втором осуществляется разложение BaCO_3 с образованием углекислого газа 100 % ортофосфорной кислотой на специальной вакуумной установке (вакуум не ниже 1,0-1,5 Па), позволяющей выполнять его очистку и запаивание в стеклянные ампулы.

Измерения изотопного состава углерода нерастворимого ОВ образцов проводились на масс-спектрометре. Ионы, образованные в масс-спектрометре автоматически регистрируются, измеряются, обсчитываются относительно

лабораторных стандартов и пересчитываются относительно международного стандарта РДВ, представляющего собой белемнит позднемелового возраста из формации Пи-Ди (США, Южная Каролина) [Богородская и др., 2005].

Изотопный состав углерода характеризуется отношением $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$, а также величиной отклонения $\delta^{13}\text{C}$ (в ‰) относительно стандарта, которая равна $1000 * [(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{образца}} / ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{стандарта}}) - 1]$.

Погрешность полученных значений величин $\delta^{13}\text{C}$ находилась на уровне $\pm 0,1$ (по стандартам) и менее $\pm 0,25$ ‰ (для образцов). Погрешность изотопных исследований углерода НОВ не превышает 0,3 ‰. Повышенная погрешность для природных образцов, особенно керогенов, обусловлена их изотопно-геохимической гетерогенностью, которая проявляется на уровне миллиграммовых навесок, используемых в рутинном анализе при измерениях на высокочувствительной масс-спектрометрической аппаратуре.

Определение отражательной способности витринита. В настоящее время наиболее точными методами диагностики уровня зрелости ОВ признаны углепетрографические, главным образом, отражательная способность мацерала ОВ – витринита (R°_{vt}). Значения отражательной способности витринита приняты за эталон диагностики градаций катагенеза (ГОСТ Р 55659-2013) поскольку его оптические свойства равномерно и закономерно изменяются в ходе углефикации. Замеры отражательной способности проводились на микроскопеспектрофотометре МСФП-2 при длине волны 546 нм в иммерсионной (R°) среде. Для анализа использовались полированные пришлифовки образцов керна. Погрешность измерений R°_{vt} однородных объектов при стабильной работе установки и правильно подобранном эталоне может быть очень малой в иммерсии: порядка 0,01 в мезокатагенезе и 0,15-0,20 % в апокатагенезе.

Замеры отражательной способности витринита выполнены А.Н. Фоминым.

Определение аутигенно-минералогических форм серы и железа. Для определения содержания серы в породах ($S_{\text{общая}}$) навеска породы (500 мг) спекается в муфельной печи со смесью «Эшка» при температуре 800 °С в течение 2-х часов. Полученная спекшаяся смесь кипятится со 150 мл воды в течение 5

минут. Отфильтрованный содержимое колбы с добавлением BaCl_2 кипятится до появления нерастворимого в воде сульфата бария BaSO_4 , который затем отфильтровывается. Оставшийся на фильтре осадок BaSO_4 , прокаливается в муфельной печи при температуре $800\text{ }^\circ\text{C}$ в течение 20 минут для того, чтобы удалить воду, и взвешивается. Содержание общей S рассчитывается с учетом молекулярной массы BaSO_4 . Для определения сульфатной S навеска породы (500 мг) разлагается путем кипячения в 10 % HCl , затем фильтруется. Перешедшая при этом в раствор сульфатная сера при добавлении BaCl_2 , осаждается в виде BaSO_4 . Осадок BaSO_4 отфильтровывается и прокаливается в муфельной печи. Содержание S сульфатной рассчитывается с учетом молекулярной массы BaSO_4 . Содержание сульфидной (пиритной) S определяется разницей между общей и сульфатной.

Для определения содержания общего железа ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общее}}$), растворимого в соляной кислоте, навеску породы 500 мг в стеклянном стакане заливается 40 мл 2 % HCl и кипятят в течение 5 минут. Смесь переводится в 100 мл колбы через воронку с бумажным фильтром, на котором остается нерастворимый осадок, и доводится до метки 2 мл концентрированной HCl . Железо в солянокислой вытяжке определяется фотоколориметрическим методом на спектрометре Руче Unicam Sp6-550 Uv/Vis со смешанными реагентами. Для определения закисного железа (FeO) навеску породы 500 мг заливают 2 % HCl и кипятят в течение 5 минут. Затем смесь освобождают от осадка на воронке с бумажным фильтром. В отфильтрованный раствор добавляются 2 мл дифениламиносульфаната натрия и по 5 мл фосфорной H_3PO_4 (85 %) и серной H_2SO_4 (разбавленной 1:2) кислот. Двувалентное железо титруют бихроматом калия $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ до появления синей окраски. Количество потребованного $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ пересчитывают на содержание FeO . Окисное железо определяется вычитанием из общей массы Fe, извлекаемого HCl , количества закисного железа с использованием пересчетного коэффициента 1,1114. Железо сульфидное определяется расчетно путем умножения содержания сульфидной серы на коэффициент 0,844.

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

3.1. Содержание органического углерода в породах

Содержание и распределение органического углерода породах верхнеюрских отложений в настоящей работе изучено по двум типам разрезов: гольчихинской свите и ее возрастным аналогам – точинской, сиговской и яновстанской свитам. Ниже рассмотрено изменение содержания органического углерода в породах сверху вниз по разрезам. Необходимо учитывать, что при бурении скважин керновый материал отбирается не везде, и, следовательно, геохимическое изучение осадочного чехла носит фрагментарный характер. К тому же, при отборе образцов керна для проведения геохимических исследований предпочтение отдавалось аргиллитам и алевролитистым аргиллитам, представляющим больший интерес в качестве нефтематеринских отложений.

В проанализированной коллекции содержания нерастворимого в соляной кислоте остатка пород составляют от 61 до 93 % на породу.

Гольчихинская свита изучена по 200 образцам аргиллитов и алевролитистых аргиллитов. Содержание органического углерода (Таблица 3.1) для свиты изменяется от 0,5 до 9,9 % на породу, среднее значение составляет 1,6 %. Среди исследованной коллекции 41 образец (20 % проб гольчихинской свиты) характеризуется значениями $C_{\text{орг}}$ меньше кларковых. Кларк содержания органического углерода для аргиллитов составляет 0,9 % на породу по оценке Н.Б. Вассоевича [Вассоевич, 1973]. Значения $C_{\text{орг}} > 3,0$ % на породу имеют 15 проб или 7 % выборки.

Таблица 3.1 – Содержание органического углерода, изотопный состав углерода и пиролитические характеристики ОВ верхнеюрских и приграничных отложений

Площадь	Скважина	Возраст	Свита	C _{орг} , в % на породе			δ ¹³ C, в ‰			Пиролитические параметры														
				количество образцов	минимальное	максимальное	среднее	количество образцов	минимальное	максимальное	среднее	S ₁ , мг УВ/ г породы			S ₂ , мг УВ/ г породы			T _{max} , °C			НI, мг УВ/г C _{орг}			
												минимальное	максимальное	среднее	минимальное	максимальное	среднее	минимальное	максимальное	среднее	минимальное	максимальное	среднее	
Аномальная	51	J ₂ -K ₁	гольчихинская	3	0,5	0,6	0,5	1			-24,4	3	–	–		0,3	0,4	0,4	447	453	450	51	75	67
Дерябинская	5	J ₂ -K ₁	гольчихинская	10	1,0	3,7	2,5	5	-29,3	-27,5	-28,3	10	0,10	0,55	0,28	1,6	14,6	6,3	433	445	437	107	392	229
Дерябинская	9	J ₂ -K ₁	гольчихинская	7	1,0	1,5	1,3	3	-26,4	-24,3	-25,1	3	0,18	0,19	0,19	1,1	1,8	1,5	442	446	443	109	119	116
Нанадянская	310	J ₂ -K ₁	гольчихинская	6	0,8	1,3	1,0	4	-25,4	-24,9	-25,2	5	0,09	0,23	0,15	0,6	0,9	0,8	452	461	455	61	104	76
Пайяхская	1	J ₂ -K ₁	гольчихинская	9	1,8	9,9	4,3	6	-29,9	-23,1	-25,2	8	0,36	2,16	0,91	0,7	9,5	3,0	464	473	468	35	97	57
Пайяхская	4	J ₂ -K ₁	гольчихинская	54	0,6	3,5	1,7	24	-29,7	-24,0	-27,2	47	0,04	0,91	0,24	0,3	10,0	2,3	444	465	450	30	319	119
Паютская	1	J ₂ -K ₁	гольчихинская	12	0,5	1,7	1,1	7	-24,7	-23,3	-24,1	10	0,08	0,41	0,20	0,3	2,4	1,0	445	455	449	44	140	89
Пеляткинская	15	J ₂ -K ₁	гольчихинская	11	1,3	3,5	2,1	5	-29,5	-25,7	-28,3	10	0,14	0,96	0,39	1,9	11,4	5,1	435	441	439	124	376	254
Среднеяровская	3	J ₂ -K ₁	гольчихинская	12	0,7	3,0	1,4	6	-25,4	-23,3	-23,9	9	0,05	0,24	0,10	0,4	2,1	0,7	438	451	445	27	76	44
Среднеяровская	4	J ₂ -K ₁	гольчихинская	10	0,5	1,3	1,1	3	-25,9	-23,9	-24,9	9	0,10	0,10	0,10	0,9	1,2	1,0	445	447	446	76	102	90
Ушаковская	1	J ₂ -K ₁	гольчихинская	9	1,1	4,1	1,9	6	-29,0	-25,5	-27,0	9	0,18	0,84	0,41	1,3	11,4	4,7	438	443	441	116	310	233
Хабейская	2	J ₂ -K ₁	гольчихинская	7	1,1	2,5	1,7	4	-25,9	-24,6	-25,1	7	0,01	0,16	0,04	0,5	2,6	1,1	434	440	436	41	105	61
Южно-Носковская	318	J ₂ -K ₁	гольчихинская	41	0,5	2,3	1,1	11	-27,2	-22,6	-24,8	29	0,12	0,54	0,24	0,4	0,9	0,5	469	485	479	29	59	43
Яровская	2	J ₂ -K ₁	гольчихинская	9	0,8	3,2	1,8	9	-27,8	-24,0	-26,4	7	0,07	0,20	0,12	0,3	4,6	2,6	444	449	446	20	262	138
Всего по гольчихинской свите				200	0,5	9,9	1,6	94	-29,9	-22,6	-26,0	166	0,01	2,16	0,30	0,3	14,6	2,7	433	485	453	20	392	123
Горчинская	1	J ₃ -K ₁	яновстанская	4	1,3	1,7	1,5	3	-26,3	-24,2	-25,4	4	0,21	0,24	0,23	1,9	2,6	2,2	440	441	441	139	166	149
Медвежья	316	J ₃ -K ₁	яновстанская	13	0,7	2,5	1,2	9	-29,5	-23,9	-26,6	11	0,01	0,13	0,04	0,3	1,1	0,6	428	435	432	35	66	50
Озерная	8	J ₃ -K ₁	яновстанская	13	0,5	2,5	1,2	6	-25,6	-24,7	-25,3	13	0,07	0,12	0,09	0,4	2,2	1,2	446	452	451	43	112	76
Озерная	10	J ₃ -K ₁	яновстанская	32	0,9	2,9	1,6	14	-32,6	-24,3	-27,0	32	0,14	0,59	0,32	0,7	5,8	2,0	438	455	445	58	264	120
Сузунская	4	J ₃ -K ₁	яновстанская	4	1,8	4,3	2,7	2	-27,9	-27,3	-27,6	4	0,32	0,51	0,38	3,6	6,6	4,7	435	441	438	155	199	179
Туколандо-Вадинская	320	J ₃ -K ₁	яновстанская	54	0,6	3,9	1,6	16	-30,9	-23,5	-27,6	15	0,20	1,00	0,30	0,7	8,4	1,8	442	457	448	50	207	103
Всего по яновстанской свите				120	0,5	4,3	1,5	50	-32,6	-23,5	-26,9	79	0,01	1,00	0,26	0,3	8,4	1,9	428	457	444	35	264	108
Медвежья	316	J ₃	сиговская	1	2,3	2,3	2,3	1			-23,7	1	0,27	0,27	0,27	2,0	2,0	2,0	433	433	433	85	85	85
Озерная	10	J ₃	сиговская	7	1,5	2,5	1,8	2	-23,5	-22,4	-23,0	7	0,40	0,83	0,49	1,2	2,1	1,5	448	454	452	58	98	83
Туколандо-Вадинская	320	J ₃	сиговская	12	1,3	4,4	2,4	2	-24,7	-24,1	-24,4	2	0,20	0,74	0,47	1,8	2,9	2,6	455	461	458	98	105	102
Всего по сиговской свите				20	0,8	4,4	2,3	5	-24,7	-22,4	-23,7	10	0,20	0,83	0,49	1,2	2,9	1,7	433	461	453	58	105	83
Горчинская	1	J ₂₋₃	точинская	14	0,8	1,8	1,2	4	-24,4	-23,2	-23,8	14	0,14	0,39	0,22	0,7	3,1	1,5	443	447	444	80	168	120
Медвежья	316	J ₂₋₃	точинская	7	0,5	2,5	1,2	4	-24,9	-23,3	-24,1	6	0,05	0,07	0,06	0,8	1,0	0,9	433	435	434	64	79	69
Всего по точинской свите				21	0,5	2,5	1,2	8	-24,9	-23,2	-24,0	20	0,05	0,39	0,19	0,7	3,1	1,4	433	447	442	64	168	110
Всего по верхней юре				361	0,5	9,9	1,6	157	-32,9	-22,4	-26,1	275	0,01	1,00	0,27	0,3	14,6	2,0	428	485	451	20	392	106

Ввиду большой мощности и стратиграфического объема, в приведенном ниже описании распределения органического углерода в породах, гольчихинская свита разделена на нижнюю и верхнюю части. Гистограммы распределения органического углерода по свите и отдельно для верхней и нижней частей представлены на рисунке 3.1.

Верхняя часть разреза гольчихинской свиты изучена по 93 пробам из отложений, вскрытых скважинами Дерябинская-5 (10 обр., инт. 3025,2-3037,7 м), Пайяхская-4 (54 обр., инт. 3478,0-3537,0, 3538,0-3566,5 и 3627,0-3730,0 м), Пеляткинская-15 (11 обр., инт. 3129,0-3154,6 м), Ушаковская-1 (9 обр., инт. 3070,9-3099,7 и 3166,4-3181,8 м) и Яровская-2 (9 обр., инт. 3191,0-3229,0 м). В верхней части гольчихинской свиты концентрации $C_{\text{орг}}$ варьируют от 0,6 до 4,1 % на породу, среднее значение составляет 1,9 %, медианное – 1,6 %. В половине всех изученных проб (50 образцов) концентрации органического углерода изменяются в пределах 1,0-2,0 %. Для 11 % выборки содержание $C_{\text{орг}}$ меньше кларковых значений. Повышенными концентрациями $C_{\text{орг}}$ характеризуются как отдельно взятые пробы, так и интервалы. Например, в скв. Дерябинская-5 в интервале 3025,2-3037,7 м значения содержания органического углерода составляют 1,1-3,7 % (среднее значение равно 2,6 % на породу). В скв. Яровская-2 для двух проб с глубин 3191 и 3193 м значения $C_{\text{орг}}$ находятся на уровне 3,2 % на породу, тогда как для остальных 7 образцов среднее значение составляет 1,4 % (при изменении от 0,8 до 2,0 % на породу). Для скв. Ушаковская-1 в пробе с глубины 3169,1 м содержание $C_{\text{орг}}$ возрастает до 4,1 % на фоне значений органического углерода 1,1-2,2 % на породу для остальных образцов (среднее значение равно 1,6 %). В скв. Пайяхская-4 отмечается увеличение содержания $C_{\text{орг}}$ вверх по разрезу. В интервалах 3800,0-3815,0, 3890,0-3900,0 и 3628-3726 м среднее значение концентрации органического углерода составляет 1,4 % (34 образцов), при разбросе от 0,8 до 2,8 % на породу. Для 9 образцов из этих интервалов содержание $C_{\text{орг}}$ ниже кларка. Максимально обогащена ОВ в скв. Пайяхская-4 верхняя часть свиты в интервале 3495,4-

3552,7 м: средняя концентрация $C_{орг}$ по 17 образцам составляет 2,3 % на породу, при разбросе значений от 1,1 до 3,5 %.

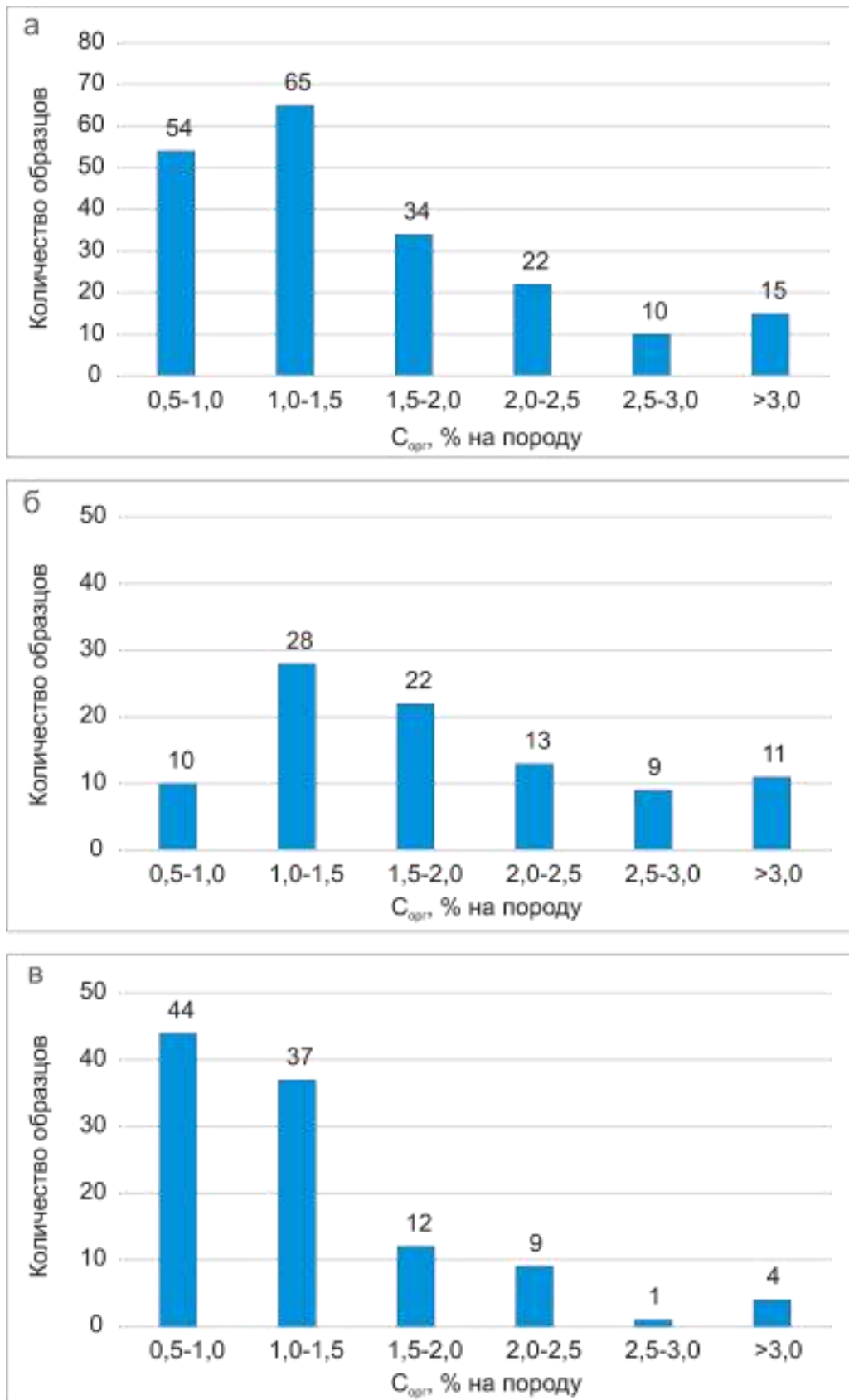


Рисунок 3.1 – Гистограммы распределения концентраций органического углерода в гольчихинской свите (а), ее верхней (б) и нижней (в) частях

Нижняя часть гольчихинской свиты охарактеризована керновым материалом в скв. Аномальная-51 (3 обр., 3549,0-3553,0 м), Дерябинская-9 (7 обр., 3169,0-3196,0 м), Нанадянская-310 (6 обр., 3417,0-3445,0 м), Пайяхская-1 (9 обр., 4000,0-4029,0 м), Паютская-1 (12 обр., 3316-3331,5 и 3337,5-3380,0 м), Средняяровская-3 (12 обр., 3250,0-3296,0 м), Средняяровская-4 (10 обр., 3289-3314 м), Хабейская-2 (7 обр., 2025,0-2072,0 м) и Южно-Носковская-318 (41 обр., 3978,32-4028,8 и 4029,4-4036,4 м).

Было отмечено, что в нижней части гольчихинской свиты пробы характеризуются более низкими значениями содержания органического углерода, чем в верхней части свиты. Максимум распределения значений $C_{\text{орг}}$ в нижней части приходится на область от 0,5 до 1,5 % на породу (81 образец или 76 % выборки). Для всей нижней части (107 образцов) концентрации $C_{\text{орг}}$ варьируют от 0,5 до 9,9 % на породу, среднее значение равно 1,4 %, медианное – 1,1 %. Значения меньше или близкие к 1,0 % имеют пробы из скважин Аномальная-51 (среднее значение составляет 0,5 % на породу), а также Нанадянская-310 и Средняяровская-4 (в среднем для каждой скважины 1,0 %). В скв. Дерябинская-9 концентрации $C_{\text{орг}}$ изменяются от 1,0 до 1,7 % на породу, среднее значение равно 1,3 %. В скв. Паютская-1 в среднем значения $C_{\text{орг}}$ составляют 1,1 % на породу, на глубине 3340,0-3350,0 м выделяется интервал со значениями выше среднего, до 1,7 %. Изученные аргиллиты из скв. Средняяровская-3 также характеризуются низкими концентрациями органического вещества, для половины проб значения $C_{\text{орг}}$ находятся на уровне 1,0 % на породу, а среднее значение составляет 1,4 % (значения $C_{\text{орг}}$ варьируют от 0,7 до 3,0 %). Образцы из скв. Южно-Носковская-318 имеют невысокие значения $C_{\text{орг}}$ (среднее равно 1,1 %) и в интервале 4013,8-4036,4 м отмечается увеличение значений содержания органического углерода в среднем до 1,4 % на породу по 17 образцам из этого обогащенного интервала (значения $C_{\text{орг}}$ варьируют от 1,0 до 2,3 %). Значения выше среднего в нижней части гольчихинской свиты выявлены в образцах из скв. Хабейская-2. Величины $C_{\text{орг}}$ здесь достигают 1,1-2,5 % на породу, среднее составляет 1,7 % по 7 образцам. Аномально высокие значения органического углерода в нижней части свиты за

счет присутствия в пробах большого количества обломков углефицированного растительного детрита имеют аргиллиты из скв Пайяхская-1, здесь в интервале 4009,0-4015,1 м значения $C_{\text{орг}}$ достигают 9,9 % на породу (среднее по 3 образцам составляет 7,9 %). Для остальных 6 проб из скв. Пайяхская-1 концентрации органического углерода изменяются от 1,8 до 4,1 % на породу, со средним значением 2,5 %.

Таким образом, установлено, что породы из верхней части гольчихинской свиты характеризуются более высокими содержаниями органического углерода, чем из нижней (Рисунки 3.2 и 3.3). Для нижней части гольчихинской свиты на севере исследуемой территории в скважинах Хабейская-2, Дерябинская-9, Пайяхская-1 и Южно-Носковская-318 содержание органического углерода выше, чем на юге в пределах Мессояхской наклонной мегагряды (Аномальная, Нанадянская и Среднеяровская площади).

В изученных скважинах для пород из верхней части гольчихинской свиты была зафиксирована повышенная ураноносность. По значениям радиоактивности горных пород согласно данным гамма-каротажа (ГК) в кровле свиты можно выделить интервал мощностью 50-60 м, в котором отмечается увеличение значений естественной радиоактивности до 15-25 мкР/ч (Рисунок 3.4). В нижней части свиты диапазон значений радиоактивности на диаграммах ГК составляет 5-10 мкР/ч. Кроме того, повышенные значения содержания урана по данным гамма-спектрометрии (АЦКП ИГМ СО РАН) зафиксированы в интервале 3129,0-3154,6 м в скв. Пеляткинская-15 ($U=2,8-10,6$ г/т) и в интервале 3478,0-3566,5 м в скв. Пайяхская-4 ($U=3,5-18,8$ г/т, среднее значение по 20 пробам 8,5 г/т). Ниже по разрезу в гольчихинской свите скв. Пайяхская-4 концентрации урана в среднем составляют 3,6 г/т и в единичных образцах из интервала 3627,0-3730,0 м они достигают 12 г/т. Для образцов гольчихинской свиты в скв. Южно-Носковская-318 концентрации урана составляют 3,2-10,7 г/т (среднее для 27 проб 5,5 г/т).



Рисунок 3.2 – Карта распределения средних значений C_{org} в верхней части гольчихинской свиты и яновстанской свите

Условные обозначения: 1- граница фациальных районов, 2- граница распространения юрских отложений, 4 - площадь и номер скважины, среднее значение C_{org} , в % и количество образцов кернового материала.



Рисунок 3.3 – Карта распределения средних значений $S_{орг}$ в нижней части гольчихинской свиты, сиговской и точинской свитах

Условные обозначения: 1- граница фациальных районов, 2- граница распространения юрских отложений, 4 - площадь и номер скважины, среднее значение $S_{орг}$, в % и количество образцов кернового материала.

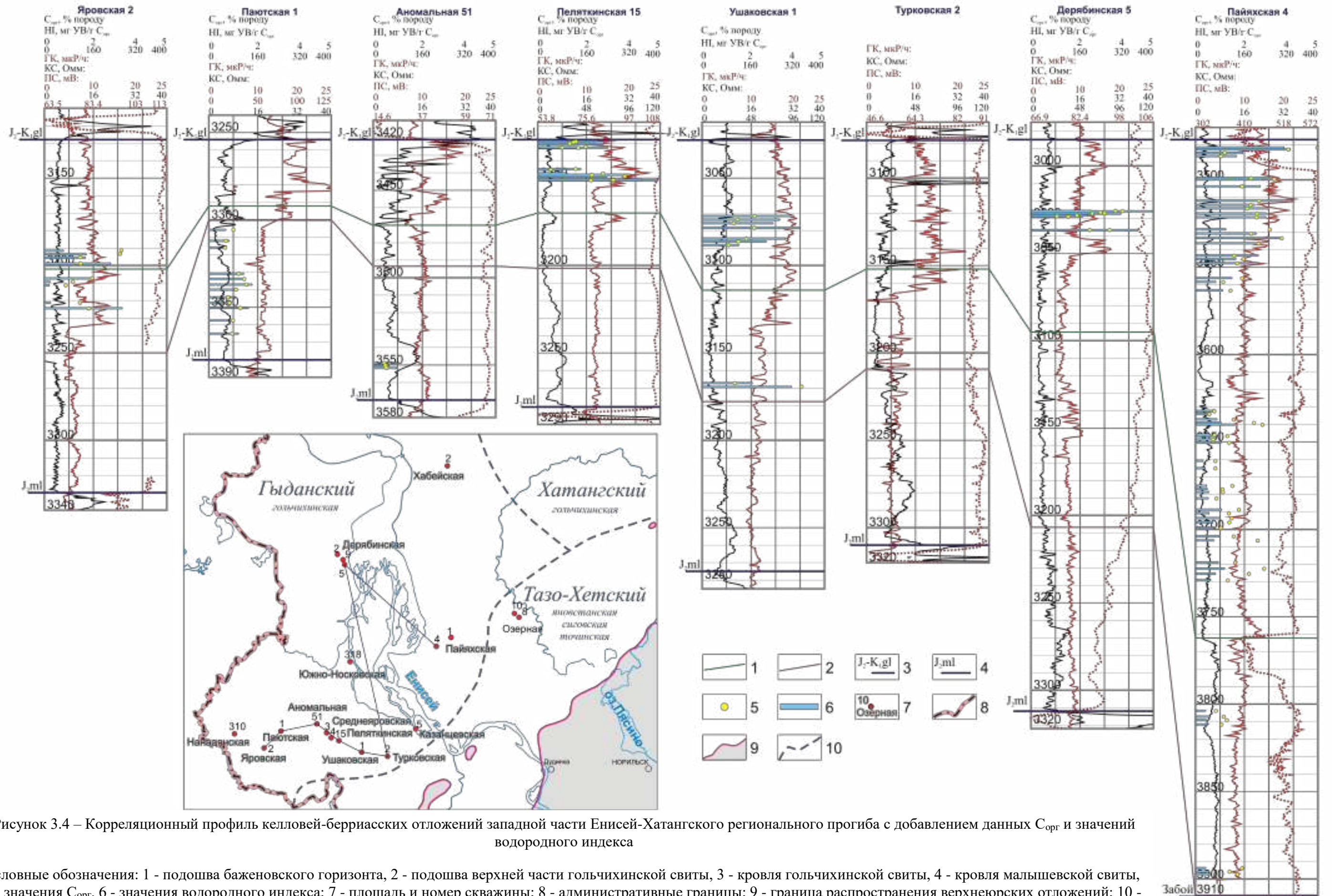


Рисунок 3.4 – Корреляционный профиль келловей-берриасских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба с добавлением данных C_{org} и значений водородного индекса

Условные обозначения: 1 - подошва баженовского горизонта, 2 - подошва верхней части гольчихинской свиты, 3 - кровля гольчихинской свиты, 4 - кровля мальшевой свиты, 5 - значения C_{org} , 6 - значения водородного индекса; 7 - площадь и номер скважины; 8 - административные границы; 9 - граница распространения верхнеюрских отложений; 10 -

Статистические данные по содержанию органического углерода для аналогов гольчихинской свиты приведены в таблице 3.1, гистограммы распределения органического вещества в яновстанской, сиговской и точинской свитах представлены на рисунке 3.5.

Для **яновстанской свиты**, изученной по 120 образцам, среднее значение концентраций органического углерода составляет 1,5 % на породу, при разбросе значений от 0,5 до 4,3 % на породу. Медианное значение несколько ниже среднего и равно 1,4 % на породу. Максимально обогащена органическим углеродом нижняя часть разреза яновстанской свиты. Для верхней части свиты концентрации органического углерода близки к кларковому значению. Значения $C_{\text{орг}}$ ниже кларковых выявлены в 15 % изученных проб выборки.

Наиболее полно разрез яновстанской свиты изучен на Медвежьей, Озерной и Туколандо-Вадинской площадях. В скв. Медвежья-316 отмечается уменьшение концентраций $C_{\text{орг}}$ снизу-вверх по разрезу. В интервале 1979,3-1986,9 м среднее значение по 4 пробам составляет 1,6 % на породу (1,2-2,5 %). В средней части свиты (инт. 1915,0-1930,0 м) значения $C_{\text{орг}}$ варьируют от 1,0 до 1,7 % (среднее 1,3 % на породу). Пробы из верхней части свиты в скв. Медвежья-316 характеризуются пониженными и близкими к кларковому содержанию органического углерода (0,7-1,0 % на породу). Значения содержания $C_{\text{орг}}$ по свите в скв. Туколандо-Вадинская-320 варьируют от 0,6 до 4,1 %, а среднее значение по 54 образцам составляет 1,6 %, медианное – 1,3 % на породу. В нижней части разреза в скв. Туколандо-Вадинская-320 (гл. 4065,0-4091,0 и 4130,0-4160,0 м) количество $C_{\text{орг}}$ изменяется в широких пределах от 0,7 до 4,1 % на породу (медианное значение 1,7 %). Для вышележающих отложений в скв. Туколандо-Вадинская-320 в большинстве проб концентрации органического углерода близки к единице (0,6-1,5 %, среднее по 24 образцам составляет 1,1 % на породу), за исключением двух проб с глубины 4007,0 и 4009,0 м, где значения $C_{\text{орг}}$ достигают 2,9 и 1,5 % на породу соответственно.

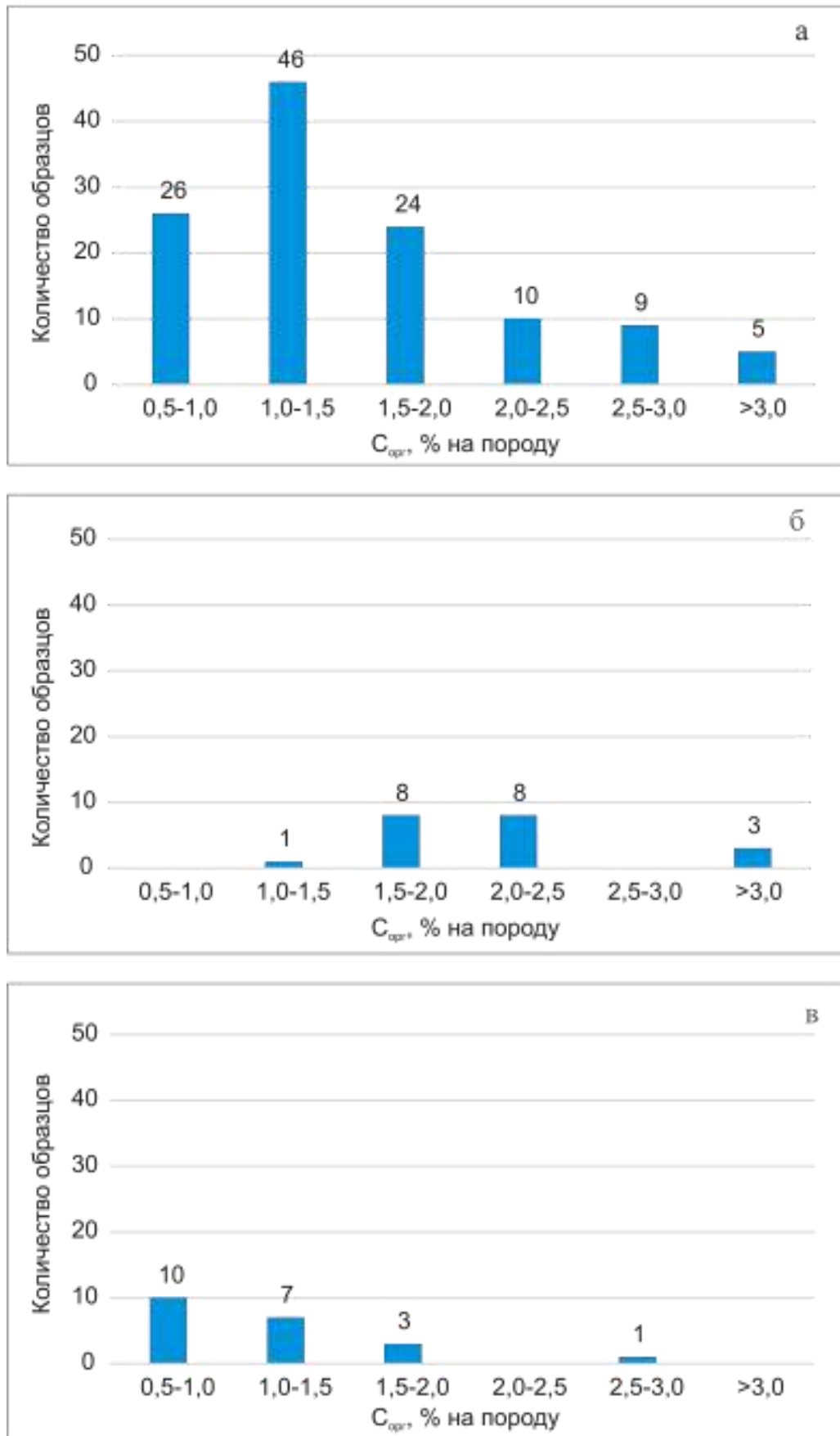


Рисунок 3.5 – Гистограммы распределения концентраций органического углерода в яновстанской (а), сиговской (б) и точинской (в) свитах

В яновстанской свите из скв. Озерная-10 концентрации $C_{\text{орг}}$ изменяются в пределах 0,5-2,9 % на породу, среднее для 32 проб равно 1,6 %. В этой скважине нижняя часть свиты изучена по 9 пробам из интервала 3540,0-3560,0 м, в которых значения $C_{\text{орг}}$ варьируют от 1,9 до 2,9 % на породу (среднее 2,3 %). Для верхней части яновстанской свиты в скв. Озерная-10 среднее значение ниже и составляет 1,4 % на породу (при разбросе 0,5-2,4 %). В средней части яновстанской свиты (инт. 3300,4-3340,2 м) в скв. Озерная-8 значения $C_{\text{орг}}$ варьируют от 0,6 до 2,5 % на породу (среднее по 13 пробам составляет 1,2 %), в пяти образцах из этой скважины величины органического углерода ниже кларковых. На Сузунской площади в скважине № 4 в нижней части разреза яновстанской свиты (глубины 3220,2-3238,0 м) содержание органического углерода достигает 4,3 % на породу, а среднее по 4 пробам равно 2,7 %.

Ранее Н.Ф. Столбовой и Е.Р. Исаевой [2014] по результатам ядерно-геохимического исследования (метод запаздывающих нейтронов) образцов шлама яновстанской свиты также, как и для гольчихинской свиты, была отмечена повышенная ураноносность, связанная с захороненным органическим веществом. Авторами были выделены в скважинах следующие интервалы, характеризующиеся повышенным содержанием урана: инт. 3190,0-3225,0 м в скв. Ванкорская-11 ($U=3,3-4,7$ г/т), инт. 3700,0-3740,0 м в скв. Западно-Лодочная-1 ($U=3,2-9,9$ г/т), инт. 3690,0-3780,0 м в скв. Хикиглинская-1 ($U=3,8-8,9$ г/т) и интервалы 3894,0-3901,0 и 4005,0-4068,0 м в скв. Туколандо-Вадинская-320 ($U=6,0-8,0$ г/т). Среднее содержание урана в этих интервалах составляет 4,0-5,0 г/т, тогда как остальных исследованных пород яновстанской свиты среднее значение равно 2,9 г/т.

Соотношение между пиритным железом и остаточным $C_{\text{орг}}$ используется в качестве индикатора морских и пресноводно-озерных отложений. В пресноводных отложениях это отношение, как правило, изменяется от 0,03 до 0,06, а в морских составляют 0,2-2,0 [Страхов, Залманзон, 1955]. Для изученной коллекции образцов значение этого параметра изменяется от 0,1 до 1,7, что подтверждает морские условия происхождения отложений.

3.2. Пиролитическая характеристика органического вещества пород

Исследование пиролитических характеристик ОВ пород и керогенов, элементного состава керогенов, изотопного состава углерода НО и керогенов, группового состава битумоидов и углеводородов-биомаркеров насыщенных фракций позволило разделить изученную коллекцию на четыре группы с учетом особенностей генезиса, генерационного потенциала и катагенеза ОВ. Стоит отметить, что для гольчихинской свиты в скважинах Дерябинская-5, Пайяхская-4, Яровская-2 и яновстанской свиты в скв. Озерная-8 предположение о типе ОВ основано на результатах пиролиза и значениях изотопного состава углерода нерастворимых остатков пород и керогенов и не было подтверждено анализом битумоидов на молекулярном уровне (Таблица 2.1).

В группу I объединены образцы из скважин Медвежья-316 (яновстанская, сиговская и точинская свиты) и Хабейская-2 (гольчихинская свита), расположенных на периферии Енисей-Хатангского регионального прогиба, с преимущественно террагенным типом ОВ и бедным нефтегазогенерационным потенциалом. Преобразованность ОВ пород этой группы соответствует началу главной зоны нефтеобразования ($МК_1^1$, $R^{\circ}_{vt}=0,50-0,56\%$).

К группе II отнесены породы с преимущественно повышенными нефтегенерационными свойствами аквагенного и смешанного ОВ, катагенез которого соответствует грациям $МК_1^1$ - $МК_2$. Образцы этой группы отобраны из верхней части гольчихинской свиты (титон-берриас) и яновстанской свиты.

Группа III включает преобразованные ($МК_2$ - $МК_3^1$) битумоиды аквагенного и смешанного генезиса из нижней части гольчихинской, яновстанской и сиговской свит, которые уже большей частью реализовали свой генерационный потенциал.

Остальные образцы, объединенные в IV группу, характеризуются террагенным типом органического вещества с бедным генерационным потенциалом. Катагенез ОВ этой группы соответствует грациям $МК_1^2$ - $МК_3^1$, значения R°_{vt} изменяются от 0,67 до 1,32 %.

Таблица 3.2 – Разделение изученных образцов на четыре группы

Группа	Площадь	Скважина	Свита	Интервал (глубина), м	Тип органического вещества	Степень зрелости ОВ
I	Медвежья	316	яновстанская	1860,0-1880,0; 1900,0-1910,0; 1915,0-1930,0; 1977,9-1991,0	Террагенный и смешанный	МК ₁ ¹ , R ^o _{vt} =0,50-0,56 %
			сиговская	1991,6-2003,0		
			точинская	2057,2-2079,2		
	Хабейская	2	гольчихинская	2025,0-2072,0		
II	Дерябинская	5	гольчихинская	3025,2-3037,7	Преимущественно аквагенный и смешанный	МК ₁ ¹ -МК ₂ , R ^o _{vt} = 0,62-1,05 %
	Пайяхская	4	гольчихинская	3478,0-3537,0; 3538,0-3566,5;		
	Пеляткинская	15	гольчихинская	3129,0-3143,0; 3145,0-3154,6		
	Ушаковская	1	гольчихинская	3070,9-3099,7; 3166,4-3181,8		
	Яровская	2	гольчихинская	3191,0-3229,0		
	Горчинская	1	яновстанская	2871,0-2885,0		
	Озерная	10	яновстанская	3100,0-3130,0; 3260,0-3290,0		
	Сузунская	4	яновстанская	3220,0-3249,0		
	Туколандо-Вадинская	320	яновстанская	3790,0-3818,1; 3875,0-3903,6; 4009,0		
III	Пайяхская	1	гольчихинская	4000,0-4029,0	Преимущественно аквагенный и смешанный	МК ₂ -МК ₃ ¹ , R ^o _{vt} = 1,09-1,37 %
	Пайяхская	4	гольчихинская	3800,0-3815,0; 3890,0-3900,0		
	Южно-Носковская	318	гольчихинская	3978,2-4028,8; 4029,4-4036,4		
	Туколандо-Вадинская	320	яновстанская	4065,0-4091,0; 4130,0-4160,0		
			сиговская	4262,0		
IV	Аномальная	51	гольчихинская	3549,0-3553,0	Террагенный	МК ₁ ² -МК ₃ ¹ , R ^o _{vt} = 0,67-1,32 %
	Дерябинская	9	гольчихинская	3169,6; 3187,8		
	Нанадянская	310	гольчихинская	3417,0-3445,0		
	Пайяхская	1	гольчихинская	4010,1		
	Пайяхская	4	гольчихинская	3627,0-3730,0;		
	Паютская	1	гольчихинская	3316,0-3331,5; 3337,5-3380,0		
	Среднеяровская	3	гольчихинская	3250,0-3296,0		
	Среднеяровская	4	гольчихинская	3289,0-3317,5		
	Горчинская	1	точинская	2991,3-3019,7		
	Озерная	8	яновстанская	3300,0-3346,0		
	Озерная	10	яновстанская	3540,0-3560,0		
			сиговская	3607,0-3645,0		
	Туколандо-Вадинская	320	яновстанская	4264,0		

Для экспрессной оценки нефтематеринских отложений – типа органического вещества, содержащегося в породе, его нефтегазогенерационного потенциала и степени зрелости, а также для выявления эффекта миграции углеводородов 309 образцов кернового материала были изучены методом пиролиза. После контроля качества выполненных анализов в работе учитывались результаты для 275 образцов пород. Определены содержания углеводородов в пиках S_1 и S_2 , температуры максимального выхода углеводородов при деструкции керогена T_{\max} , рассчитаны индекс продуктивности $PI=S_1/(S_1+S_2)$ и водородный индекс $HI=S_2/C_{\text{орг}}$ (см. таблица 3.1).

Анализ кривых пирограмм может быть использован для выявления присутствия в породе вторичного привнесенного (аллохтонного) или паравтохтонного битумоида. При реализации нефтегазоматеринского потенциала породы происходит уменьшение количества УВ, выделяющихся при деструкции керогена (высокотемпературный пик S_2) и закономерное увеличение количества «свободных» УВ, определяемых в пике S_1 , т.е. значения индекса продуктивности возрастают с глубиной. Поэтому коэффициент PI является функцией глубины и возрастает по мере увеличения степени зрелости ОВ и не зависит от типа органического вещества [Тиссо, Вельте, 1981; Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1991]. Аномальное повышение значений PI относительно фоновых значений, и увеличение количества «свободных» УВ, которые находятся в поровом пространстве породы, не связанное с увеличением концентраций ОВ, как правило, свидетельствует о присутствии в породе аллохтонного или паравтохтонного ОВ в газовой или жидкой фазе [Peters, 1986; Лопатин, Емец, 1987].

Оценки «битумоидной» составляющей пород, полученные методом пиролиза (S_1), соответствуют количеству битумоидов, выделенных при экстракции пород хлороформом, с коэффициентом детерминации 0,85 (Рисунок 3.6а). Прямая зависимость, наблюдаемая между количеством УВ в пике S_1 и содержанием $C_{\text{орг}}$ с коэффициентом детерминации равным 0,76, дает основание предполагать, что изученные образцы пород содержат преимущественно автохтонные битумоиды (Рисунок 3.6б).

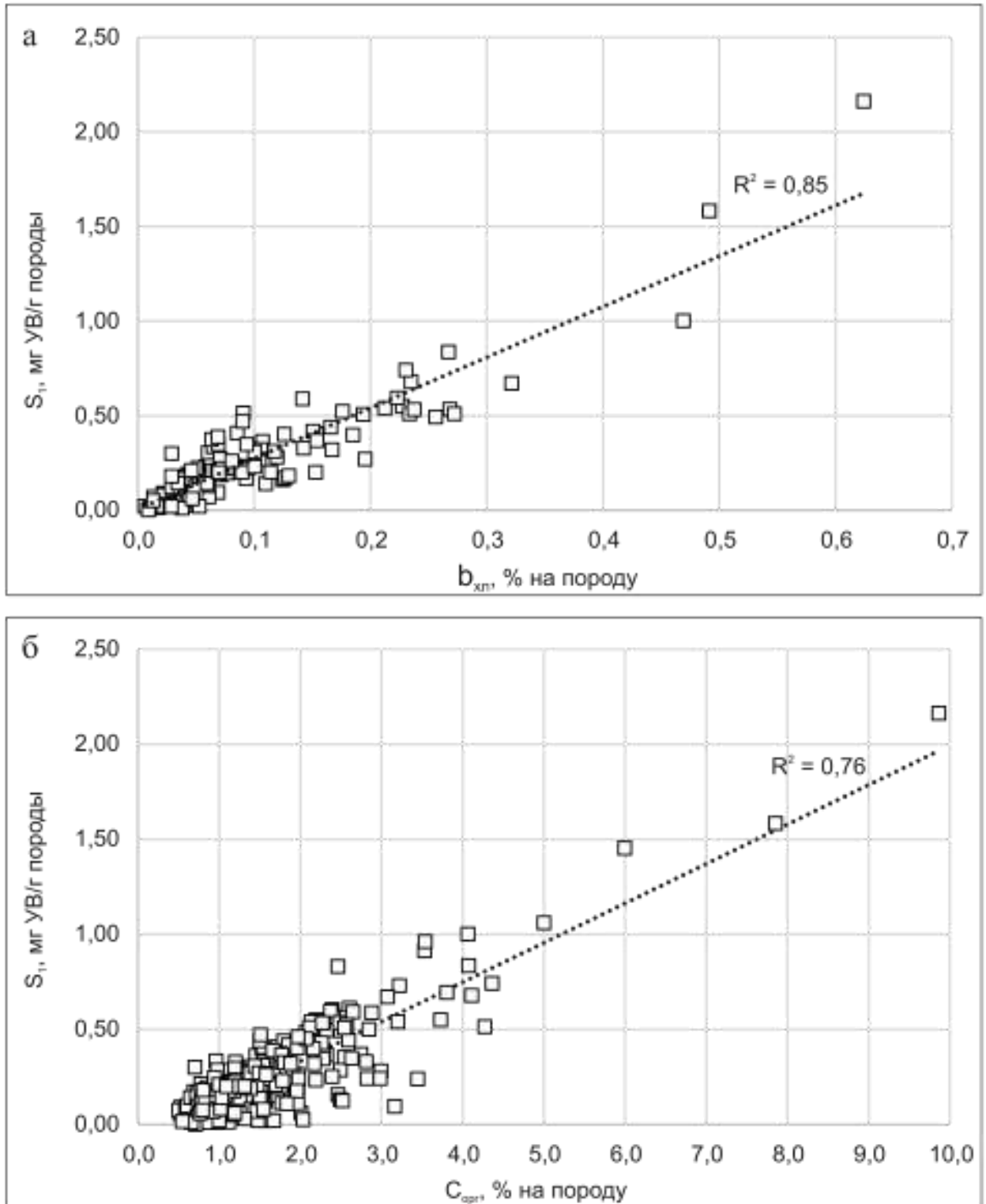


Рисунок 3.6 – Зависимости выхода углеводородов в пике S_1 от хлороформенного битумоида (а) и содержания органического углерода (б) в породах

Значения пиролитического параметра PI , отражающего степень реализации керогена, в изученной коллекции образцов увеличиваются с глубиной (Рисунок 3.7). Наименьшие значения PI имеют образцы, содержащие ОВ ранних стадий катагенеза из скважин Медвежья-316 (0,03-0,11), Хабейская-2 (0,02-0,06),

Дерябинская-5 (0,03-0,08), Яровская-2 (0,02-0,08) и Сузунская-4 (0,06-0,08). В скв. Южно-Носковская-318 и Пайяхская-1 гольчихинская свита характеризуется наибольшими значениями параметра PI, которые варьируют в широком пределе от 0,18 до 0,66 (среднее 0,30). Характер пирогамм и высокий катагенез ОВ, соответствующий грациям МК₂-МК₃¹, в этих скважинах позволяет предполагать, что в верхнеюрской толще происходила генерация и первичная миграция углеводородов. Для скважин Озерная-10, Пайяхская-4 и Туколандо-Вадинская-320, в которых пробы отобраны в широком интервале глубин, значения PI закономерно увеличиваются вниз по разрезу.

Как известно, водородный индекс HI фактически характеризует содержание водорода в керогене и находится в прямой зависимости от атомного отношения Н/С, а изменение значений T_{max} позволяет проследить эволюцию в процессе созревания ОВ. Поэтому диаграмма зависимости HI от температуры T_{max} позволяет выполнить первичную диагностику типа исходного органического вещества и степени его катагенетической преобразованности. На этой диаграмме, как и на диаграмме Ван Кревелена, отражающей зависимость значений атомных отношений Н/С и О/С, принято выделять поля трех основных типов керогенов: I, II и III и катагенетической преобразованности ОВ (Рисунки 3.8 и 3.9).

Образцы гольчихинской свиты из скв. Хабейская-2 и ее стратиграфических аналогов в скв. Медвежья-316, объединенные в **I группу** (см. таблицу 3.2). В скв. Медвежья-316 точинская свита имеет более высокие значения водородного индекса (52-112 мг УВ/г C_{орг}), чем сиговская (85 мг УВ/г C_{орг}) и яновстанская (35-62 мг УВ/г C_{орг}) свиты (см. рисунок 3.8). Для гольчихинской свиты в скв. Хабейская-2 значения HI изменяются от 41-105 мг УВ/г C_{орг} (см. рисунок 3.8). Эти величины (в среднем по группе HI составляет 62 мг УВ/г C_{орг}) в совокупности с катагенезом, соответствующим началу главной зоны нефтеобразования (T_{max}=430-440 °C), свидетельствуют о бедном исходном генерационном потенциале пород [Лопатин, Емец, 1987] и свойственны для керогена III типа. Преимущественно террагенный генезис ОВ пород этой группы подтверждается результатами биомаркерного анализа битумоидов (см. рисунок 3.9).

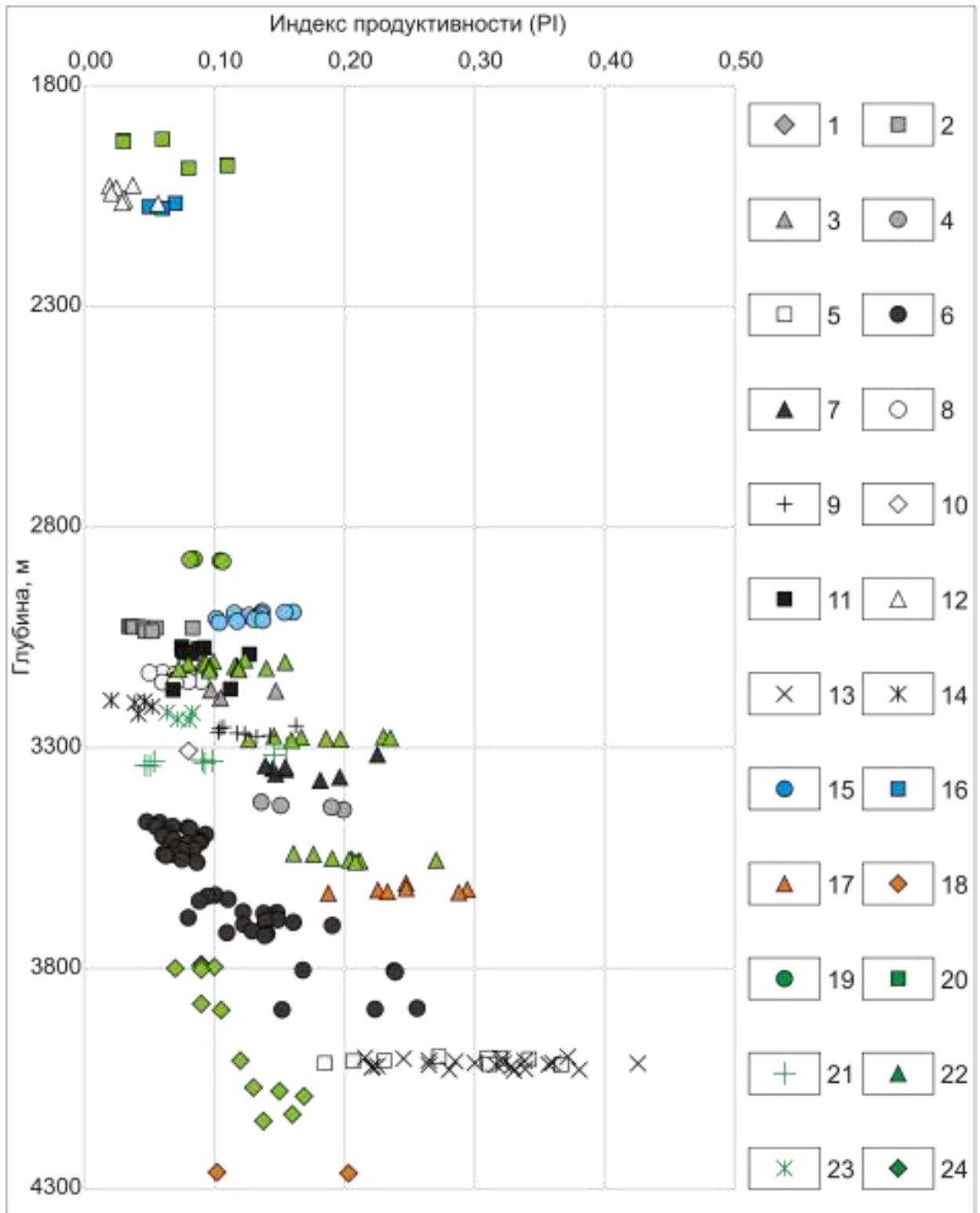


Рисунок 3.7 – Диаграмма изменения значений индекса PI от глубины отбора образцов

Условные обозначения: гольчихинская свита: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-5, 3-Дерябинская-9, 4-Нанадянская-310, 5-Пайяхская-1, 6-Пайяхская-4, 7-Паютская-1, 8-Пеляткинская-15, 9-Среднеяровская-3, 10-Среднеяровская-4, 11-Ушаковская-1, 12-Хабейская-2, 13-Южно-Носковская-318, 14-Яровская-2; точинская свита: 15-Горчинская-1, 16-Медвежья-316; сиговская свита: 17-Озерная-10, 18-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская свита: 19-Горчинская-1, 20-Медвежья-316, 21-Озерная-8, 22-Озерная-10, 23-Сузунская-4, 24-Туколандо-Вадинская-320.

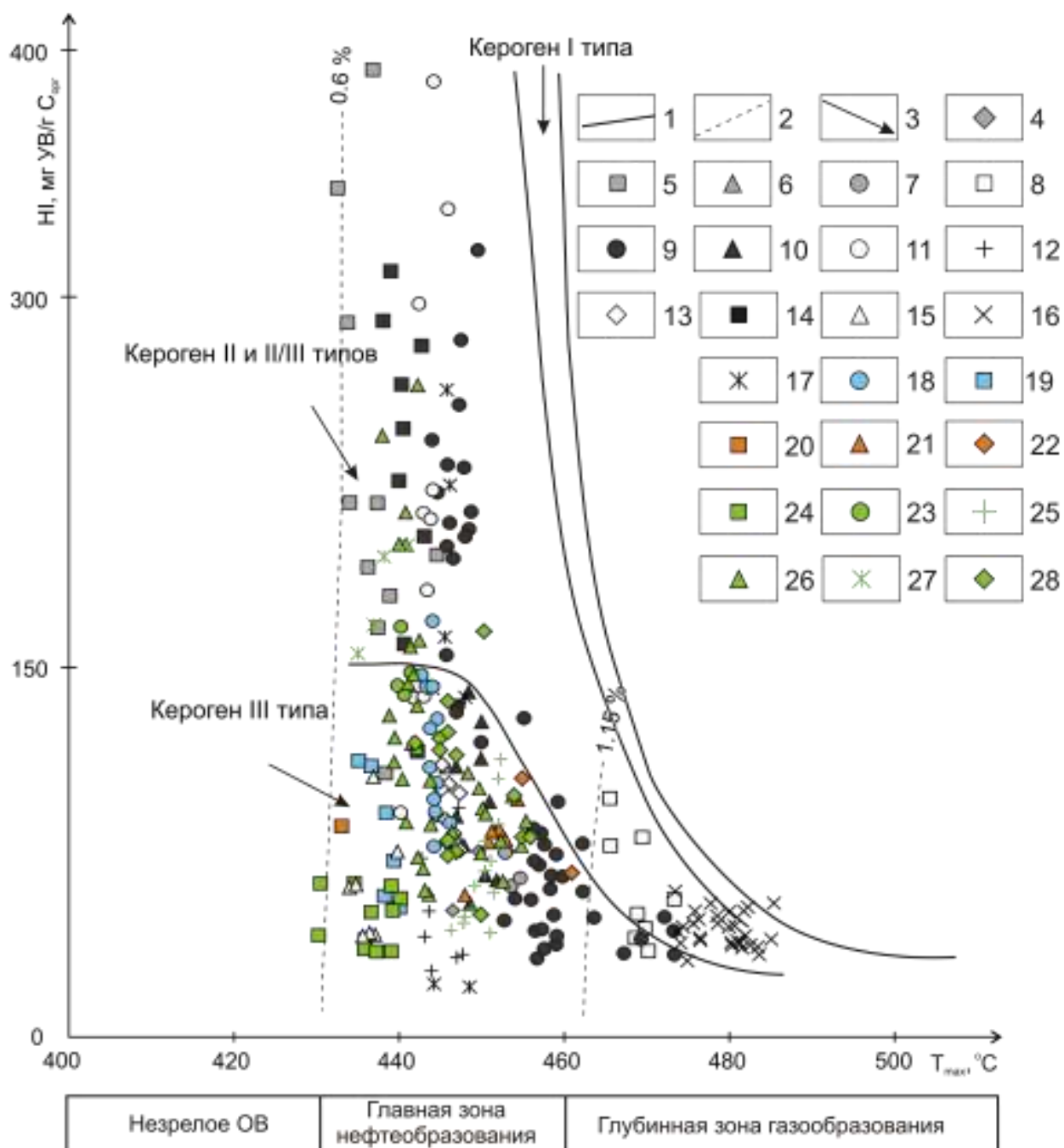


Рисунок 3.8 – Диаграмма зависимости водородного индекса HI от температуры максимального выхода углеводородов T_{\max}

Условные обозначения: 1 - линии, ограничивающие максимальные значения водородного индекса (HI) для типов керогенов: I - аквагенного, озерного типа; II и II/III – аквагенного и смешанного, морского; III - террагенного, связанного с высшей наземной растительностью; 2 - изолинии отражательной способности витринита (R°_{vt}); 3 - направленность изменения величин HI и T_{\max} в катагенезе; Гольчихинская свита: 4-Аномальная-51, 5-Дерябинская-5, 6-Дерябинская-9, 7-Нанадянская-310, 8-Пайяхская-1, 9-Пайяхская-4, 10-Паютская-1, 11-Пеляткинская-15, 12-Среднеяровская-3, 13-Среднеяровская-4, 14-Ушаковская-1, 15-Хабейская-2, 16-Южно-Носковская-318, 17-Яровская-2; Точинская свита: 18-Горчинская-1, 19-Медвежья-316; Сиговская свита: 20-Медвежья-316, 21-Озерная-10, 22-Туколандо-Вадинская-320; Яновстанская свита: 23-Горчинская-1, 24-Медвежья-316, 25-Озерная-8, 26-Озерная-10, 27-Сузунская-4, 28-Туколандо-Вадинская-320.

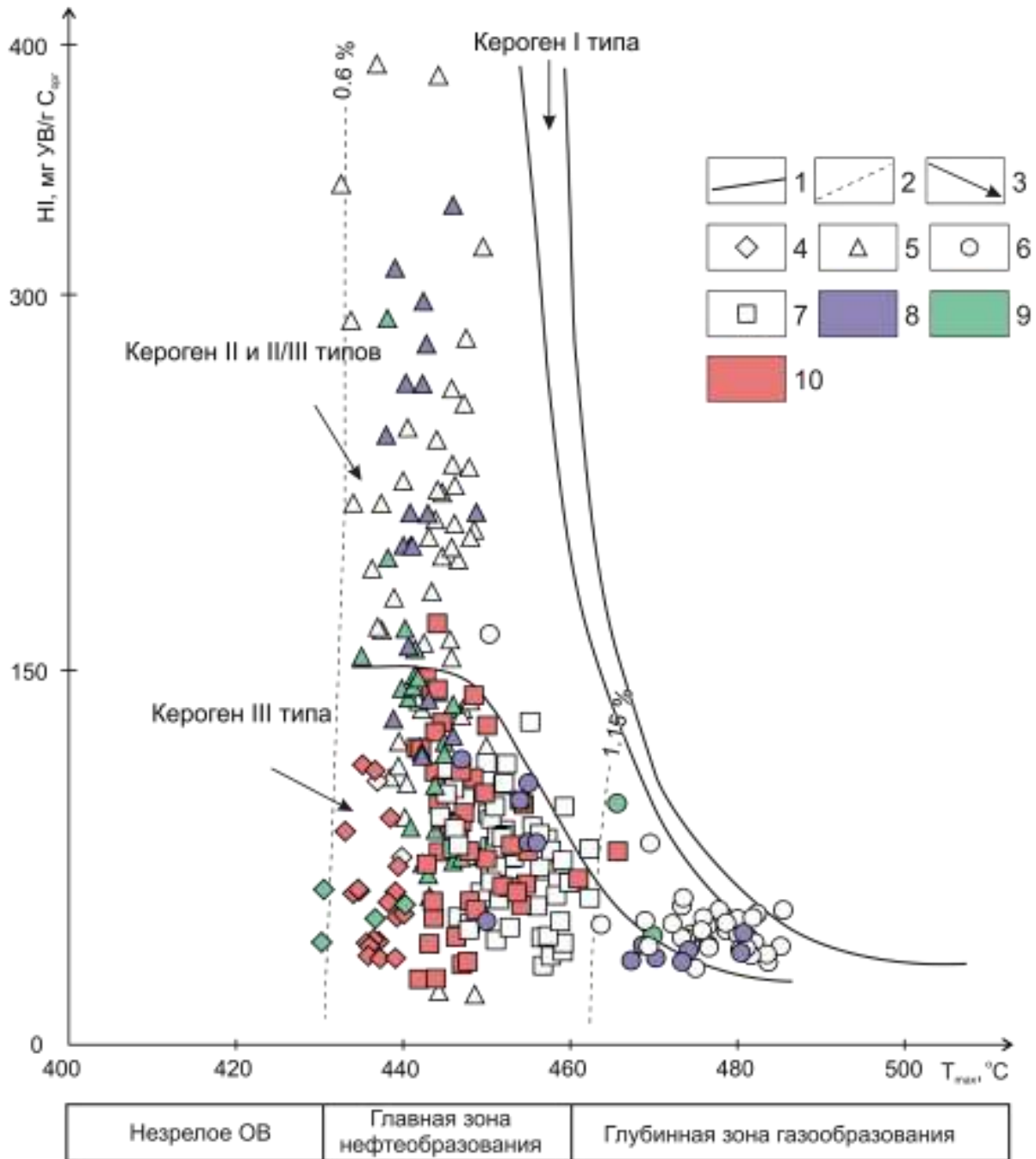


Рисунок 3.9 – Диаграмма зависимости водородного индекса HI от температуры максимального выхода углеводородов T_{max} с информацией о типе органического вещества, диагностированном по распределению углеводородов-биомаркеров

Условные обозначения: 1 - линии, ограничивающие максимальные значения водородного индекса (HI) для трех типов керогенов: I - аквагенного, озерного типа; II и II/III – аквагенного и смешанного, морского; III - террагенного, связанного с высшей наземной растительностью; 2 - изолинии отражательной способности витринита (R_{vt}°); 3 - направленность изменения величин HI и T_{max} в катагенезе; 4 – группа I, 5 - группа II, 6 - группа III, 7 - группа IV; тип органического вещества: 8 - аквагенный, 9 - смешанный, 10 - террагенный.

Породы **II группы** (привязку образцов см. в таблице 3.2) находятся на диаграмме HI от T_{max} в области главной зоны нефтеобразования и, за исключением единичных проб, характеризуются повышенными значениями водородного индекса. Больше половины образцов группы имеет значения HI превышающие 150 мг УВ/г $C_{орг}$: 37 % выборки характеризуется средним (200-400 мг УВ/г $C_{орг}$) и 20 % – умеренным (150-200 мг УВ/г $C_{орг}$) нефтегенерационным потенциалом. Для 43 % выборки II группы значения HI меньше 150 мг УВ/г $C_{орг}$ указывают на бедный нефтегенерационный потенциал ОВ [Лопатин, Емец, 1987] (Рисунок 3.10).

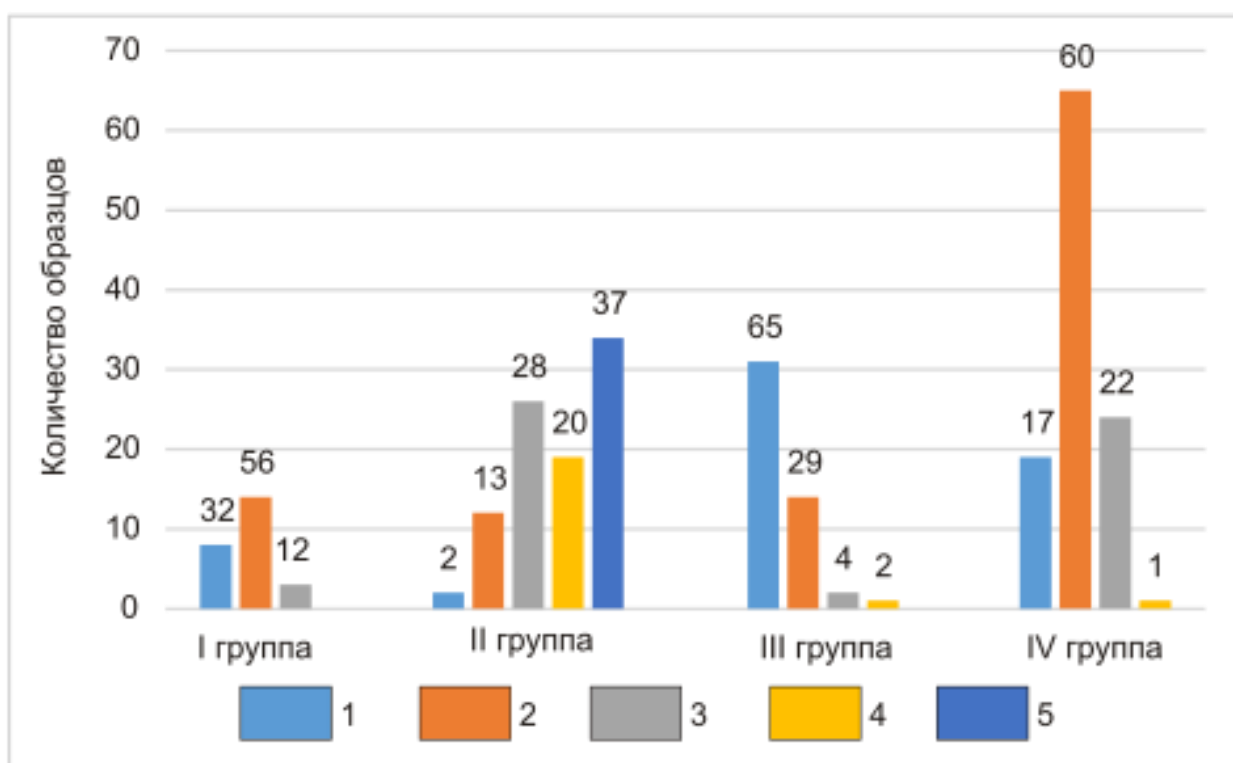


Рисунок 3.10 – Гистограмма распределения значений водородного индекса (HI) в группах

Условные обозначения: значения водородного индекса: 1 - <50 мг УВ/г $C_{орг}$, 2 – 50-100 мг УВ/г $C_{орг}$, 3 – 100-150 мг УВ/г $C_{орг}$, 4 – 150-200 мг УВ/г $C_{орг}$, 5 - >200 мг УВ/г $C_{орг}$. Цифрами обозначены процент количества образцов с заданными значениями HI в группе.

В гольчихинской свите пробы II группы с высокими значениями водородного индекса, свидетельствующими о значительном вкладе аквагенного ОВ (кероген II и II/III типов), приурочены к верхней части разреза свиты в скважинах Дерябинская-5 (разброс 107-392, среднее 229 мг УВ/г $C_{орг}$), Пайяхская-4 (разброс 119-319, среднее 208 мг УВ/г $C_{орг}$), Пеляткинская-15 (разброс 91-387, среднее 221 мг УВ/г $C_{орг}$), Ушаковская-1 (разброс 116-310, среднее

233 мг УВ/г $C_{орг}$) и Яровская-2 (разброс 138-262, среднее 185 мг УВ/г $C_{орг}$) (см. рисунок 3.8) [Родченко, 2016].

Для яновстанской свиты II группы повышенные значения водородного индекса отмечены в образцах из скважин Горчинская-1 (разброс 139-166, среднее 149 мг УВ/г $C_{орг}$), Озерная-10 в инт. 3100,0-3130,0 м (разброс 104-264, среднее 163 мг УВ/г $C_{орг}$), и Сузунская-4 (разброс 155-199, среднее 179 мг УВ/г $C_{орг}$). Единичные образцы гольчихинской и яновстанской свит II группы из вышеперечисленных скважин на диаграмме $HI-T_{max}$ попадают в область керогенов III типа. Анализ биомаркерных данных (глава 3.5) подтверждает вклад в исходное ОВ проб II группы аквагенной составляющей (см. рисунок 3.9).

Низкими значениями водородного индекса, соответствующими керогену III типа, характеризуются 8 проб из интервала 3260,0-3290,0 м в скв. Озерная-10 (58-104 мг УВ/г $C_{орг}$) и 10 проб из скв. Туколандо-Вадинская-320 (73-136 мг УВ/г $C_{орг}$), включенные во II группу. Распределение углеводов-биомаркеров в битумоидах этих образцов указывает на смешанный состав ОВ (см. рисунок 3.9). Две пробы гольчихинской свиты из скв. Яровская-2 в интервале 3209,0-3221,0 м отличаются от остальных образцов этой скважины резким уменьшением значений водородного индекса до 20-22 мг УВ/г $C_{орг}$.

Для образцов III группы из нижней части гольчихинской свиты в скважинах Южно-Носковская-318, Пайяхская-1 и Пайяхская-4 (инт. 3800,0-3815,0 и 3890,0-3900,0 м) высокий катагенез ОВ по данным T_{max} , отвечающий концу главной зоны нефтеобразования - началу глубинной зоны газообразования ($T_{max}=464-485$ °C) и, как следствие, уменьшение нефтегазогенерационного потенциала затрудняют диагностику генетического типа ОВ пород по значениям водородного индекса. В скв. Пайяхская-1 пробы имеют низкие значения HI (35-56 мг УВ/г $C_{орг}$). Для проб с повышенным значением $C_{орг}$ и присутствием углефицированного растительного детрита в составе пород из скв. Пайяхская-1 значения HI выше – 77-97 мг УВ/г $C_{орг}$. Органическое вещество пород в скв. Пайяхская-1 по данным углеводов-биомаркеров в битумоидах представлено аквагенным, смешанным и террагенным (проба с гл. 4010,1 м IV

группы) типом и образцы с разным генезисом ОВ закономерно чередуются в изученном разрезе (см. рисунок 3.9). В скв. Южно-Носковская-318 при значениях HI , равных 29-59 мг УВ/г $C_{орг}$, биомаркерные параметры указывают на аквагенную природу липидов исходного органического вещества (глава 3.5) (см. рисунок 3.9). Интервалы 3800,0-3815,0 и 3890,0-3900,0 м в скв. Пайяхская-4 представлены пробами с низкими значениями HI , варьирующими от 48 до 68 мг УВ/г $C_{орг}$ (среднее 58 мг УВ/г $C_{орг}$) (см. рисунок 3.8). Определение типа ОВ по биомаркерным данным для образцов этой скважины не проводилось. Таким образом, ОВ в нижней части гольчихинской свиты уже большей частью исчерпало свой начальный генерационный потенциал в результате происходивших процессов генерации углеводов [Ким, Родченко, 2013; Родченко и др., 2014].

Для проб яновстанской свиты в скважине Туколандо-Вадинская-320 из III группы значения температуры T_{max} соответствуют концу главной зоны нефтеобразования, а величины HI значительно выше, чем в гольчихинской свите, и изменяются от 50 до 164 мг УВ/г $C_{орг}$, для сиговской свиты (гл. 4262,0 м) HI равен 105 мг УВ/г $C_{орг}$. На диаграмме $HI-T_{max}$ пробы находятся в области керогенов III типа, при этом результаты биомаркерного анализа указывают на аквагенный генезис ОВ пород (см. рисунки 3.8 и 3.9).

Пробы **IV группы**, отобранные в средней и нижней частях гольчихинской свиты, а также ее стратиграфических аналогов относятся к III типу керогена, исходным материалом которого была преимущественно высшая наземная растительность, с низкими значениями водородного индекса и катагенезом, соответствующим главной зоне нефтеобразования (см. рисунок 3.9). Для этой группы значения HI варьируют от 27 до 168 мг УВ/г $C_{орг}$ и в среднем составляют 80 мг УВ/г $C_{орг}$. Большая часть группы – 65 образцов или 60 % выборки имеют значения водородного индекса от 50 до 100 мг УВ/г $C_{орг}$, для 23 % проб HI выше 100 мг УВ/г $C_{орг}$ и для 17 % проб HI ниже 50 мг УВ/г $C_{орг}$ (см. рисунок 3.10).

Для большинства проб гольчихинской свиты IV группы (51 образец) значения HI меньше 100 мг УВ/г $C_{орг}$ и в среднем составляют 74 мг УВ/г $C_{орг}$ (разброс 27-140 мг УВ/г $C_{орг}$). Незначительное увеличение водородного индекса

больше 100 мг УВ/г $C_{орг}$ выявлено в 12 образцах. Так в пробах гольчихинской свиты в скв. Дерябинская-9 пиролитический параметр HI варьирует от 109 до 119 мг УВ/г $C_{орг}$. В скв. Паютская-1 пробы с $C_{орг}$ 1,4-2,4 % на породу из интервала 3340,6-3359,8 м имеют значения HI равные 110-140 мг УВ/г $C_{орг}$. Повышенные значения HI (>100 мг УВ/г $C_{орг}$) также имеют пробы из скв. Средняяровская-4 (3292,2, 3302,7 и 3307,5 м), Нанадянская-310 (гл. 3417,0 м) и Пайяхская-4 (3636,5 м).

В IV группе среди яновстанской, сиговской и точинской свит наибольшими значениями генерационного потенциала от 77 до 168 мг УВ/г $C_{орг}$ характеризуются пробы точинской свиты в скв. Горчинская-1, однако, данные углеводородного состава битумоидов указывают на террагенный тип органического вещества, содержащегося в породах (см. рисунок 3.9). Невысокими значениями HI охарактеризована нижняя часть яновстанской свиты (42-112 мг УВ/г $C_{орг}$) и сиговской свиты (58-98 мг УВ/г $C_{орг}$) Озерной площади.

Таким образом, данные пиролитических исследований позволили оценить углеводородный потенциал и выявить генерационные возможности верхнеюрских отложений в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Значения HI более 150 мг УВ/г $C_{орг}$ характерны, в основном, для верхней части гольчихинской и яновстанской свит (II группа), где, как будет показано далее, по биомаркерным данным определяется преимущественно аквагенный генезис ОВ. Для остальной части изученных разрезов свойственны низкие значения показателя HI – меньше 150 мг УВ/г $C_{орг}$.

Ранее В.И. Гончаровым с соавторами [Гончаров и др., 2011] при пиролитическом анализе керн и шлама яновстанской свиты из скважин Хикиглинская-1 (3690-3750 м), Ванкорская-11 (3200-3255 м) и Туколандо-Вадинская-320 (инт. 4014-4065 м) в ее нижней части была выделена пачка мощностью от 50 до 60 м с превосходными генерационными свойствами. Было определено, что источником ОВ этой пачки были морские биопродуценты, а формирование осадков протекало в умеренно восстановительных условиях.

В верхней части гольчихинской свиты скважине Пайяхская-4 (3490,0-3540,0 м) также был прослежен пятидесятиметровый интервал с аквагенным типом ОВ и высокими значениями органического углерода ($C_{\text{орг}}$ 3-5 %) и водородного индекса ($HI=200-300$ мг УВ/г $C_{\text{орг}}$) [Афанасенков и др., 2015; Родченко, 2015]. В работах А.П. Афанасенкова [Афанасенков, 1987; Афанасенков и др., 2015] отмечается, что в верхней части гольчихинской свиты в скв. Дерябинская-5 (инт. 3025,0-3037,0 м) и Дерябинская-6 (инт. 2955,0-2961,0 м) прослеживаются маломощные прослои (1-2 м) с содержанием $C_{\text{орг}}$ 2,0-4,0 % на породу и высоким остаточным генерационным потенциалом ($S_2=5-15$ мг УВ/г породы, $HI=25-400$ мг УВ/г $C_{\text{орг}}$). Биомаркерный и изотопный состав битумоидов свидетельствует об аквагенном составе ОВ обогащенных интервалов.

Преобразованность ОВ юрских отложений показана на рисунке 3.11 в виде диаграмм изменения температуры максимального выхода УВ и отражательной способности витринита от глубины и зависимость значений R°_{vt} и T_{max} . При анализе данных пиролиза необходимо учитывать следующие обстоятельства: значения температура T_{max} в отличие от отражательной способности витринита имеет относительный характер – он зависит от литологического состава породы, мацерального состава ОВ, а также от конструктивных особенностей и индивидуальных настроек пиролизатора [Меленевский, 1991]. Пиролитические исследования пород выполнены на одном приборе, поэтому разброс значений T_{max} для образцов, имеющих приблизительно одинаковые значения отражательной способности витринита, обусловлен в основном различиями в компонентном составе органического вещества и литологическом составе пород. Так, для образцов яновстанской и сиговской свит Туколандо-Вадинской площади систематически характерны более низкие значения температуры T_{max} как для проб пород, так и керогенов, по сравнению с пробами гольчихинской свиты в скважинах Пайяхская-1 и Южно-Носковская-318 с теми же показаниями отражательной способности витринита, что вероятно связано с особенностями структуры и физико-химических свойств ОВ (керогена), формировавшегося в Большехетской мегасинеклизе.

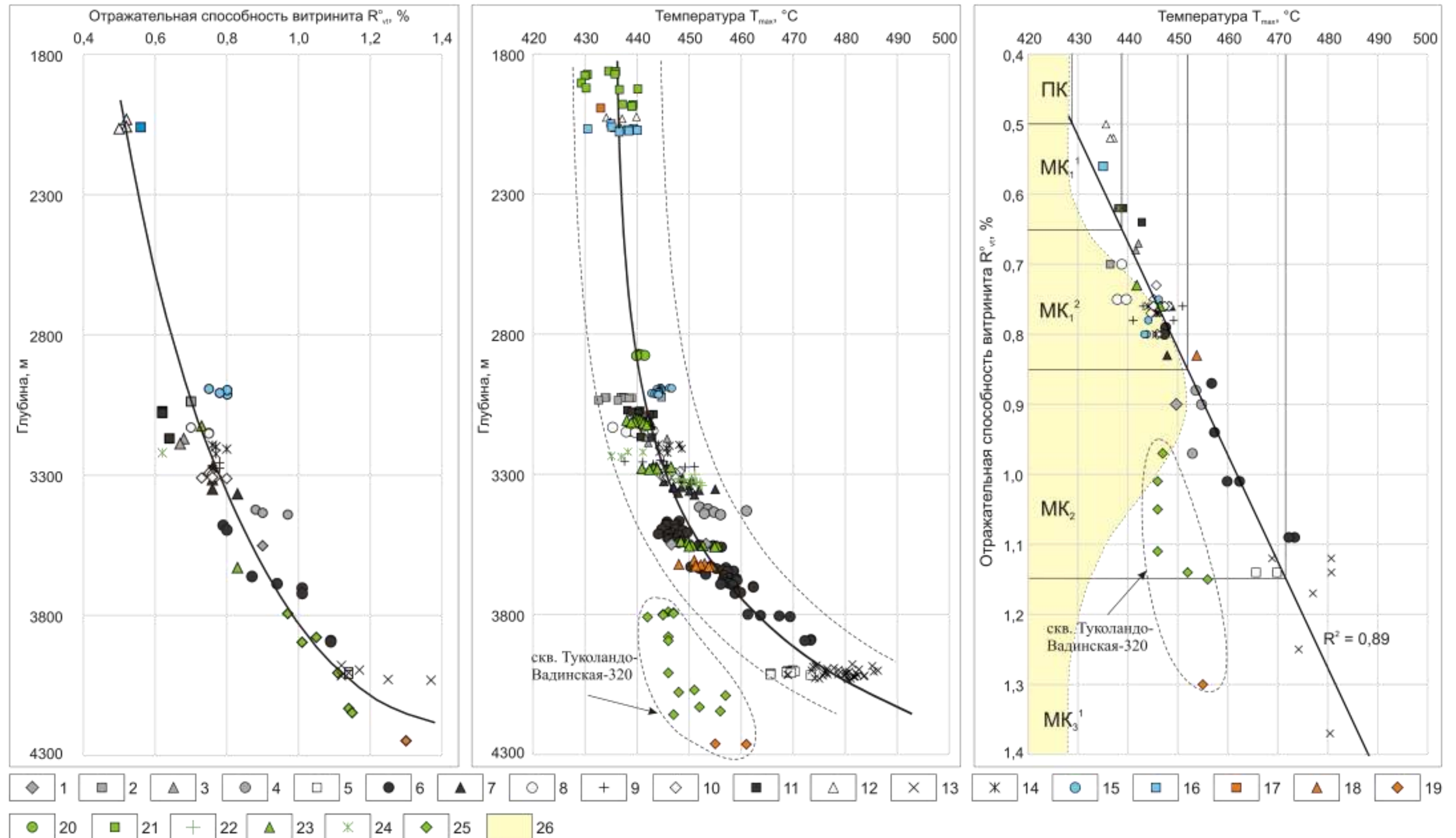


Рисунок 3.11 – Зависимость значений отражательной способности витринита (а) и пиролитического параметра T_{max} (б) от глубины отбора образцов, зависимость значений отражательной способности витринита и температуры T_{max} (в)

Условные обозначения свит: гольчихинская: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-5, 3-Дерябинская-9, 4-Нанадянская-310, 5-Пайяхская-1, 6-Пайяхская-4, 7-Паютская-1, 8-Пеляткинская-15, 9-Среднеяровская-3, 10-Среднеяровская-4, 11-Ушаковская-1, 12-Хабейская-2, 13-Южно-Носковская-318, 14-Яровская-2; точинская: 15-Горчинская-1, 16-Медвежья-316; сиговская: 17-Медвежья-316, 18-Озерная-10, 19-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская: 20-Горчинская-1, 21-Медвежья-316, 22-Озерная-8, 23-Озерная-10, 24-Сузунская-4, 25-Туколандо-Вадинская-320; 26 – схематическая интенсивность генерации УВ в ГЗН.

Для реализации генерационного потенциала органическое вещество нефтегазопроизводящих пород должно достигнуть определенной степени зрелости, при которой начинается нефте- или газообразование. Ранее А.Э. Конторовичем для мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты было определено положение главной зоны нефтеобразования от середины стадии МК₁¹ до конца стадии МК₂ ($R^{\circ}_{vt}=0,60-1,15\%$). Считается, что генерация газообразных углеводородов происходит из террагенного ОВ по всей шкале катагенеза, но особенно интенсивно при $0,40 < R^{\circ}_{vt} < 0,55\%$ (верхняя зона газообразования) и при $R^{\circ}_{vt} > 1,15\%$ (глубинная зона газообразования) [Вассоевич, 1967; Конторович и др., 1967а].

На исследуемой территории катагенез ОВ верхнеюрских отложений, определенный по отражающей способности витринита, изменяется от стадии МК₁¹ ($R^{\circ}_{vt}=0,50\%$) до стадии МК₃¹ ($R^{\circ}_{vt}=1,30\%$) (см. рисунок 3.11а). Сопоставление значений температуры T_{max} , полученных для пород из скважин западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, и значений отражательной способности витринита показало, что началу главной зоны нефтеобразования соответствует температура около 440 °С, а со значения 475 °С начинается глубинная зона газообразования (см. рисунок 3.11в).

Ранее на основе анализа большого количества фактического материала для скважин, пробуренных в разных тектонических зонах Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западной Сибири, был установлен одинаковый угол наклона кривых, отражающих нарастание степени катагенеза ОВ, с увеличением глубины отбора проб на разных тектонических структурах. Это позволило сделать вывод о едином палеотемпературном градиенте на северо-востоке Западной Сибири во время максимального прогрева отложений. Современные различия в положении границ одних и тех же зон катагенеза на разных площадях обусловлены разной интенсивностью преднеогенового размыва [Филипцов и др., 1999; Болдушевская, 2001].

В настоящей работе наименее преобразованное ОВ (МК₁¹, $R^{\circ}_{vt}=0,50-0,56\%$, $T_{max}=430-440\text{ °С}$) выявлено в верхнеюрских отложениях из скважин Медвежья-316

(интервал отбора образцов 1860,0-2079,2 м), расположенной в пределах Предьенисейской мегамоноклизы, и Хабейская-2 (2025,0-2072,0 м), пробуренной на Гыдано-Пясинской гемиантеклизе. Преобразованность органического вещества верхнеюрских отложений в этих скважинах достигла начала главной зоны нефтеобразования. Органическое вещество нижней части яновстанской свиты в пределах Ванкоро-Тагульского мегавала в скв. Сузунская-4 (гл. 3220,0-3249,0 м) по углепетрографическим и пиролитическим данным находится в начале главной зоны нефтеобразования ($R^{\circ}_{vt}=0,62\%$, значения T_{max} изменяются от 435 до 441 °С). Такой же степени зрелости соответствует ОВ гольчихинской свиты в скв. Ушаковская-1 (Мессояхская наклонная мегагрда) на глубине 3070,9-3099,7 м ($R^{\circ}_{vt}=0,62\%$) и 3166,4-3181,8 м ($R^{\circ}_{vt}=0,64\%$) со значениями T_{max} от 438 до 443 °С. Относительно низкие значения T_{max} (от 433 до 445 °С), указывающие на начало зоны нефтеобразования, как и в вышеперечисленных скважинах, имеет аквагенное ОВ гольчихинской свиты в скв. Дерябинская-5 (гл. 3025,2-3037,7 м), пробуренной на Южно-Таймырской моноклизе, при этом один замер R°_{vt} (гл. 3036,3 м) равен 0,70 %.

В большинстве изученных образцов, за исключением проб гольчихинской свиты из скв. Южно-Носковская-318, катагенез ОВ по отражательной способности витринита соответствует градациям MK_1^2 - MK_2 ($R^{\circ}_{vt}=0,65$ -1,15 %), на которых согласно осадочно-миграционной теории образования нефти происходит наибольшая генерация жидких УВ. Для пород из скважин, объединенных во II и IV группы, величины T_{max} изменяются от 438 до 450 °С и по отражательной способности витринита зрелость ОВ отвечает началу зоны нефтеобразования – градации MK_1^2 . Для нижней части разреза гольчихинской свиты с террагенным типом ОВ в скважинах Аномальная-51, Нанадянская-310 и Пайяхская-4 (IV группа) значения T_{max} выше и составляют 450-462 °С и преобразованность ОВ возрастает до стадии MK_2 .

В целом отмечается увеличение катагенеза ОВ от бортов Енисей-Хатангского регионального прогиба к центру. В Беловско-Агапском наклонном желобе на Южно-Носковской и Пайяхской площадях, нижняя часть

гольчихинской свиты по данным отражательной способности витринита находится в конце главной зоны нефтеобразования – начале глубинной зоны газообразования (градации МК₂ и МК₃¹). В скв. Пайяхская-4 для образцов, изученных в интервалах 3800,0-3815,0 и 3890,0-3900,0 м значения T_{\max} составляют 461-473 °С и показывают, что ОВ находится в конце главной зоны нефтеобразования. На глубинах порядка 4000 м в скв. Пайяхская-1 значения T_{\max} изменяются от 466 до 473 °С, в скв. Южно-Носковская-318 температура T_{\max} изменяется в более широких пределах – 469-485 °С. Значительная вариация этого параметра может быть связана с погрешностью определения температуры T_{\max} при низких значениях S_2 – меньше 1,0 мг УВ/г породы [Кашапов и др., 2015]. Для гольчихинской свиты Южно-Носковской площади величина этого параметра изменяется от 0,24 до 0,89 мг УВ/г породы (среднее 0,43 мг УВ/г породы).

В Большехетской мегасинеклизе органическое вещество верхнеюрских отложений по данным отражательной способности витринита в скв. Туколандо-Вадинская-320 характеризуется высоким катагенезом ($R^{\circ}_{\text{vt}}=0,97-1,30\%$) градаций МК₂-МК₃¹, однако температуры T_{\max} для этой площади, как уже отмечалось ранее, ниже, чем для одновозрастных отложений Беловско-Агапского наклонного желоба и изменяются от 445 до 462 °С.

Таким образом, проведенные пиролитические исследования пород позволили выделить стратиграфические уровни в верхней части гольчихинской и яновстанской свитах, которые требуют дальнейшего более детального геохимического изучения, как основные источники нефтяных углеводородов. Так, в обогащенных органическим углеродом ($C_{\text{орг}}=0,6-4,1\%$ на породу) интервалах гольчихинской свиты в скважинах Дерябинская-5, Пеляткинская-15, Ушаковская-1, Пайяхская-1 и Яровская-2 органическое вещество имеет аквагенный генезис (кероген II и II/III типов) и находится в главной зоне нефтеобразования и, по-видимому, породы их этих интервалов могут являться нефтепроизводящими. Повышенные значения водородного индекса (до 400 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$) и содержания органического углерода (до 4,0 %) в породах верхней части гольчихинской свиты, находящихся в зоне низкой зрелости ОВ (начало ГЗН), являются показателями их

среднего и умеренного генерационного потенциала. Яновстанская свита характеризуется более низкими значениями водородного индекса, чем верхняя часть гольчихинской свиты. В средней части свиты в скв. Озерная-10 (инт. 3100,0-3130,0 м) идентифицированы пробы с аквагенным ОВ (кероген II и II/III типов), имеющим нефтегазогенерационный потенциал равный 158-264 мг УВ/г С_{орг}. Большая часть изученной коллекции характеризуется бедным генерационным потенциалом и содержит террагенный тип исходного органического вещества (III тип керогена), источником которого была высшая наземная растительность.

3.3. Кероген пород

3.3.1. Элементный состав керогенов

В настоящей работе были исследованы 32 пробы керогенов. Результаты определения их элементного состава и пиролиза отражены в таблице 3.3. А также данные элементного состава вынесены на диаграмму Ван Кревелена атомных отношений Н/С и О/С, отражающую эволюцию в катагенезе основных типов керогенов. Из приведенных в таблице данных видно, что керогены верхнеюрских пород характеризуются пониженными концентрациями углерода, водорода и атомного отношения Н/С, в больших концентрациях присутствуют азот и кислород.

Таблица 3.3 – Геохимическая характеристика керогенов пород

Группа		I	II	III	IV
Количество проб		7	12	7	6
Влажность, %		<u>3,3-5,9</u> 4,6	<u>1,0-5,3</u> 2,4	<u>1,3-4,0</u> 2,7	<u>2,2-5,8</u> 2,4
Зольность, %		<u>1,6-6,4</u> 3,7	<u>1,4-12,4</u> 4,2	<u>1,0-8,7</u> 4,3	<u>1,7-5,1</u> 3,5
Элементный состав, % на ОВ	С	<u>67,0-71,2</u> 68,5	<u>73,9-82,0</u> 76,1	<u>75,9-83,8</u> 79,1	<u>69,4-77,4</u> 74,1
	Н	<u>3,2-4,1</u> 3,7	<u>3,5-6,2</u> 5,0	<u>3,0-4,6</u> 3,6	<u>3,1-4,9</u> 3,8
	S	<u>0,4-1,7</u> 0,8	<u>0,7-2,6</u> 1,3	<u>0,01-1,2</u> 0,5	<u>0,3-1,6</u> 0,9
	N	<u>3,3-4,2</u> 3,7	<u>3,0-4,7</u> 3,5	<u>2,5-3,8</u> 3,1	<u>2,8-4,1</u> 3,4
	O	<u>20,0-24,6</u> 23,3	<u>6,2-18,0</u> 14,5	<u>9,5-17,0</u> 14,0	<u>13,4-21,8</u> 17,9
	H/C _(ат)	<u>0,56-0,70</u> 0,64	<u>0,55-0,94</u> 0,78	<u>0,46-0,69</u> 0,54	<u>0,47-0,76</u> 0,61
	O/C _(ат)	<u>0,21-0,27</u> 0,26	<u>0,06-0,18</u> 0,14	<u>0,09-0,17</u> 0,13	<u>0,13-0,24</u> 0,18
T _{max} , °C		<u>421-427</u> 424	<u>429-438</u> 434	<u>436-463</u> 450	<u>430-438</u> 434
НI, мг УВ/г C _{орг}		<u>29-82</u> 58	<u>53-294</u> 172	<u>10-86</u> 33	<u>14-107</u> 60
δ ¹³ C, ‰		-24,7...-22,7	-29,0...-25,4	-25,9...-23,4	-24,4...-22,9

Примечание – В числителе приведены минимальное и максимальное значение параметра, в знаменателе – среднее арифметическое значение.

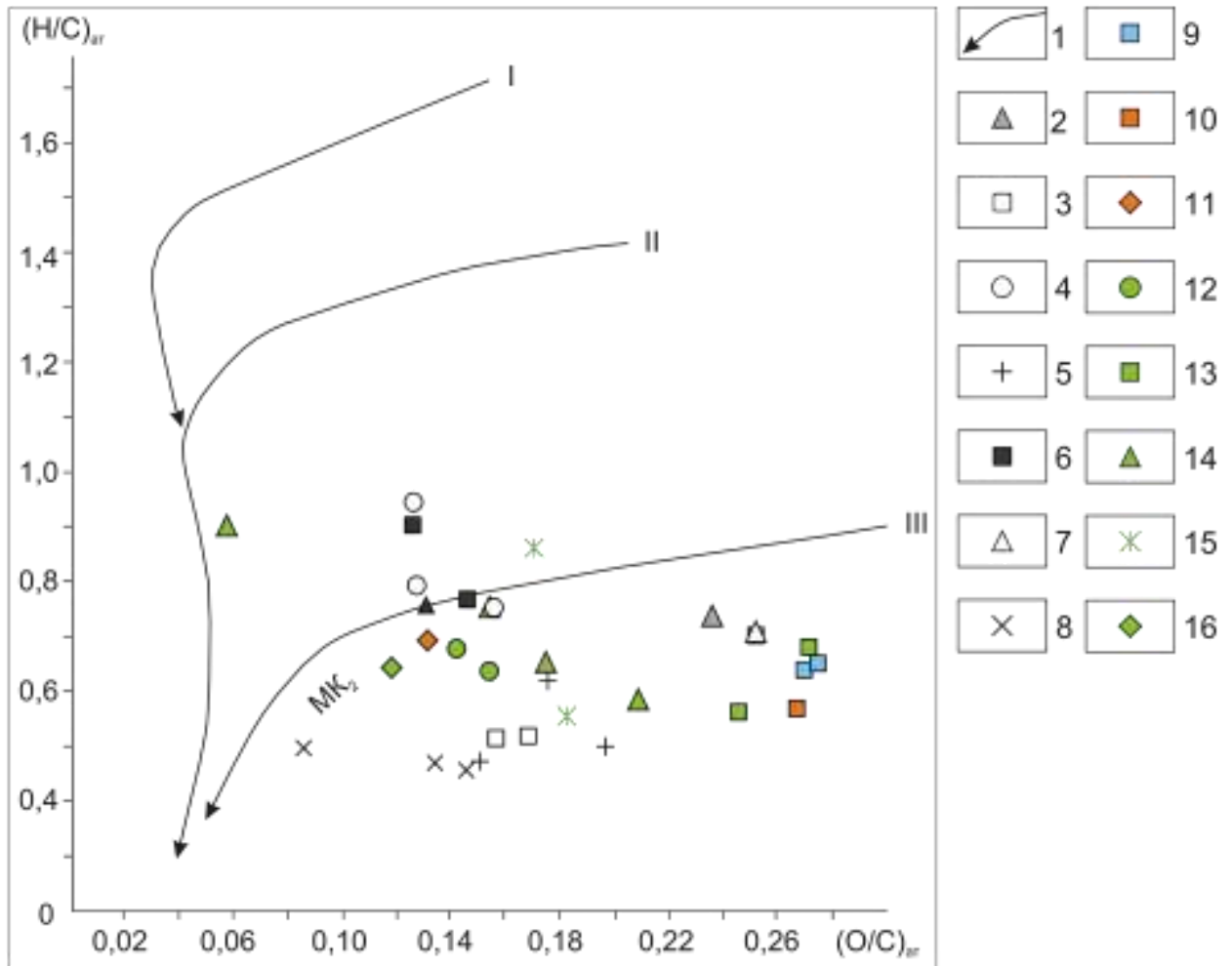


Рисунок 3.12 – Распределение характеристик элементного состава керогенов на диаграмме Ван Кревелена

Условные обозначения: 1 – эволюционные кривые основных типов керогенов: I - аквагенного, озерного типа; II - аквагенного, морского; III - террагенного, связанного с высшей наземной растительностью; гольчихинская свита: 2-Дерябинская-9, 3-Пайяхская-1, 4-Пеляткинская-15, 5-Среднеяровская-3, 6-Ушаковская-1, 7-Хабейская-2, 8-Южно-Носковская-318; точинская свита: 9-Медвежья-316; сиговская свита: 10-Медвежья-316, 11-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская свита: 12-Горчинская-1, 13-Медвежья-316, 14-Озерная-10, 15-Сузунская-4, 16-Туколандо-Вадинская-320.

Содержание углерода в изученных керогенах изменяется от 67,0 до 83,8 % в пересчете на ОВ. Наименьшие концентрации С в элементном составе установлены в образцах I группы (67,0-71,2 %) и одном образце IV группы из скв. Дерябинская-9 с глубины 3187,8 м (69,4 %). Средние содержания углерода в II, III и IV группах составляют: 76,1, 79,1 и 75,0 % соответственно.

Концентрации водорода в изученных пробах варьируют от 3,0 до 6,2 %. Низкие концентрации водорода в изученной коллекции керогенов указывают на пониженное содержание липидного материала в составе ОВ. Известно, что

липидной составляющей в структуре керогена, свойственны повышенные концентрации Н (в среднем 10,5 %), тогда как в углеводно-белковом и лигнино-целлюлозном материале – пониженные, порядка 3-5 % [Успенский, Радченко, 1973; Богородская и др., 2005]. Содержание водорода в исследуемой коллекции повышается в керогенах II группы – 3,5-6,2 % на ОВ (в среднем 5,0 %) вследствие увеличения участия в составе ОВ морского фитопланктона. Керогены остальных групп характеризуются аномально низким содержанием водорода меньше <5,0 %. Вероятно, отчасти пониженные концентрации водорода в ОВ верхнеюрских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба также связаны с его аккумуляцией в слабо окислительной обстановке. Это подтверждается наличием среди террагенного материала фюзинизированных (окисленных) остатков лигнина и целлюлозных тканей растений [Ронкина и др., 1971; Войцеховская, 1974; Богородская, Соболева, 1983]. Следует также учитывать и степень преобразованности ОВ, так как с возрастанием катагенеза происходит частичное удаление водорода из керогена в виде воды, сероводорода, аммиака, метана и других, в том числе высокомолекулярных углеводов.

Азот наряду с серой и кислородом является постоянной составляющей керогена. Обычно его концентрации составляют порядка 1,0-3,0 %. Однако в исследованной коллекции керогенов всех групп его доля значительна и изменяется от 2,5 до 4,7 %. Источником азота в элементном составе керогена, в отличие от водорода, служат продукты взаимодействия белковых и углеводных компонентов исходного материала ОВ, а также хитин, входящий в состав экзоскелета (кутикулы) беспозвоночных и клеточной стенки грибов и бактерий [Успенский, Радченко, 1973; Конторович, Успенский, 1977]. Обычно углеводно-белковая составляющая органического вещества претерпевает наиболее интенсивный распад, но в керогенах она может сохраняться в виде нерастворимых гетероциклических конденсированных структур - гумоидных веществ (гумусоподобных веществ, называемых также сапротелевыми кислотами, меланоидинами и др.). Увеличение содержания азота, а, следовательно, и гумоидных компонентов в керогенах верхнеюрских пород северо-востока ЗС,

указывает на вклад в состав исходной биомассы ОВ планктонных организмов с минеральным скелетом, который предотвратил разрушение белково-углеводных компонентов в процессе микробиального преобразования на стадии седиментации и раннего диагенеза [Богородская и др., 2005].

Действительно, как было показано ранее в разделе 1.5 петрографическими исследованиями установлено, что аквагенное органическое вещество в том числе представляет собой продукты распада радиолярий и фораминифер [Ронкина и др., 1971; Данюшевская, 1975; Столбова, Исаева, 2014]. Наши исследования также подтверждают присутствие раковин радиолярий или скелетных остатков диатомовых водорослей в алевритистых аргиллитах гольчихинской свиты в скв. Пайяхская-4 по наличию в породах большого количества линзочек (длиной до 0,3 мм и толщиной до 0,1 мм), выполненных плохо раскристаллизованным кремнистым веществом с примесью гидрослюдистого материала, и округлые кремнистые стяжения диаметром до 0,25 мм [Злобина, Родченко, 2015]. Кроме того, одним из компонентов скелетов радиолярий помимо аморфного диоксида кремния является хитин.

Концентрации кислорода изменяются значительно – от 6,2 до 24,6 %. Наибольшие концентрации кислорода имеют наименее преобразованные образцы, отобранные из скважин, расположенных в окраинных частях бассейна осадконакопления (I группа) – 20,0-24,6 %. С увеличением катагенеза и, как следствие, увеличением содержания углерода в составе керогена происходит закономерное уменьшение концентраций кислорода (Рисунок 3.13). В целом повышение концентраций кислородсодержащих структур в составе ОВ является следствием вовлечением его в состав углеводной части исходного живого вещества, а также свидетельствует об окислительной обстановке в наддонных водах и осадках на этапах седиментогенеза и раннего диагенеза.

В самых низких концентрациях в изученных керогенах содержится сера (0,01-2,6 %). Наиболее высокие значения серы отмечены в керогенах II группы – в среднем 1,2 % (см. таблицу 3.3). Столь низкие концентрации серы говорят об отсутствии в Енисей-Хатангском бассейне восстановительных условий при

накоплении ОВ и сероводородного заражения в наддонных водах, диагностируемых в баженовском море в центральной части Западно-Сибирского осадочного бассейна [Конторович, 1967б; Баженовский горизонт..., 1986].

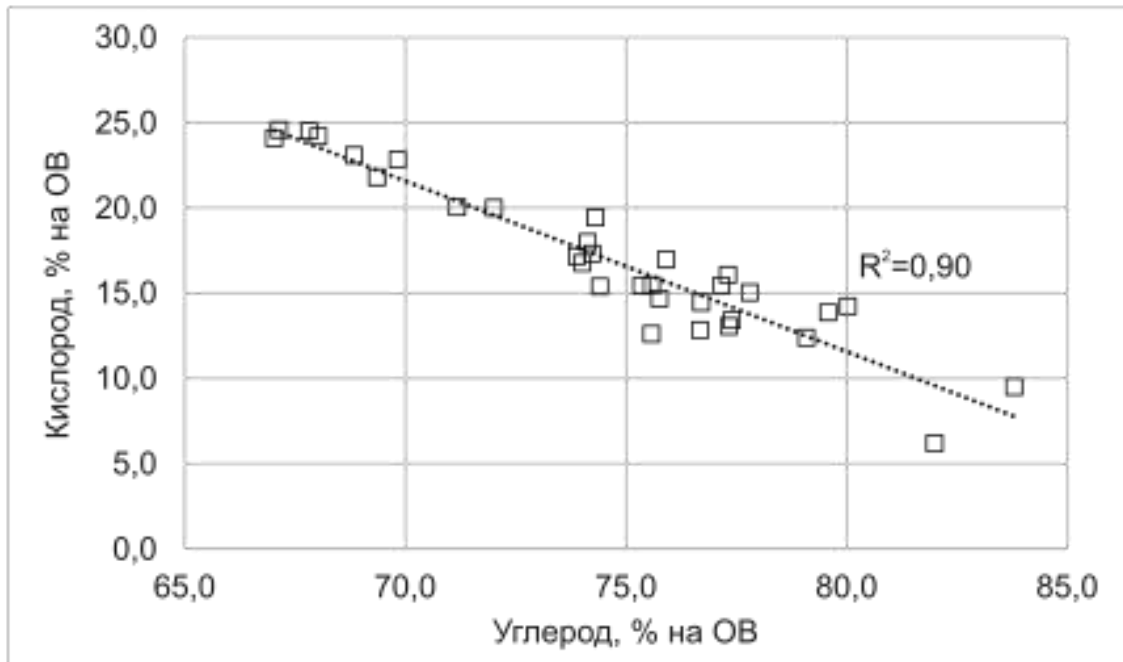


Рисунок 3.13 – Зависимость концентраций кислорода от концентраций углерода в составе керогена

3.3.2. Пиролиз керогенов

Возможность использования результатов пиролиза керогенов для оценки типа органического вещества подтверждается наличием прямой зависимости содержания водорода в керогенах (в % на ОВ), а также величины атомного отношения Н/С от значений водородного индекса (Рисунок 3.14). Соответствующие коэффициенты детерминации равны 0,80 и 0,75.

Нерастворимому ОВ **I группы** свойственны низкие значения водородного индекса равные 29-82 мг УВ/г $C_{орг}$ (см. таблицу 3.3, Рисунок 3.15). Эти значения подтверждают низкий исходный нефтегазогенерационный потенциал слабопреобразованных верхнеюрских отложений в периферийной части исследуемого бассейна в скважинах Медвежьей и Хабейской площадей.

Для керогенов **IV группы** генерационный потенциал составляет 14-107 мг УВ/г $C_{орг}$.

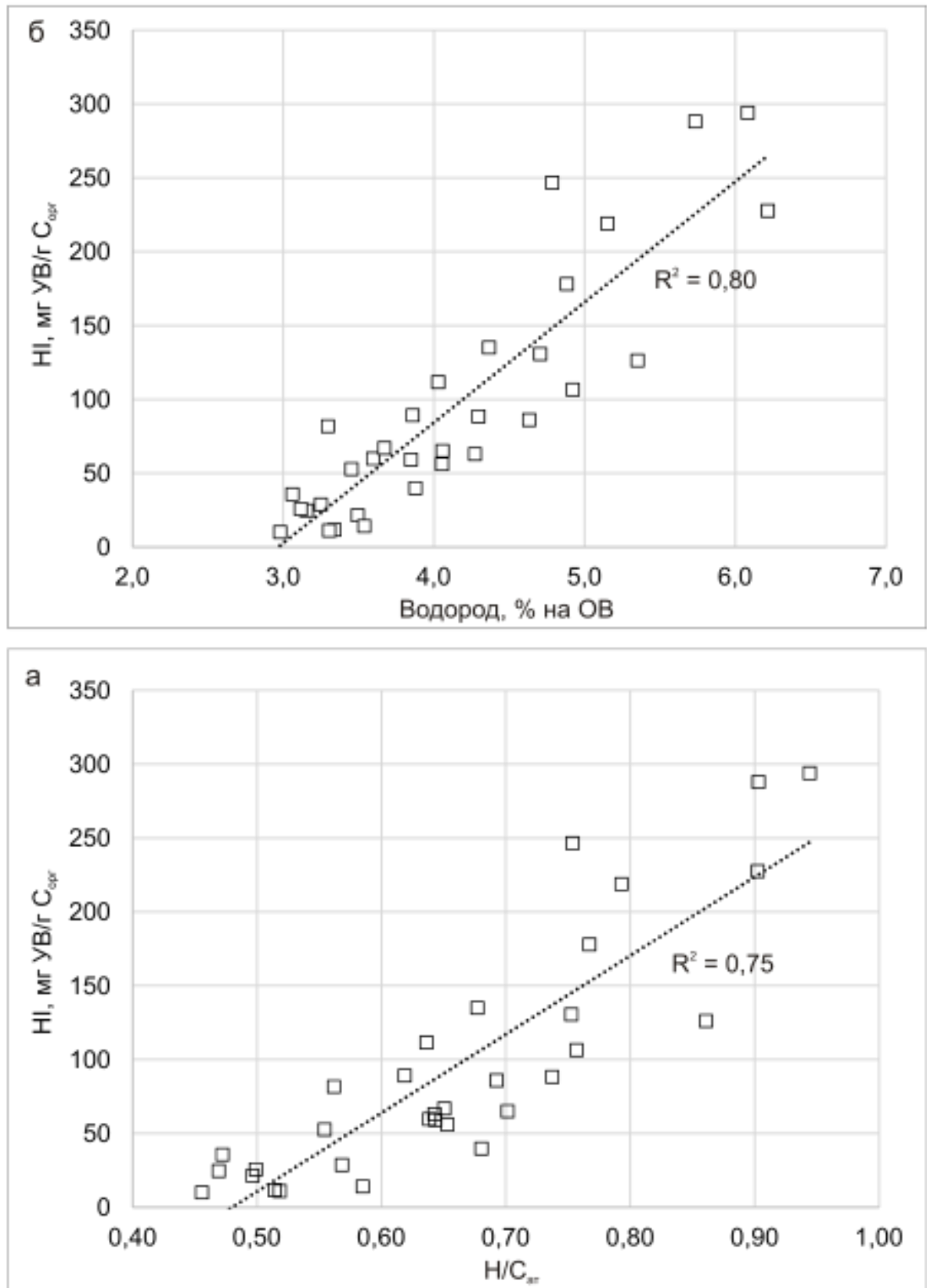


Рисунок 3.14 – Зависимости значений водородного индекса керогенов от содержания в них водорода (а) и атомного отношения H/C (б)

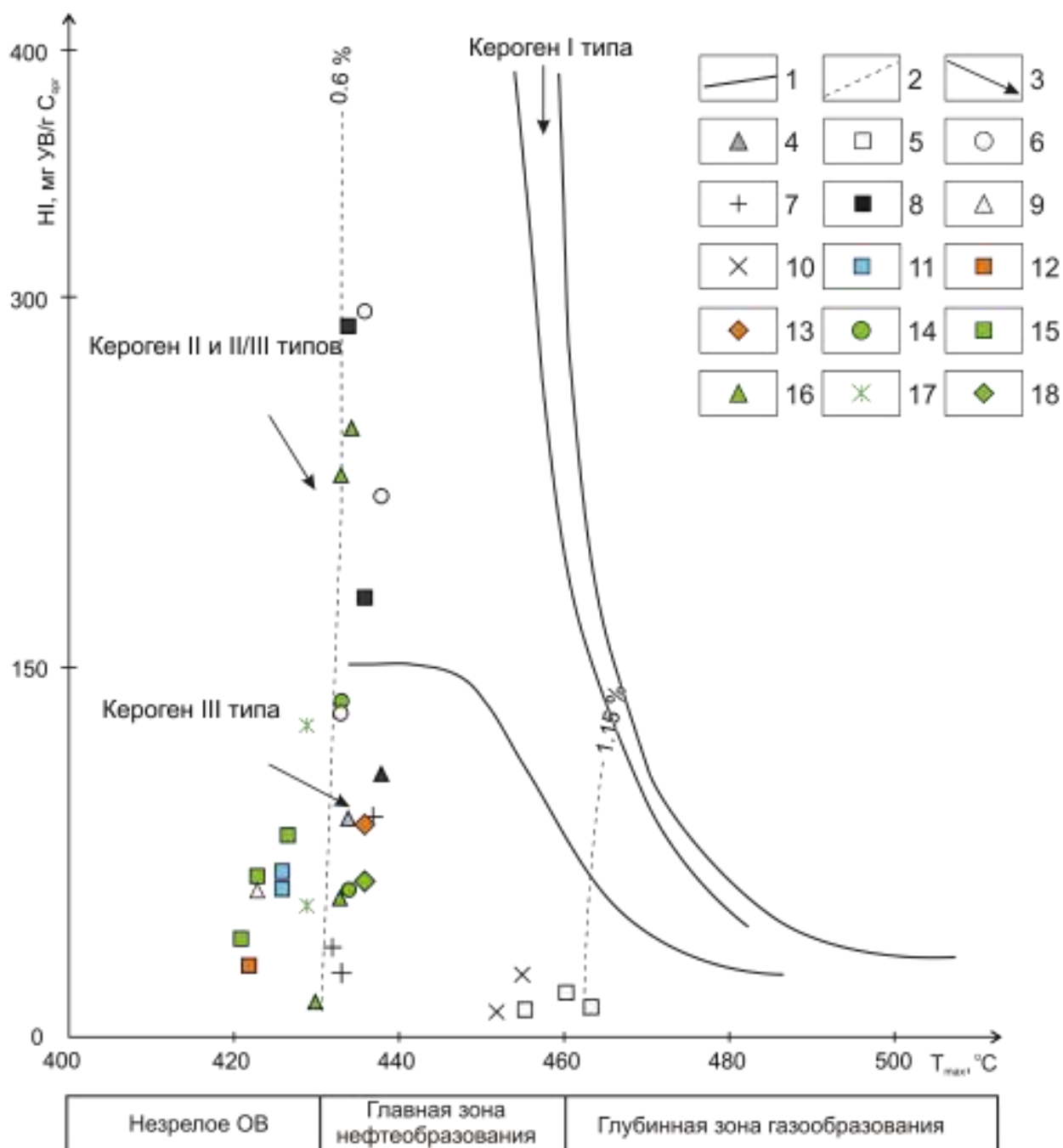


Рисунок 3.15 – Диаграмма зависимости водородного индекса HI от температуры максимального выхода углеводородов T_{max} для керогенов

Условные обозначения: 1 - линии, ограничивающие максимальные значения водородного индекса (HI) для трех типов органического вещества: I - аквагенного, озерного типа; II - аквагенного, морского; III - террагенного, связанного с высшей наземной растительностью; 2 - изолинии отражательной способности витринита (R°_{vt}); 3 - направленность изменения величин HI и T_{max} в катагенезе; Гольчихинская свита: 4-Дерябинская-9, 5-Пайяхская-1, 6-Пеляткинская-15, 7-Среднеяровская-3, 8-Ушаковская-1, 9-Хабейская-2, 10-Южно-Носковская-318; Точинская свита: 11-Медвежья-316; Сиговская свита: 12-Медвежья-316, 13-Туколандо-Вадинская-320; Яновстанская свита: 14-Горчинская-1, 15-Медвежья-316, 16-Озерная-10, 17-Сузунская-4, 18-Туколандо-Вадинская-320.

Керогены **II группы**, выделенные из пород гольчихинской свиты в скважинах Пеляткинская-15 и Ушаковская-1 и яновстанской свиты в скв. Озерная-10 (инт. 3100,0-3130,0 м), также, как и соответствующие им породы имеют высокие значения HI, равные 164-294 мг УВ/г C_{орг}, что подтверждает их относительно высокий остаточный нефтегазогенерационный потенциал и диагностированный смешанный – II/III тип ОВ (см. таблицу 3.3, Рисунок 3.15). Для яновстанской свиты в скважинах Озерная-10 (гл. 3220,6 м), Сузунская-4 и Горчинская-1 (II группа) со смешанным типом ОВ по биомаркерным данным значения HI ниже и составляют 53-135 мг УВ/г C_{орг}.

Для преобразованных керогенов гольчихинской свиты скважин Южно-Носковская-318 и Пайяхская-1 (**III группа**) свойственны низкие значения водородного индекса 11-25 мг УВ/г C_{орг}. Эти значения показывают, что генерационный потенциал ОВ нижней части гольчихинской свиты в наиболее глубоко погруженных тектонических структурах почти полностью исчерпан. Характерной особенностью пирогамм сильно преобразованных керогенов является растянутый в высокотемпературную область пик S₂ (Рисунок 3.16). Это объясняется уменьшением способности остаточного керогена к разложению из-за увеличения степени конденсированности остатка вследствие удаления неконденсированных структур (алифатических цепей, насыщенных или ароматических циклов) в процессе эволюции керогена [Тиссо, Вельте, 1981]. Для керогена яновстанской (гл. 4078,0 м) и сиговской (гл. 4262,0 м) свит из скв. Туколандо-Вадинская-320 III группы генерационный потенциал выше и составляет 63 и 86 мг УВ/г C_{орг} соответственно.

Значения T_{max} для керогенов I группы изменяются в пределах 421-428 °С. Для керогенов II и IV групп температуры T_{max} варьируют от 429 до 438 °С. Для керогенов гольчихинской свиты из скважин Южно-Носковская-318 и Пайяхская-1 III группы наблюдается большой разброс значений параметра T_{max} – 452-463 °С. Температура T_{max} для керогенов яновстанской и сиговской свит из скв. Туколандо-Вадинская-320 (III группа) составляет 436 °С.

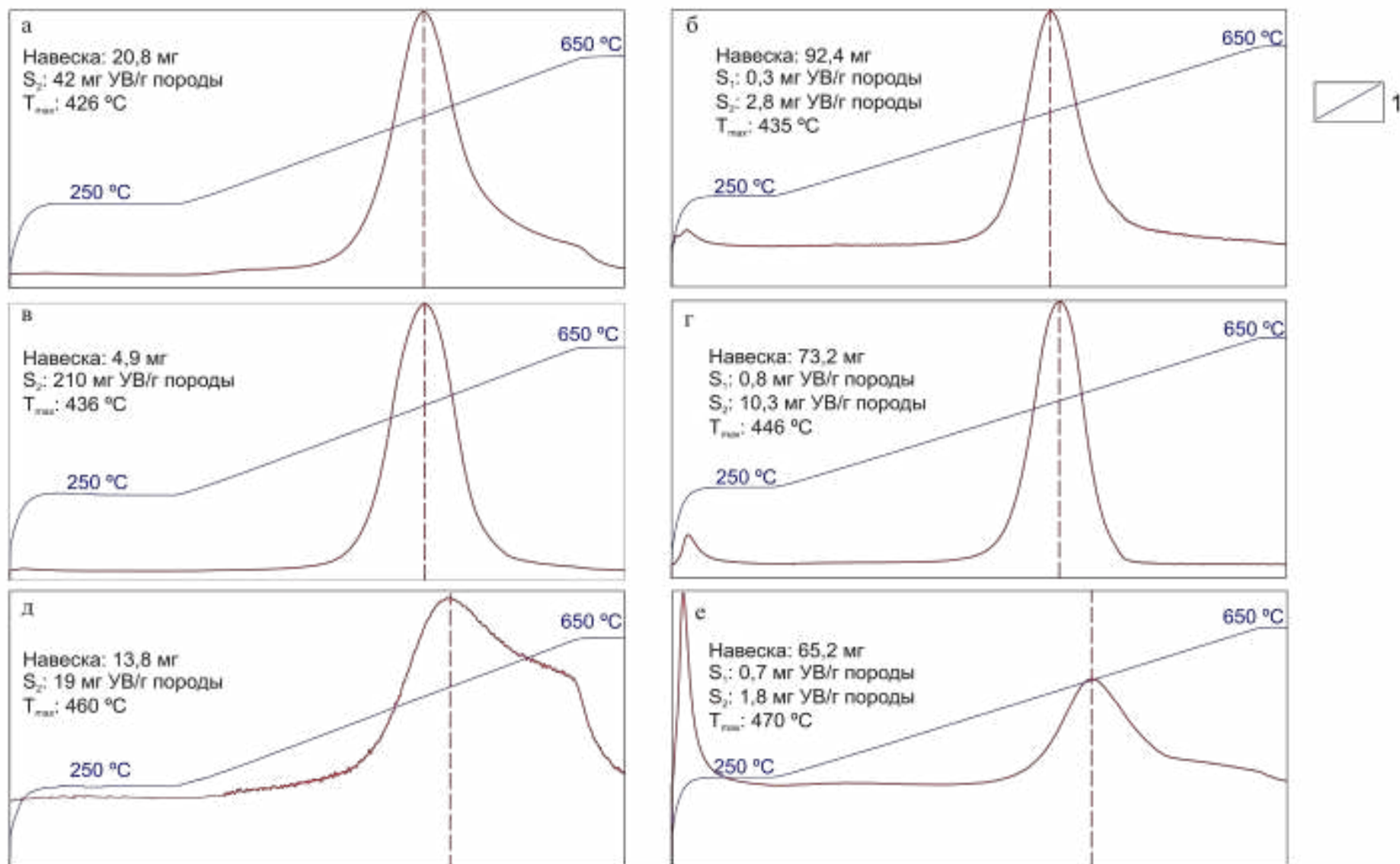


Рисунок 3.16 – Типовые пирограммы: кероген (а) и порода (б) точинской свиты из скв. Медвежья-316 (гл. 2060,0 м); кероген (в) и порода (г) гольчихинской свиты из скв. Пеляткинская-15 (гл. 3151,5 м); кероген (д) и порода (е) гольчихинской свиты из скв. Пайяхская-1 (гл. 4000,0 м)
 Условные обозначения: 1 – линия изменения температуры пиролиза в аналитическом цикле.

Температуры максимального выхода УВ, определяемые при пиролизе керогенов, заметно ниже, чем при пиролизе образцов соответствующих пород. Выявленная закономерность объясняется тем, что при крекинге пород происходит частичное удерживание УВ (высокомолекулярные УВ и гетероциклические компоненты) на активной поверхности глинистых минералов и частичное уменьшение величин S_1 и S_2 . При этом для пород наблюдается некоторое увеличение значений температуры T_{max} по сравнению с керогенами. Этот феномен влияния минеральной активности пород на параметры пиролиза получил в отечественной и зарубежной литературе название «эффект удерживания» [Espitalie, Joubert, 1987; Лопатин, Емец, 1987]. Наибольшее количество углеводородов удерживается минеральной матрицей породы в случае пиролиза террагенного типа ОВ (III тип керогена), слабее этот эффект проявляется для аквагенного ОВ (тип I и II). На исследованной коллекции керогенов вариации различий температур T_{max} для керогенов и пород составляют 5-21 °С. Градации катагенеза, определяемые по значениям T_{max} при пиролизе керогенов не соответствуют результатам углепетрографического анализа.

Таким образом, на элементный состав керогенов верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба повлияли главным образом два фактора. Первый связан с особенностями биопродуктивности верхнеюрского Енисей-Хатангского бассейна и формированием керогена из соединений липидной части и продуктов поликонденсации белковых и углеводных компонентов по механизму меланоидинообразования исходного живого вещества. Второй фактор – накопление ОВ происходило в окислительной обстановке в наддонных водах и осадках на этапах седиментогенеза и раннего диагенеза. Результаты пиролиза керогенов подтверждает высокий нефтегазогенерационный потенциал ОВ верхней части гольчихинской и яновстанской свит и почти полностью исчерпавшийся потенциал ОВ нижней части гольчихинской свиты. Низкий исходный генерационный потенциал имеет ОВ верхнеюрских пород в краевых частях ЕХРП.

3.4. Изотопный состав углерода пород и керогенов

В настоящей работе измерения изотопного состава органического углерода проводились для коллекции недебитуминизированных бескарбонатных остатков пород (156 проб) и керогенов (25 проб) (Рисунки 3.17 и 3.18).

Исследования изотопного состава углерода в НОВ Л.И. Богородской, С.И. Гольшева, А.Э. Конторовича показали вариации изотопного состава углерода основных фациально-генетических типов ОВ. Значения $\delta^{13}\text{C}$ установленные для НОВ баженовской и тюменской свит Западной Сибири, составляют: в аквагенном ОВ -34...-28 ‰, в террагенном ОВ – -26...-24 ‰ и интервалу -28...-26 ‰ соответствует ОВ смешанного типа [Гольшев и др., 1979; Конторович и др., 1985а, 1985б, 1986]. На значительной выборке для баженовской и тюменской свит определено, что среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ для аквагенного ОВ равно -29,6 ‰, для террагенного ОВ – -25,2 ‰ [Конторович и др., 1991а].

Изотопный состав углерода органического вещества зависит от изотопного состава углерода фоссилизируемых биохимических компонентов. Липиды обогащены легким изотопом ^{12}C относительно белков, углеводов и растений в целом (в морском планктоне $\delta^{13}\text{C}$ составляет -28...-24 ‰). Для белков и углеводов морского планктона значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от -21 до -16 ‰. Проведенные ранее исследования показали, что в морских осадках из-за низкой степени фоссильзации живого вещества и разрушения белково-углеводной части в аквагенном ОВ происходит селективное накопление липидов. Трансформация липидов живого вещества в кероген не сопровождается существенным фракционированием изотопов углерода и кероген наследует изотопный состав углерода липидов его биологических предшественников [Конторович и др., 1986]. Фоссильзация белково-углеводной части исходной биомассы в виде меланоидинов в керогене приводит к утяжелению его изотопного состава [Галимов, 1986]. Для террагенного ОВ основными компонентами в формировании химической структуры ОВ являются лигнин и целлюлоза, тогда как липиды присутствуют в подчиненном количестве [Конторович и др., 1986].

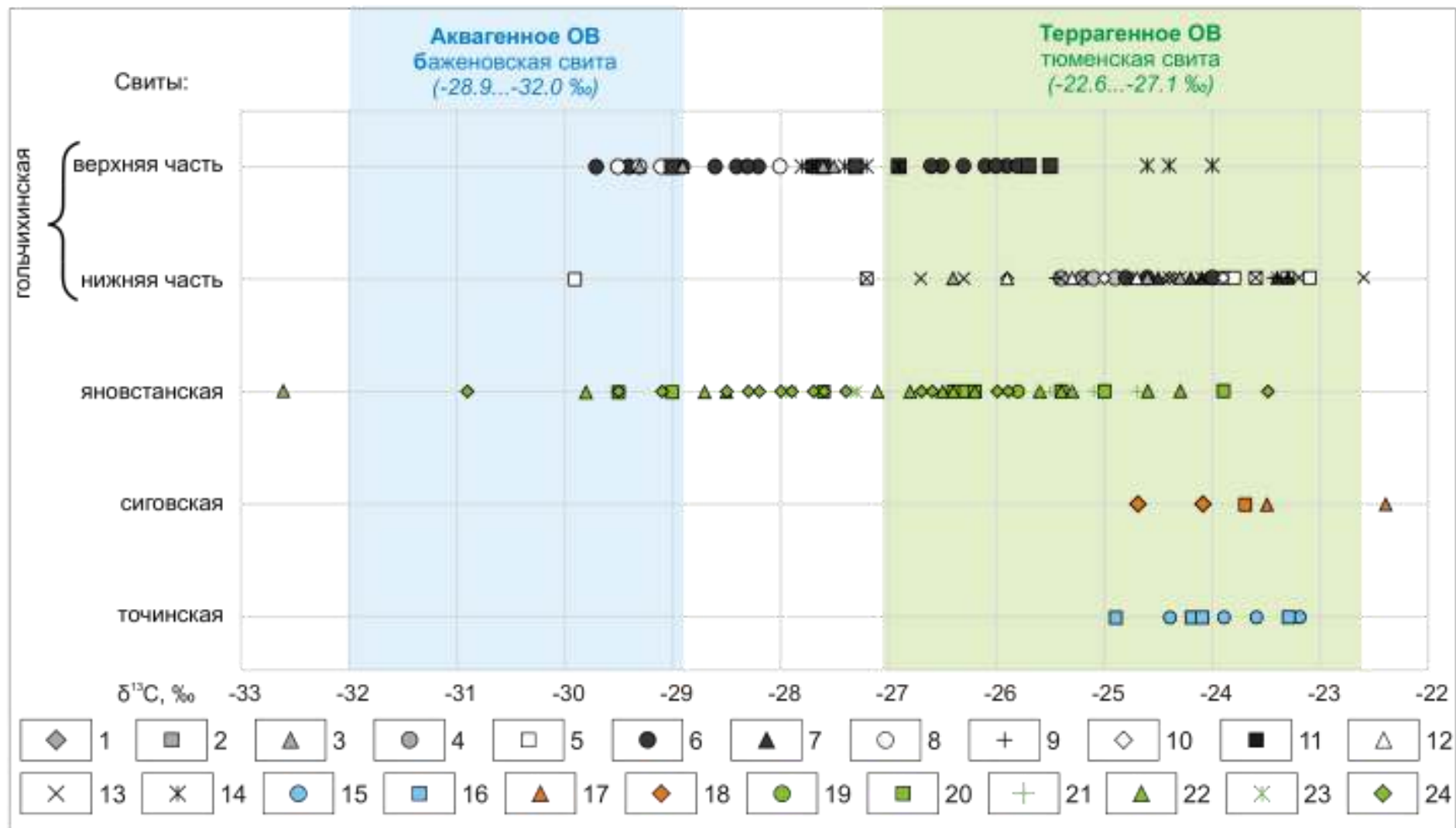


Рисунок 3.17 – Изотопный состав углерода нерастворимых остатков пород по свитам

Условные обозначения свит: гольчихинская: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-5, 3-Дерябинская-9, 4-Нанадянская-310, 5-Пайяхская-1, 6-Пайяхская-4, 7-Паютская-1, 8-Пеляткинская-15, 9-Среднеяровская-3, 10-Среднеяровская-4, 11-Ушаковская-1, 12-Хабейская-2, 13-Южно-Носковская-318, 14-Яровская-2; точинская: 15-Горчинская-1, 16-Медвежья-316; сиговская: 17-Озерная-10, 18-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская: 19-Горчинская-1, 20-Медвежья-316, 21-Озерная-8, 22-Озерная-10, 23-Сузунская-4, 24-Туколандо-Вадинская-320.

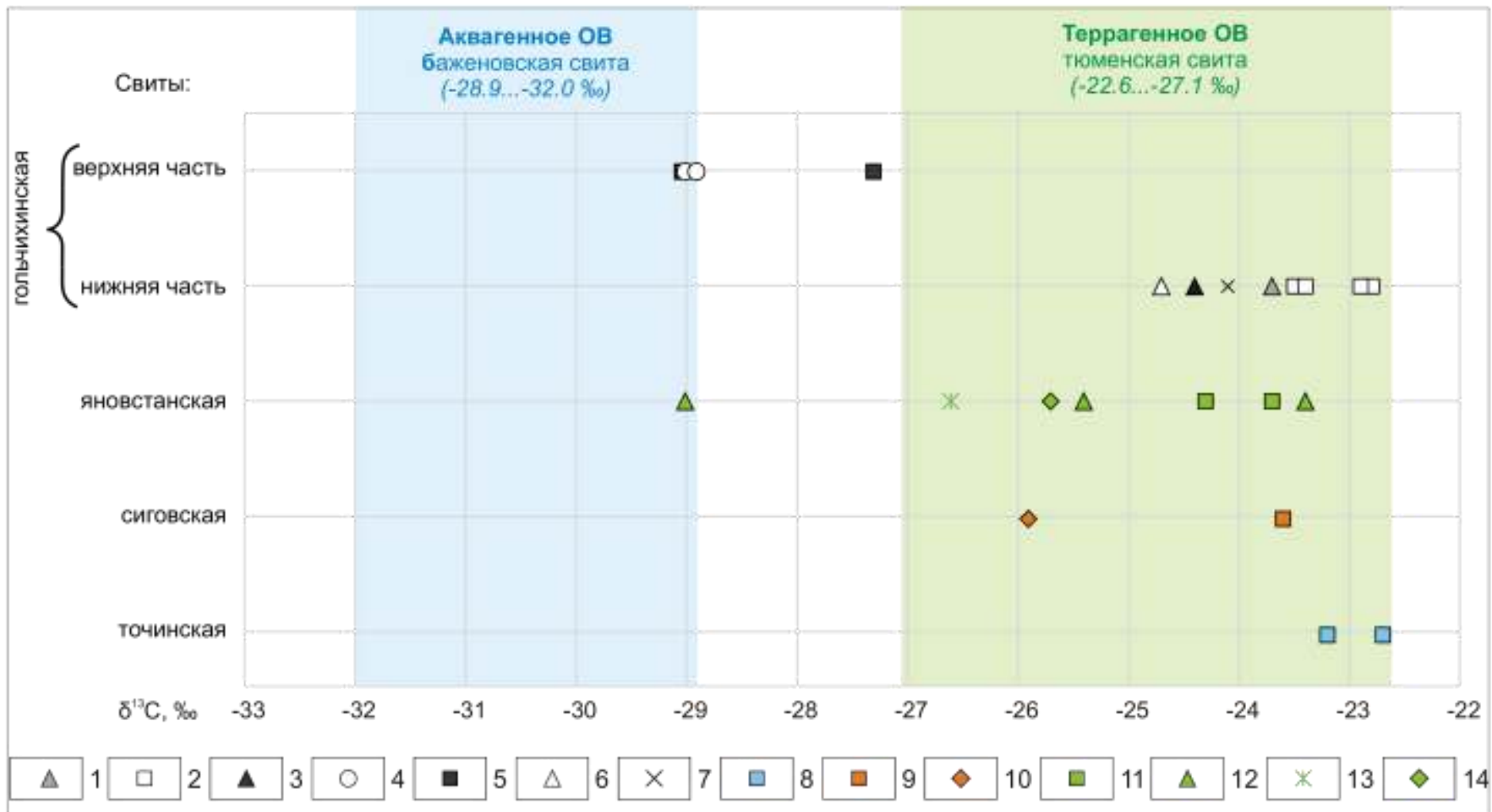


Рисунок 3.18 – Изотопный состав углерода керогенов

Условные обозначения свит: гольчихинская: 1-Дерябинская-9, 2-Пайяхская-1, 3-Паютская-1, 4-Пеляткинская-15, 5-Ушаковская-1, 6-Хабейская-2, 7-Южно-Носковская-318; точинская: 8-Медвежья-316; сиговская: 9-Медвежья-316, 10-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская: 11-Медвежья-316, 12-Озерная-10, 13-Сузунская-4, 14-Туколандо-Вадинская-320.

Значения изотопного состава углерода нерастворимых остатков подтверждают, что гольчихинская (от -29,9 до -22,6 ‰) и яновстанская (от -32,6 до -23,9 ‰) свиты содержат ОВ разных генетических типов. Органическое вещество сиговской и точинской свит представлено террагенным типом ОВ со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -24,6 до 22,4 ‰ (см. таблицу 3.1, см. рисунок 3.17).

Изучение стабильных изотопов углерода нерастворимых остатков пород, показало, что ОВ в изученных верхнеюрских породах, содержащих аквагенные битумоиды, изотопно тяжелее, чем классическое аквагенное ОВ баженовской свиты. Что объясняется примесью в его составе преобразованных, вероятно окисленных, фрагментов террагенного ОВ и меланоидинов, которые в среднем богаче изотопом ^{13}C . При этом в изученных породах с преимущественно аквагенным и смешанным ОВ значительно выше содержание изотопа ^{12}C по сравнению с террагенным ОВ (Рисунок 3.19).

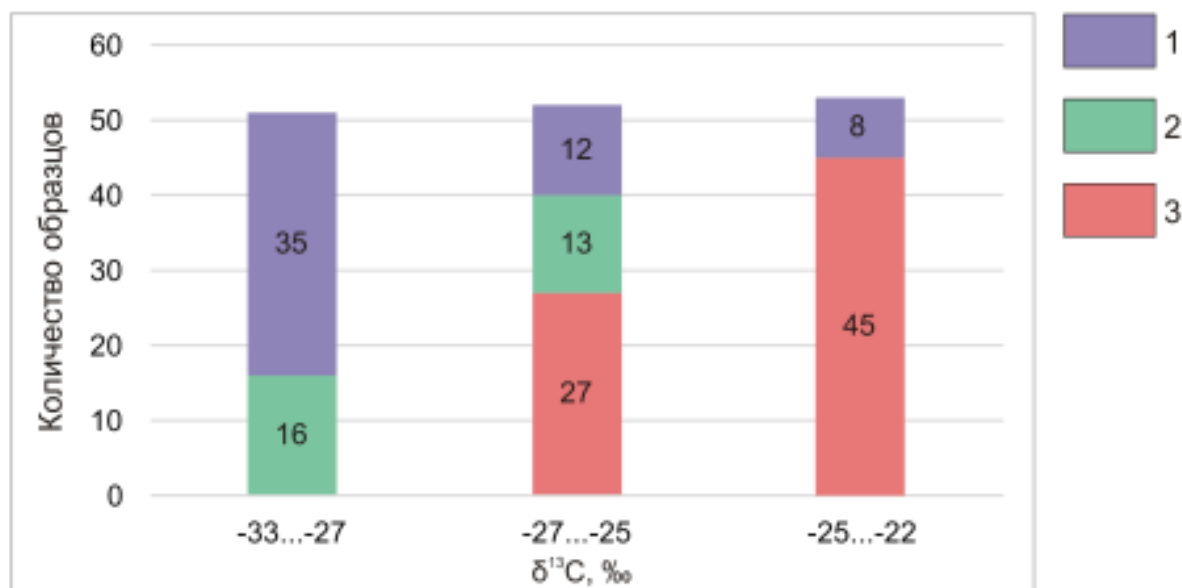


Рисунок 3.19 – Гистограмма распределения значений $\delta^{13}\text{C}$ для нерастворимых остатков пород, содержащих органическое вещество разного генезиса

Условные обозначения: тип органического вещества по распределению углеводородов-биомаркеров: 1 – аквагенное ОВ, 2 – смешанное ОВ, 3 – террагенное ОВ.

В I группе максимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются НО гольчихинской свиты в скв. Хабейская-2 (-25,9...-24,6 ‰), точинской (-24,9...-23,3 ‰) и сиговской (-23,7 ‰) свит в скв. Медвежья-316. Наибольший разброс значений изотопного состава углерода имеют пробы яновстанской свиты

из скв. Медвежья-316 – от -29,5 до -23,9 ‰. Для большей части образцов яновстанской свиты из этой скважины величины $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -27,6 ‰ до -23,9 ‰, в среднем составляя -25,8 ‰. В область аквагенного ОВ со значениями -29,5 ‰ и -29,0 ‰ попадают две пробы с глубин 1877,0 м и 1903,0 м, битумоиды которых характеризуются по биомаркерным параметром смешанным типом ОВ.

Пониженные значения (от -32,6 до -25,4 ‰) изотопного состава углерода нерастворимых остатков пород в основном характерны для **II группы**, состоящей из образцов верхней части гольчихинской и яновстанской свит (см. рисунок 3.17). В области низких значений находятся образцы гольчихинской свиты из скважин Дерябинская-5, Пайяхская-4, Пеляткинская-15 и Яровская-2 с величинами $\delta^{13}\text{C}$ изменяющимися от -29,7 до -27,0 ‰. Для НО пород из скважины Ушаковская-1 отмечается сильный разброс значений изотопного состава нерастворимого ОВ: две пробы с гл. 3086,5 и 3088,5 м попадают в область террагенного ОВ со значениями -25,7 и -25,5 ‰, три пробы имеют относительно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ – -27,6...-26,9 ‰ и только в одной пробе с гл. 3072,0 м величина $\delta^{13}\text{C}$ достигает -29,0 ‰. В верхней части гольчихинской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$, соответствующие террагенному ОВ, имеют три образца из скв. Яровская-2 (-24,6...-24,0 ‰) с низкими значениями водородного индекса (HI=20-22 мг УВ/ г $\text{C}_{\text{орг}}$).

Значения изотопного состава нерастворимого ОВ для образцов яновстанской свиты в скв. Озерная-10 указывает на аквагенный и смешанный составов ОВ (значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -32,6 до -25,4 ‰). В скважине Сузунская-4 породы яновстанской свиты также имеют относительно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (-27,9...-27,3 ‰). Более высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ выявлены в образцах из скв. Горчинская-1 (-26,3...-25,8 ‰), что указывает на смешанный характер органического вещества яновстанской свиты в этой скважине. В скв. Туколандо-Вадинская-320 изотопный состав углерода варьирует от -30,9 до -26,6 ‰, подтверждая наличие аквагенного ОВ в породах.

В **III группе** для образцов гольчихинской свиты из скв. Южно-Носковская-318 с аквагенным типом битумоидов величины $\delta^{13}\text{C}$ значительно варьируют от -27,2 до -22,6 ‰. Пониженные значения $\delta^{13}\text{C}$ -27,2 и -26,7 ‰ имеют два образца из скв. Южно-Носковская-318 в верхней части изученного интервала (гл. 3994,4 и 3978,4 м). В скв. Пайяхская-1 для большей части НО гольчихинской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -24,8 до -23,1 ‰. Минимальные значения равные -27,2 и -29,9 ‰ имеют образцы из скв. Пайяхская-1 с гл. 4004,0 м и смешанным гл. 4015,1 м. Присутствие изотопного легкого углерода в изученных образцах пород указывает на наличие прослоев с аквагенным ОВ в низах гольчихинской свиты в скв. Южно-Носковская-318 и Пайяхская-1. Нерастворимым остаткам гольчихинской свиты в скв. Пайяхская-4 в интервалах 3800-3815 м и 3890-3900 м свойственны повышенные величины $\delta^{13}\text{C}$ от -26,9 до -24,0 ‰, отвечающие террагенному типу ОВ.

Для яновстанской свиты с аквагенным типом ОВ в скв. Туколандо-Вадинская-320 величины $\delta^{13}\text{C}$ изменяются в широких пределах от -29,5 до -23,5 ‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ меньше 29,0 ‰, свойственные аквагенному ОВ, имеют две пробы с гл. 4078,0 и 4158,0 м. Для образца сиговской свиты (гл. 4262,0 м) III группы из скв. Туколандо-Вадинская-320 значение $\delta^{13}\text{C}$ НО составляет -24,7 ‰.

Для большей части образцов с террагенным типом ОВ **IV группы** изотопный состав углерода НО пород изменяется в пределах от -25,9 до -22,6 ‰ и указывает на связь ОВ с высшей наземной растительностью. Минимальными значениями изотопного состава углерода для этой группы характеризуются один образец из скв. Дерябинская-9 с гл. 3187,8 м (-26,4 ‰) и пробы гольчихинской свиты из скв. Пайяхская-4 (инт. 3627,0-3730,0 м) со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -28,3 до -25,8 ‰. В виду того, из пород не выделялись битумоиды и не выполнялись хромато-масс-спектрометрические исследования невозможно подтвердить тип ОВ гольчихинской свиты в скв. Пайяхская-4 по биомаркерным данным. Затруднена диагностика типа ОВ и по результатам пиролиза, т.к. водородный индекс для пород из инт. 3627,0-3730,0 м изменяется от 24 до 129 мг УВ/г $\text{C}_{\text{орг}}$ при катагенезе градации MK_2 . Однако результаты определения изотопного состава

углерода, в которых значения $\delta^{13}\text{C}$ попадают в область между террагенным и аквагенным ОВ (см. рисунок 3.17, в совокупности с результатами пиролиза ($\text{HI} > 80$ мг УВ/г $\text{C}_{\text{орг}}$) дает основание предполагать, что в некоторых образцах (глубины 3635,4, 3636,5, 3646,8, 3685,1 и 3718,9 м) можно диагностировать присутствие аквагенного вещества.

Керогены **I группы** террагенного и смешанного типа характеризуются повышенными значениями изотопного состава углерода, которые изменяются от -24,7 до -22,7 ‰.

Керогены пород **II группы** из верхних частей гольчихинской свиты (Пеляткинская и Ушаковская площади) и яновстанской свиты (скв. Озерная-10, гл. 3109,5 м) с подтвержденным аквагенным генезисом битумоидов, характеризуются относительно повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$ керогенов (-29,0...-27,3 ‰) по сравнению с типично аквагенным ОВ баженовской свитой Западной Сибири (-32,0...-28,9 ‰) (см. рисунок. 3.18).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ для керогенов пород **III группы** из скважины Южно-Носковская-318, битумоиды которых имеют преимущественно аквагенную природу, изменяются -24,1...-22,1 ‰. Керогены гольчихинской свиты в скв. Пайяхская-1 также имеют повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ – -24,5 и -24,4 ‰. Для аквагенного ОВ яновстанской и сиговской свит в скв. Туколандо-Вадинская-320 **III группы** величины изотопного состава углерода керогенов несколько ниже и равны -25,7 и -25,9 ‰.

Для керогенов террагенного генезиса из пород яновстанской, сиговской и точинской свит и нижней части гольчихинской свиты – **IV группы** величины $\delta^{13}\text{C}$ НОВ лежат в интервале -24,4...-22,9 ‰.

На изученных верхнеюрских отложениях северо-востока Западной Сибири эмпирически подтверждена следующая закономерность: легкий изотопный состав углерода керогенов соответствует пробам, в составе которых увеличивается доля липидных компонентов (содержание водорода, значение отношения $\text{H}/\text{C}_{\text{ат}}$) и нефтегазогенерационный потенциал (Рисунок 3.20).

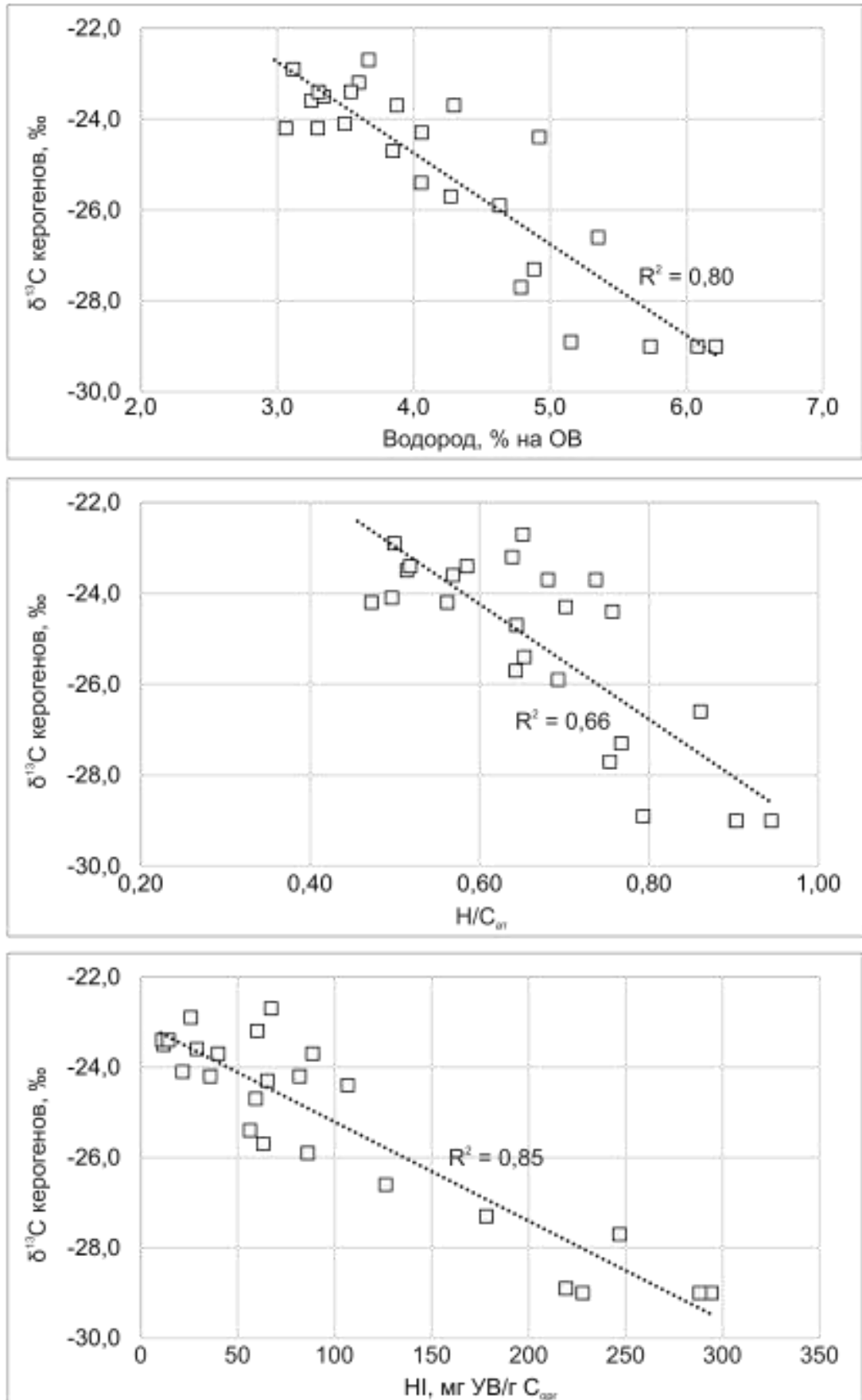


Рисунок 3.20 – Зависимости изотопного состава углерода керогенов от содержания водорода (а), величины атомного отношения H/C (б) и значений водородного индекса (в) керогенов

Утяжеление изотопного состава углерода керогенов пород, содержащих преимущественно аквагенные битумоиды (II и III группы), является следствием вовлечения в состав керогена более изотопно тяжелых гуминовых соединений, образовавшихся в результате взаимодействия углеводных и белковых компонентов исходной биомассы планктона в условиях морской среды по механизму реакции меланоидинообразования [Кодина, Галимов, 1984; Конторович и др., 1985а; Галимов, 1986]. Повышение значений $\delta^{13}\text{C}$ также связано с привнесом в состав исходного аквагенного ОВ изотопно тяжелых компонентов террагенного ОВ – лигнина и целлюлозы с окружающей суши вместе с терригенными осадками.

В керогенах в отличие от нерастворимых остатков пород содержание более легкого изотопа углерода, как правило, уменьшается. Разница $\delta^{13}\text{C}$ между керогенами и нерастворимыми остатками отдельных образцов изменяется от +3,2 до -6,3 ‰. Такие отклонения в изотопном составе углерода нерастворимых остатков изученных толщ и соответствующих керогенов, вероятно связаны с отбором на анализ небольшого объема пробы бескарбонатного остатка породы. Тогда как для выделения керогена используется большая навеска породы, характеризующая большую массу органического вещества, и значение изотопного состава углерода керогена получается средним по всему разрезу.

3.5. Содержание битумоидов и их групповой состав

Битуминологический анализ, включающий выделение хлороформенного битумоида и разделение его на фракции, а также изучение углеводородов в насыщенных фракциях, проведен для 130 проб кернового материала (см. таблицу 2.1). Для 17 образцов битумоидов ввиду малых навесок (менее 0,04 г) не проводилось разделение фракций смол и асфальтеновых компонентов.

На изменение содержания битумоидов в породах влияют главным образом два процесса – новообразование и первичная миграция битумоидов. Концентрации $b_{\text{хл}}$ возрастают с увеличением катагенеза, но не одинаково для разных типов ОВ. По данным А.Э. Конторовича с соавторами новообразование битумоида раньше начинается в аквагенном ОВ, слабо измененном в диагенезе; позже в террагенном ОВ, т.е. чем выше алифатичность исходного ОВ, тем раньше наступает максимум битуминизации ОВ. Установлено, что с глубиной погружения отложений и, стало быть, преобразованностью концентрации битумоидов и дисперсия их значений сначала растут, а затем, достигнув максимума, когда миграция углеводородов начинает преобладать над новообразованием, снижаются [Конторович и др., 1971; Геология..., 1975].

Битумоидный коэффициент β в совокупности с информацией о типе исследуемого органического вещества, степени его преобразованности и групповом составе битумоидов является важным показателем для выявления генетического генезиса битумоида: его сингенетичности или эпигенетичности по отношению к вмещающим породам. Расчет битумоидного коэффициента выполнялся по формуле: $\beta = b_{\text{хл}} * k * 100 \% / C_{\text{орг}}$, где $b_{\text{хл}}$ – это выход хлороформенных битумоидов (в %) и k – значения пересчетного коэффициента. Поскольку в работе определен элементный состав только для части изученных проб (32 керогена) и наблюдается большой разброс содержаний углерода для одной градации катагенеза, то в качестве пересчетного коэффициенты использовались усредненные значения, приведенные в работе [Богородская и др., 2005]. В среднем ошибка расчета коэффициента β по данным [Богородская и др., 2005] составляет 7 %.

Таблица 3.4 – Информация о количестве битумоидов, изученных в каждой группе, их выход и групповой состав

Группа	Площадь	№ Скважины	Свита	Интервал, м	Количество образцов	$V_{\text{вл}}$, % на породу	β , % на ОВ	Групповой состав битумоидов, % на битумоид									Насыщенные УВ/ ароматические УВ	Смолы/ Асфальтены	Углеводородный состав, %	
								углеводороды			смолы			асфальтеновые компоненты					насыщенные УВ	ароматические УВ
								насыщенные	ароматические	сумма	бензолы	спиргобензолы	сумма	асфальтогеновые кислоты	асфальтены	сумма				
I	Медвежья	316	яновстанская	1860,0-1880,0;	13	$\frac{0,01-0,06}{0,03}$	$\frac{0,6-4,5}{1,8}$	$\frac{9-26}{15}$	$\frac{11-18}{14}$	$\frac{22-40}{29}$	$\frac{9-21}{17(7)}$	$\frac{30-44}{38(7)}$	$\frac{42-63}{57(12)}$	$\frac{6-21}{13(7)}$	$\frac{2-15}{7(7)}$	$\frac{2-36}{14(12)}$	$\frac{0,7-1,8}{1,1}$	$\frac{1,2-33,2}{9,2}$	$\frac{41-64}{51}$	$\frac{36-59}{49}$
			сиговская	1992,6	1	0,04	1,4	10	25	35	16	38	54			11	0,4	5,1	27	73
			точинская	2057,2-2079,2	7	$\frac{0,02-0,07}{0,04}$	$\frac{1,6-3,9}{2,9}$	$\frac{6-8}{7}$	$\frac{8-20}{13}$	$\frac{16-26}{20}$	$\frac{11-18}{15}$	$\frac{28-41}{33}$	$\frac{43-56}{48}$	$\frac{12-25}{19}$	$\frac{8-18}{13}$	$\frac{20-40}{32}$	$\frac{0,3-1,0}{0,6}$	$\frac{1,1-2,8}{1,6}$	$\frac{22-49}{36}$	$\frac{51-78}{64}$
	Хабейская	2	гольчихинская	2025,0-2072,0	5	$\frac{0,02-0,04}{0,03}$	$\frac{1,2-1,9}{1,6}$	$\frac{7-13}{10}$	$\frac{14-19}{16}$	$\frac{21-29}{26}$	$\frac{12-17}{15}$	$\frac{38-45}{42}$	$\frac{50-60}{56}$	$\frac{10-18}{14}$	$\frac{3-6}{4}$	$\frac{13-21}{18}$	$\frac{0,5-0,9}{0,6}$	$\frac{2,4-4,6}{3,2}$	$\frac{33-47}{38}$	$\frac{53-67}{62}$
	Всего по I группе				26	$\frac{0,01-0,07}{0,03}$	$\frac{0,6-4,5}{2,0}$	$\frac{6-26}{12}$	$\frac{8-25}{14}$	$\frac{16-40}{26}$	$\frac{9-21}{15(20)}$	$\frac{28-45}{37(20)}$	$\frac{42-63}{54(25)}$	$\frac{6-25}{15(19)}$	$\frac{2-18}{9(19)}$	$\frac{2-40}{20(25)}$	$\frac{0,3-1,8}{0,8}$	$\frac{1,1-33,2}{5,7(25)}$	$\frac{22-64}{44}$	$\frac{36-78}{56}$
II	Пеляткинская	15	гольчихинская	3129,0-3143,0; 3145,0-3154,6	5	$\frac{0,11-0,32}{0,18}$	$\frac{5,4-8,6}{7,1}$	$\frac{30-37}{33}$	$\frac{17-23}{20}$	$\frac{51-60}{53}$	$\frac{20-22}{21}$	$\frac{19-28}{23}$	$\frac{39-47}{44}$	2 (3)	$\frac{1-4}{2(3)}$	$\frac{1-6}{3(5)}$	$\frac{1,4-2,0}{1,7}$	$\frac{6,6-78,3}{28,0}$	$\frac{58-67}{62}$	$\frac{33-42}{38}$
	Ушаковская	1	гольчихинская	3070,9-3099,7; 3166,4-3181,8	6	$\frac{0,10-0,27}{0,18}$	$\frac{5,1-9,3}{7,2}$	$\frac{26-34}{30}$	$\frac{17-20}{19}$	$\frac{44-52}{48}$	$\frac{19-21}{20}$	$\frac{22-25}{23}$	$\frac{40-45}{43}$	$\frac{2-5}{3}$	$\frac{4-6}{5}$	$\frac{6-11}{8}$	$\frac{1,4-2,0}{1,6}$	$\frac{4,1-6,8}{5,3}$	$\frac{58-66}{61}$	$\frac{34-42}{39}$
	Горчинская	1	яновстанская	2871,0-2885,0	4	$\frac{0,06-0,09}{0,07}$	$\frac{4,5-5,2}{4,7}$	$\frac{22-27}{25}$	$\frac{19-21}{20}$	$\frac{41-48}{45}$	$\frac{14-21}{18}$	$\frac{23-29}{25}$	$\frac{43-44}{43}$	$\frac{5-7}{6}$	$\frac{4-8}{6}$	$\frac{9-15}{11}$	$\frac{1,2-1,3}{1,3}$	$\frac{2,7-5,0}{4,0}$	$\frac{54-57}{55}$	$\frac{43-46}{45}$
	Озерная	10	яновстанская	3100,0-3130,0; 3260,0-3290,0	13	$\frac{0,06-0,22}{0,11}$	$\frac{3,6-7,7}{5,7}$	$\frac{19-34}{26}$	$\frac{14-18}{16}$	$\frac{33-49}{42}$	$\frac{11-21}{18}$	$\frac{22-31}{27}$	$\frac{42-49}{45}$	$\frac{4-8}{5}$	$\frac{3-13}{8}$	$\frac{7-20}{13}$	$\frac{1,3-2,4}{1,7}$	$\frac{2,2-7,0}{3,9}$	$\frac{57-70}{62}$	$\frac{30-34}{38}$
	Сузунская	4	яновстанская	3220,0-3249,0	2	0,09	1,7; 2,8	16; 19	19; 21	34; 40	20; 21	20; 25	40; 46	9; 10	6; 15	14; 25	0,8; 0,9	1,6; 3,2	45; 48	52; 55
	Туколандо-Вадинская	320	яновстанская	3790,0-3818,1; 3875,0-3903,6; 4009,0	9	$\frac{0,06-0,20}{0,09}$	$\frac{5,1-11,1}{6,5}$	$\frac{19-38}{26}$	$\frac{16-19}{17}$	$\frac{36-56}{43}$	$\frac{12-22}{15}$	$\frac{22-37}{28}$	$\frac{35-53}{43}$	$\frac{1-7}{5(8)}$	$\frac{6-13}{9(8)}$	$\frac{8-19}{14}$	$\frac{1,1-2,1}{1,5}$	$\frac{1,9-6,4}{3,6}$	$\frac{52-67}{59}$	$\frac{33-48}{41}$
	Всего по II группе				39	$\frac{0,06-0,32}{0,12}$	$\frac{1,7-11,1}{5,9}$	$\frac{16-38}{27}$	$\frac{14-23}{18}$	$\frac{33-60}{45}$	$\frac{11-22}{18}$	$\frac{19-37}{26}$	$\frac{35-53}{44}$	$\frac{1-10}{5(36)}$	$\frac{1-15}{7(36)}$	$\frac{1-25}{11}$	$\frac{0,8-2,4}{1,5}$	$\frac{1,6-78,3}{7,1}$	$\frac{45-70}{60}$	$\frac{30-55}{40}$
III	Пайяхская	1	гольчихинская	4000,0-4029,0	3	$\frac{0,11-0,62}{0,32}$	$\frac{3,9-5,4}{4,7}$	$\frac{9-18}{14}$	$\frac{13-16}{14}$	$\frac{25-30}{28}$	$\frac{21-29}{25}$	$\frac{13-20}{16}$	$\frac{39-43}{41}$	$\frac{2-7}{5}$	$\frac{20-30}{26}$	$\frac{27-36}{31}$	$\frac{0,5-1,4}{1,0}$	$\frac{1,1-1,6}{1,3}$	$\frac{35-59}{48}$	$\frac{41-65}{52}$
	Южно-Носковская	318	гольчихинская	3978,2-4028,8; 4029,4-4036,4	6	$\frac{0,04-0,06}{0,05}$	$\frac{3,6-4,7}{4,2}$	$\frac{33-56}{47}$	$\frac{12-13}{12}$	$\frac{45-69}{59}$	$\frac{11-16}{13}$	$\frac{10-19}{15}$	$\frac{21-33}{28}$	$\frac{2-4}{3(5)}$	$\frac{3-11}{7(5)}$	$\frac{7-23}{13}$	$\frac{2,8-4,5}{3,8}$	$\frac{1,4-3,6}{2,5}$	$\frac{74-82}{79}$	$\frac{18-26}{21}$
	Туколандо-Вадинская	320	яновстанская	4065,0-4091,0; 4130,0-4160,0	6	$\frac{0,03-0,47}{0,16}$	$\frac{3,5-9,8}{6,0}$	$\frac{33-42}{36}$	$\frac{14-18}{16}$	$\frac{47-59}{52}$	$\frac{15-19}{16}$	$\frac{16-24}{19}$	$\frac{31-42}{35}$	$\frac{3-6}{4}$	$\frac{5-15}{9}$	$\frac{8-19}{12}$	$\frac{2,0-2,5}{2,3}$	$\frac{1,8-4,9}{3,2}$	$\frac{67-72}{69}$	$\frac{28-33}{31}$
			сиговская	4262,0	1	0,15	7,8	52	16	68	13	14	27	2	3	5	3,3	5,7	77	23
Всего по III группе				16	$\frac{0,03-0,62}{0,15}$	$\frac{3,5-9,8}{5,2}$	$\frac{9-56}{37}$	$\frac{12-18}{14}$	$\frac{25-69}{51}$	$\frac{11-29}{16}$	$\frac{10-27}{17}$	$\frac{21-43}{33}$	$\frac{2-7}{4(15)}$	$\frac{3-30}{11(15)}$	$\frac{5-36}{15}$	$\frac{0,5-4,5}{2,7}$	$\frac{1,1-5,7}{2,7}$	$\frac{35-82}{69}$	$\frac{18-65}{31}$	

Примечание – В числителе приведены минимальное и максимальное значение параметра, в знаменателе – среднее арифметическое значение и в круглых скобках число проб, по которым посчитано среднее, если оно не совпадает с общим количеством исследованных образцов.

Таблица 3.4 – Информация о количестве битумоидов, изученных в каждой группе, их выход и групповой состав

Группа	Площадь	№ Скважины	Свита	Интервал, м	Количество образцов	V _{вл} , % на породу	β, % на ОВ	Групповой состав битумоидов, % на битумоид									Насыщенные УВ/ ароматические УВ	Смолы/ Асфальтены	Углеводородный состав, %	
								углеводороды			смолы			асфальтеновые компоненты					насыщенные УВ	ароматические УВ
								насыщенные	ароматические	сумма	бензолы	спиртобензолы	сумма	асфальтеновые кислоты	асфальтены	сумма				
IV	Аномальная	51	гольчихинская	3549,0-3553,0	1	0,02	3,3	19	15	34	26	25	51	3	12	15	1,3	3,5	56	44
	Дерябинская	9	гольчихинская	3169,6; 3187,8	2	0,04	1,0	21; 23	18; 19	38; 42	20	18	38	9	11; 14	20; 23	1,1; 1,2	1,7; 1,9	54; 55	45; 46
	Нанадянская	310	гольчихинская	3417,0-3445,0	3	<u>0,07-0,09</u> 0,08	<u>5,8-7,2</u> 6,3	<u>27-31</u> 29	<u>16-18</u> 17	<u>43-47</u> 46	<u>16-18</u> 18	22	<u>39-41</u> 40	<u>4-5</u> 4	<u>9-12</u> 10	<u>13-17</u> 14	<u>1,6-1,8</u> 1,7	<u>2,4-3,2</u> 2,8	<u>61-65</u> 63	<u>35-39</u> 37
	Пайяхская	1	гольчихинская	4010,1	1	0,49	5,3	8	17	25			40	5	29	34	0,5	1,43	33	67
	Паютская	1	гольчихинская	3316,0-3331,5; 3337,5-3380,0	8	<u>0,02-0,11</u> 0,06	<u>3,4-5,4</u> 4,2	<u>19-32</u> 27	<u>17-19</u> 18	<u>37-50</u> 45	<u>14-27</u> 20 (6)	<u>14-27</u> 21 (6)	<u>37-46</u> 41 (7)	<u>3-6</u> 4 (6)	<u>10-16</u> 12 (6)	<u>9-20</u> 15 (7)	<u>1,0-1,8</u> 1,5	<u>2,2-4,4</u> 2,8	<u>50-64</u> 58	<u>36-50</u> 42
	Среднеяровская	3	гольчихинская	3250,0-3296,0	6	<u>0,01-0,08</u> 0,03	<u>1,2-3,5</u> 1,9	<u>11-22</u> 17	<u>10-17</u> 14	<u>23-36</u> 31	<u>16-39</u> 24	<u>25-42</u> 35	<u>53-64</u> 58	0 (4); 8 (1)	<u>8-17</u> 11 (5)	<u>3-24</u> 11	<u>0,9-1,7</u> 1,3	<u>2,2-19,4</u> 7,5	<u>47-63</u> 55	<u>37-53</u> 45
	Среднеяровская	4	гольчихинская	3289,0-3317,5	3	<u>0,03-0,05</u> 0,04	<u>2,7-3,1</u> 2,9	<u>17-26</u> 21	<u>15-18</u> 17	<u>35-42</u> 37	<u>30-34</u> 32	<u>20-23</u> 21	<u>51-55</u> 53	3	<u>5-10</u> 8	<u>5-14</u> 10	<u>1,0-1,7</u> 1,3	<u>3,7-9,6</u> 6,2	<u>49-63</u> 55	<u>37-51</u> 45
	Горчинская	1	точинская	2991,3-3019,7	14	<u>0,03-0,07</u> 0,04	<u>2,6-3,6</u> 3,1	<u>14-23</u> 18	<u>16-22</u> 19	<u>32-42</u> 37	<u>15-24</u> 18	<u>22-31</u> 25	<u>37-48</u> 43	<u>6-11</u> 9	<u>6-19</u> 12	<u>11-28</u> 20	<u>0,7-1,3</u> 1,0	<u>1,4-4,5</u> 2,4	<u>41-56</u> 49	<u>44-59</u> 51
	Озерная	10	яновстанская	3540,0-3560,0	6	<u>0,13-0,27</u> 0,20	<u>4,0-8,9</u> 6,9	<u>7-12</u> 9	<u>12-16</u> 14	<u>19-27</u> 23	<u>14-21</u> 17	<u>14-24</u> 18	<u>30-39</u> 35	<u>8-12</u> 9	<u>28-37</u> 33	<u>36-46</u> 42	<u>0,6-0,8</u> 0,6	<u>0,7-1,0</u> 0,8	<u>35-44</u> 39	<u>56-65</u> 61
			сиговская	3607,0-3645,0	4	<u>0,15-0,23</u> 0,18	<u>6,7-9,1</u> 8,2	<u>5-9</u> 8	<u>12-16</u> 14	<u>18-25</u> 22	<u>16-23</u> 19	<u>12-16</u> 14	<u>30-37</u> 33	<u>8-9</u> 8	<u>33-40</u> 37	<u>41-48</u> 45	<u>0,3-0,8</u> 0,5	<u>0,6-0,9</u> 0,8	<u>25-43</u> 34	<u>57-75</u> 66
Туколандо-Вадинская	320	яновстанская	4264,0	1	0,23	4,5	12	18	30	19	12	31	8	31	39	0,6	0,8	40	60	
Всего по IV группе					49	<u>0,01-0,49</u> 0,09	<u>1,2-9,1</u> 4,2	<u>5-32</u> 18	<u>10-22</u> 17	<u>18-50</u> 35	<u>14-39</u> 20 (43)	<u>12-42</u> 23 (43)	<u>30-64</u> 43 (47)	<u>0-12</u> 6 (43)	<u>5-40</u> 18 (43)	<u>3-48</u> 23 (47)	<u>0,3-1,8</u> 1,1	<u>0,6-19,4</u> 3,0 (47)	<u>25-65</u> 50	<u>35-75</u> 50
Всего по верхней юре																				

Примечание – В числителе приведены минимальное и максимальное значение параметра, в знаменателе – среднее арифметическое значение и в круглых скобках число проб, по которым посчитано среднее, если оно не совпадает с общим количеством исследованных образцов.

В качестве основных генетических типов битумоидов по отношению к вмещающей породе выделяют: 1. сингенетичные или автохтонные – битумоиды образовавшиеся из присутствующего в породе РОВ и не претерпевшие никакого перемещения; 2. паравтохтонные – подвижная часть сингенетичных битумоидов, оторвавшаяся от первичного органо-минерального комплекса и претерпевшая лишь незначительное перемещение в пределах материнской для нее породы; 3. эпигенетичные или аллохтонные – подвижная часть битумоида отделившаяся от сингенетичных и переместившаяся за пределы материнского для нее пласта; 4. миграционные остаточные – часть эпигенетичных битумоидов, сорбированных породой в процессе их миграции по пласту; 5. остаточные – автохтонные утратившие наиболее подвижные в данных геологических условиях компоненты (микронефть) вследствие первичной миграции [Вассоевич, 1958].

Значения выходов хлороформенных битумоидов для изученной коллекции образцов изменяются от 0,01 до 0,62 % на породу. В целом в исследованных образцах подтверждается выявленная ранее закономерность между изменением содержания $C_{орг}$ и концентрациями битумоидов в породах: увеличение или уменьшение содержания первого влечет за собой изменение в том же направлении концентраций второго [Конторович и др., 1971, 1974; Геология..., 1975]. Повышение значения количества хлороформенного битумоида против фонового значения, если это не связано с общим увеличением содержания в породе ОВ, может указывать на наличие в породе перемещенного битумоида и, наоборот, снижение – о миграции углеводородов из породы и остаточном характере битумоида [Корчагина, Четверикова, 1980].

Для большей части – 91 образец (70 % выборки) значения выходов хлороформенных битумоидов не превышают 0,10 % на породу (см. рисунок 3.21). К этим пробам относятся битумоиды гольчихинской свиты из скважин Аномальная-51, Дерябинская-9, Нанадянская-310, Паютская-1, Средняяровская-3 и 4, Хабейская-2 и Южно-Носковская-318, и битумоиды яновстанской, сиговской и точинской свит из скважин Медвежья-316, Горчинская-1, Озерная-10 (инт. 3260-

3290 м), Сузунская-4 и Туколандо-Вадинская-320 (за исключением 3 образцов яновстанской свиты гл. 4009,0, 4070,0 и 4131,0 м).

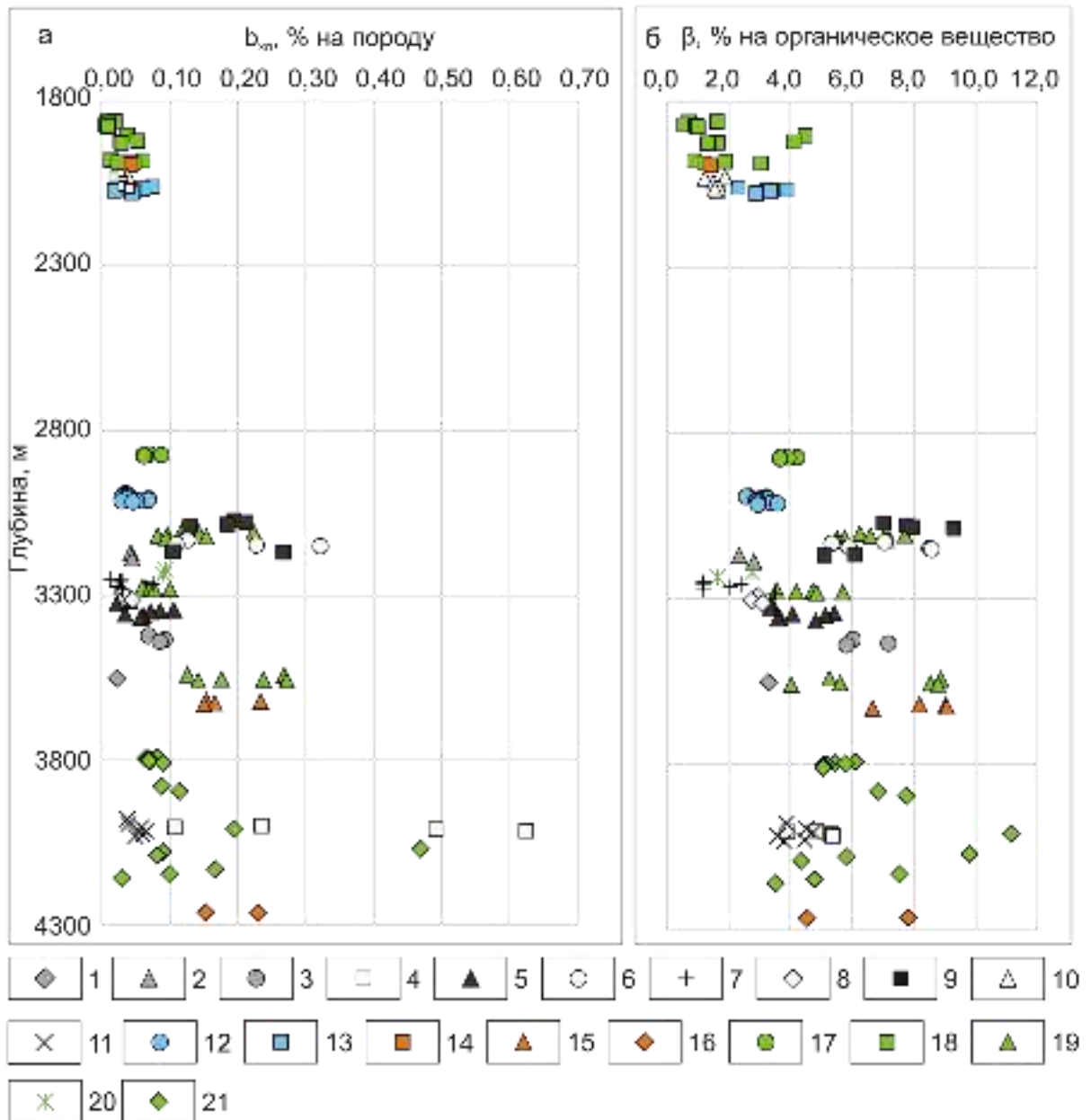


Рисунок 3.21 – Зависимость значений содержаний битумоидов (а) и битумоидного коэффициента (б) от глубины отбора образцов

Условные обозначения: гольчихинская свита: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-9, 3-Нанадянская-310, 4-Пайяхская-1, 5-Паютская-1, 6-Пеляткинская-15, 7-Среднеяровская-3, 8-Среднеяровская-4, 9-Ушаковская-1, 10-Хабейская-2, 11-Южно-Носковская-318; точинская: 12-Горчинская-1, 13-Медвежья-316; сиговская: 14-Медвежья-316, 15-Озерная-10, 16-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская: 17-Горчинская-1, 18-Медвежья-316, 19-Озерная-10, 20-Сузунская-4, 21-Туколандо-Вадинская-320.

Повышенными концентрациями битумоидов характеризуются пробы гольчихинской свиты из скв. Ушаковская-1 и Пеляткинская-15, где выхода битумоидов изменяются от 0,10 до 0,32 % на породу, среднее содержание равно

0,18 %. В образцах яновстанской (инт. 3100,0-3130,0) свиты из скв. Озерная-10 концентрации $b_{\text{хл}}$ изменяются от 0,08 до 0,22 % на породу (среднее 0,13 %). Для трех проб яновстанской свиты из скв. Туколандо-Вадинская-320 с глубин 4009,0, 4070,0 и 4131,0 м содержания битумоидов равны 0,20, 0,47 и 0,17 % на породу. Повышенные значения $b_{\text{хл}}$ в породе не связанные с высоким содержанием $S_{\text{орг}}$ могут свидетельствовать об аквагенном типе ОВ этих пород и/или о миграционном характере битумоидов. Как было выявлено ранее для аквагенного ОВ характерны большие концентрации битумоида, поскольку аквагенный материал богаче липидной составляющей, чем террагенный [Вассоевич, 1973; Конторович и др., 1971, 1974; Корчагина, Четверикова, 1980]. Аквагенная природа ОВ гольчихинской свиты в скв. Пеляткинская-15 и Ушаковская-1 и яновстанской свиты в скв. Озерная-10 и Туколандо-Вадинская-320 подтверждается распределением углеводов-биомаркеров в составе насыщенных фракций.

Образцы из нижней части яновстанской (3540,0-3560,0 м) и сиговской свит в скв. Озерная-10 с террагенным типом ОВ по распределению углеводов-биомаркеров также характеризуются повышенными значениями $b_{\text{хл}}$ – в среднем равными 0,49 % на породу. Как будет показано далее при рассмотрении изменения битумоидного коэффициента и группового состава этих битумоидов, повышение выходов битумоидов в этих образцах связано с их миграционным характером.

Высокие значения выходов битумоидов от 0,11 до 0,62 % на породу в гольчихинской свите в скв. Пайяхская-1 связаны с высокими содержаниями органического углерода в породах 2,3-9,9 % на породу.

Тип битумоида зачастую определяют по диаграмме Успенского-Вассоевича – зависимости между содержанием органического углерода и битумоидным коэффициентом. Соблюдение закономерности, когда с увеличением дисперсности ОВ доля битуминозных компонентов в нем растет, надежный показатель сингенетичности битумоидов; отсутствие ее, как и чрезмерно высокие значения, указывают на эпигенетичность битумоидов [Методы..., 1975]. В изученной коллекции на диаграмме Успенского-Вассоевича четкого разделения битумоидов по отношению к вмещающим породам не прослеживается, что скорее всего,

связано с малым изменением значений $C_{орг}$ (Рисунок 3.22). Поэтому разделение битумоидов на сингенетичные, паравтохтонные, остаточные и их смешанные разности выполнено отдельно для преимущественно аквагенного (II и III группы) и террагенного (I и IV группы) ОВ в зависимости от группового состава, значений коэффициента β и степени преобразованности.

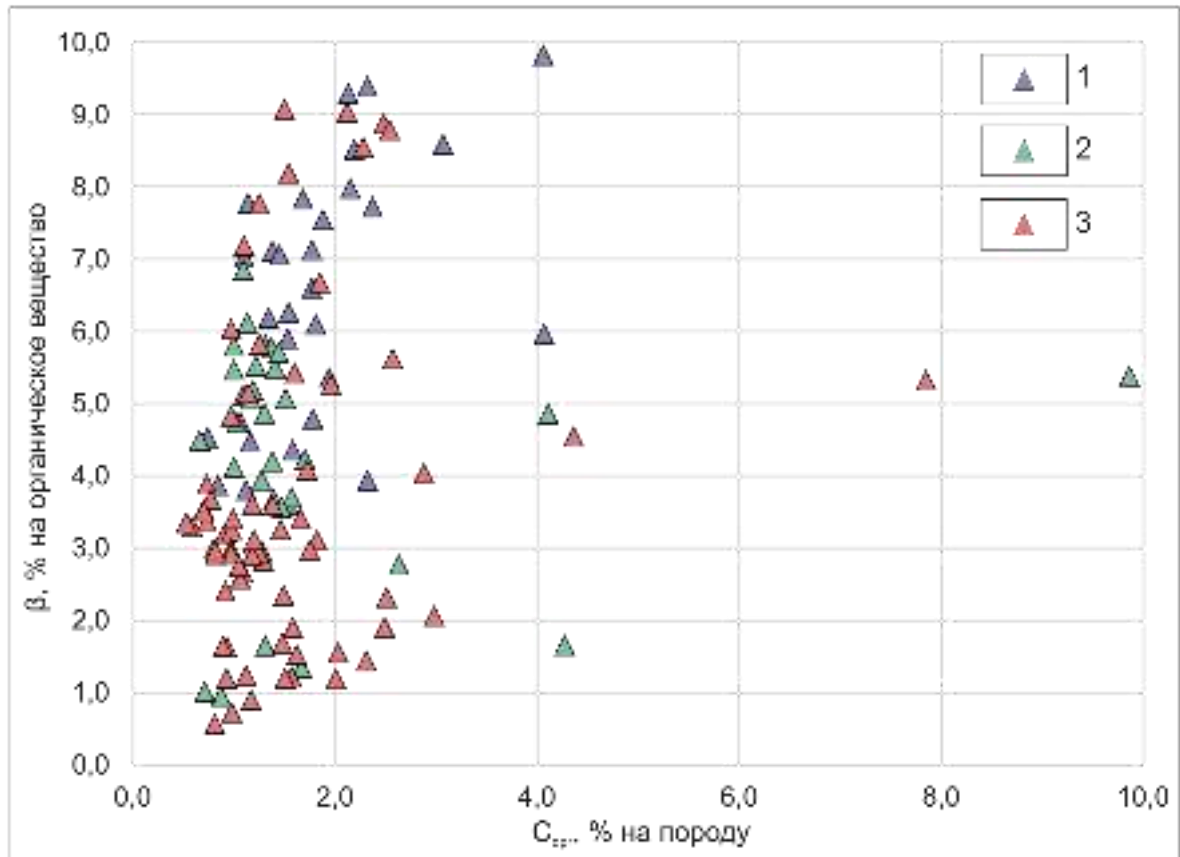


Рисунок 3.22 – Зависимость Успенского-Вассоевича

Условные обозначения: тип ОВ битумоидов: 1 - аквагенный, 2 - смешанный, 3 – террагенный.

Анализ закономерностей изменения битумоидного коэффициента β с глубиной отбора проб показал, что изученные породы с преимущественно аквагенным типом ОВ содержат как автохтонные, так и миграционные битумоиды (Рисунок 3.23а). Значения коэффициента β больше 6,0 % на ОВ для битумоидов из скважин Пеляткинская-15, Ушаковская-1 и Озерная-10 и значения β равные 11,1 % и 9,8 % на ОВ для битумоидов из скв. Туколандо-Вадинская-320 (гл. 4009,0 и 4070,0 м) позволяют рассматривать их как миграционные. В их групповом составе концентрации УВ изменяются от 42 до 56 %, смол – от 21 до 35 % и асфальтенов – от 2 до 15 % на битумоид (Рисунок 3.24а). Схожие групповой и

углеводородный составы битумоидов автохтонных и миграционных позволяют предположить, что они являются паравтохтонными.

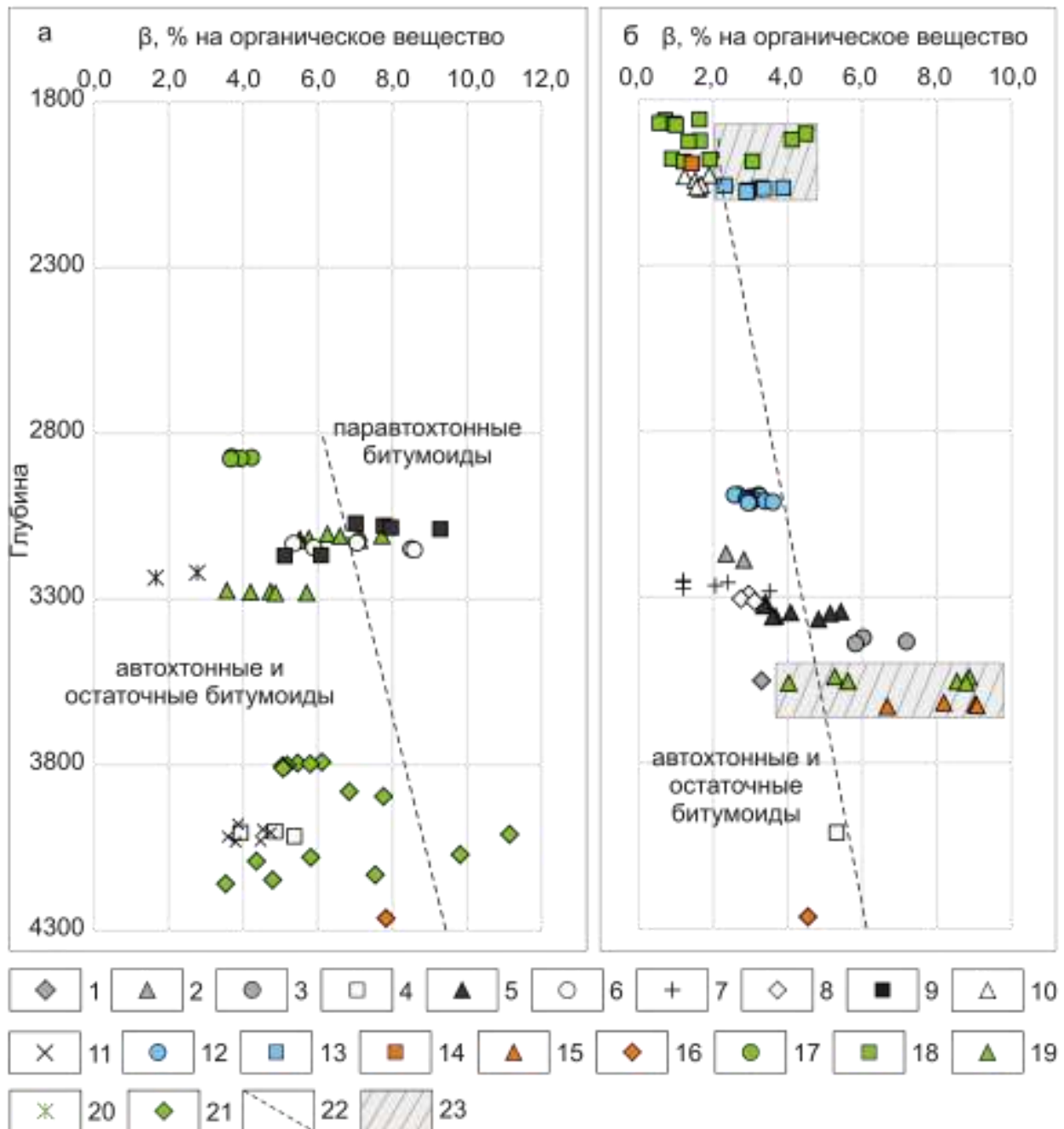


Рисунок 3.23 – Зависимость значений коэффициента β от глубины отбора образцов: а - для преимущественно аквагенного ОВ (II и III группы) и террагенного ОВ (I и IV группы)

Условные обозначения: гольчихинская свита: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-9, 3-Нанадянская-310, 4-Пайяхская-1, 5-Паютская-1, 6-Пеляткинская-15, 7-Среднеяровская-3, 8-Среднеяровская-4, 9-Ушаковская-1, 10-Хабейская-2, 11-Южно-Носковская-318; точинская свита: 12-Горчинская-1, 13-Медвежья-316; сиговская свита: 14-Медвежья-316, 15-Озерная-10, 16-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская свита: 17-Горчинская-1, 18-Медвежья-316, 19-Озерная-10, 20 - Сузунская-4, 21 - Туколандо-Вадинская-320; 22-линия разделяющая паравтохтонные и автохтонные, остаточные битумоиды, 23-область смеси автохтонных и остаточных миграционных битумоидов.

Для аквагенных битумоидов из нижней части гольчихинской свиты в скважинах Пайяхская-1 и Южно-Носковская-318 зафиксированы низкие значения коэффициента β – 3,6-5,4 %. В битумоидах из скв. Пайяхская-1 отмечаются повышенные концентрации асфальтенов 27-36 %, тогда как доля углеводов составляет 25-30 % (см. рисунок 3.24в, 3.24г). Повышенная доля асфальтенов в совокупности с низкими значениями битумоидного коэффициента указывает на то, что битумоиды из скв. Пайяхская-1 являются остаточными. По-видимому, влияние на групповой состав битумоидов этих пород оказал и вклад в ОВ значительного количества углефицированного растительного детрита. Для большей части битумоидов из скв. Южно-Носковская-318 концентрации УВ достигают 60-69 %, содержания асфальтенов составляют 7-12 % на битумоид. Такой групповой состав связан с «благородным», алифатическим составом зрелого ОВ (МК₂-МК₃¹) этой части разреза. Для двух битумоидов скважины Южно-Носковская-318 (гл. 3978,4 и 3994,4 м) характерны обогащенность асфальтеновыми компонентами (14 % и 23 % на битумоид) и более низкие концентрации углеводородной фракции (53 % и 45 %). Наблюдаемые изменения группового состава по разрезу свидетельствуют о процессах перераспределения УВ внутри толщи. Совокупность всех параметров позволяет рассматривать эти битумоиды как остаточные, возможно с небольшой примесью паравтохтонных битумоидов.

В скв. Туколандо-Вадинская-320 отмечается значительная вариация битумоидного коэффициента – от 3,5 до 11,2 % на ОВ. Два аквагенных битумоида из нижней части яновстанской свиты Туколандо-Вадинской (гл. 4090,0 и 4131,0 м) с низкими значениями коэффициента β и высокими концентрациями асфальтеновых компонентов (17 и 19 % на битумоид) можно рассматривать как остаточные. Изменение группового состава (см. рисунок 3.24в) и вариации значений β в яновстанской свите из скв. Туколандо-Вадинская-320 подтверждает автохтонный и паравтохтонный (с повышенными значениями β) характер битумоидов и указывают на перераспределения подвижных УВ внутри толщи.

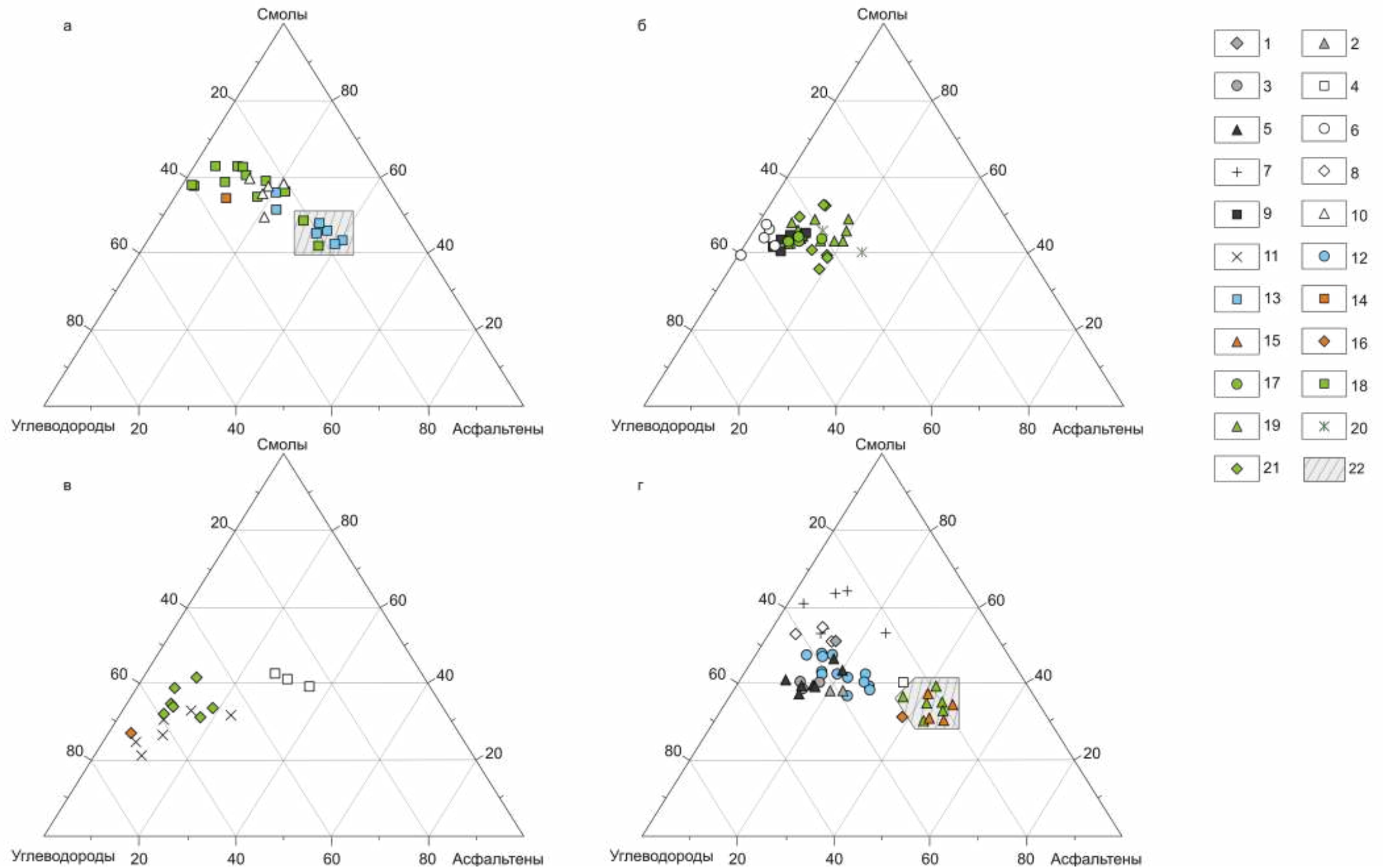


Рисунок 3.24 – Тригонограммы распределения элементов группового состава битумоидов по группам: а – I группа, б – II группа, в - III группа, г – IV группа

Условные обозначения: гольчихинская свита: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-9, 3-Нанадянская-310, 4-Пайяхская-1, 5-Паютская-1, 6-Пеляткинская-15, 7-Среднеяровская-3, 8-Среднеяровская-4, 9-Ушаковская-1, 10-Хабейская-2, 11-Южно-Носковская-318; точинская свита: 12-Горчинская-1, 13-Медвежья-316; сиговская свита: 14-Медвежья-316, 15-Озерная-10, 16-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская свита: 17-Горчинская-1, 18-Медвежья-316, 19-Озерная-10, 20-Сузунская-4, 21-Туколандо-Вадинская-320; 22-область смеси автохтонных и остаточных миграционных битумоидов.

В скв. Озерная-10 часть образцов пород, содержащих террагенные битумоиды, также имеет повышенные значения битумоидного коэффициента (см. рисунок 3.23б). Битумоиды яновстанской (инт. 3540,0-3560,0 м) и сиговской (инт. 3607,0-3645,0 м) свит при достаточно высоких значениях битумоидного коэффициента от 4,0 до 9,1 % на ОВ выделяются аномально высокими содержаниями асфальтенов (41-48 % на битумоид) и низкими концентрациями углеводородной фракции (18-27 % на битумоид). Среди углеводородных компонентов ароматические (12-16 %) преобладают над насыщенными (5-12 %). На групповой состав битумоидов вероятно могли повлиять несколько факторов. Первый связан с особенностями состава террагенного органического вещества изучаемого интервала. Второй, по-видимому, наиболее существенный, фактор: восходящая миграция УВ из более глубоких горизонтов, вызвавшая перемещение легких наиболее подвижных компонент из толщи и увеличение содержания тяжелой асфальтеновой части. Ранее Д.С. Сороковым и Г.Д. Гинсбургом [Сороков, Гинсбург, 1977] отмечалось, что состав меловых газов на Озерной площади отличается от газов из одновозрастных отложений западных районов Мессояхской наклонной мегагряды более тяжелым составом (C_{2+} до 3,76 %). По их мнению, это вызвано либо особенностями состава террагенного ОВ газопродуцирующих толщ, либо миграцией УВ из более глубоких отложений. Миграционные процессы и присутствие в составе битумоидов аллохтонной/параавтохтонной асфальтовой компоненты не должны были исказить распределение углеводородов в насыщенных фракциях (см. раздел 3.6).

В битумоидах из скв. Медвежья-316 содержание асфальтенов значительно варьирует от 2 до 40 % на битумоид. Пробы точинской и яновстанской свит с повышенными концентрациями асфальтенов больше 30 % на битумоид и значениями β больше 2,5 % на ОВ содержат аллохтонную асфальтеновую компоненту.

Групповой состав террагенных битумоидов гольчихинской свиты из скв. Нанадянская-310 и Паютская-1 (углеводороды 43-49 %, асфальтены 13-17 %, смолы 37-41 % на битумоид) с повышенными значениями коэффициента β (4,8-

7,2 % на ОВ) схож с остальными автохтонными битумоидами террагенного типа других скважин, что позволяет отнести их к паравтохтонным (см. рисунок 3.24г).

Все остальные битумоиды следует рассматривать как сингенетичные автохтонные, практически не затронутые процессами эмиграции.

Для изученных битумоидов был выполнен анализ изменения концентраций насыщенных и ароматических соединений, а также тяжелых – асфальтовых и смолистых компонентов от глубины отбора образцов и степени преобразованности ОВ (Рисунки 2.25 и 2.26).

Концентрации углеводородов для всей изученной коллекции изменяются от 16 до 69 % на битумоид, при этом наибольшим разбросом характеризуются насыщенные углеводороды 5-56 %, а содержание ароматических углеводородов изменяется в более узком пределе от 8 до 25 % (среднее значение по 130 битумоидам равно 16 %) (см. рисунок 3.25).

Распределение аренов (см. рисунок 3.25б) характеризуется некоторым увеличением их количества (14-23 % на битумоид) на глубинах от 2800 до 3500 м, отвечающих градациям $МК_1^2$ - $МК_2$ (главная фаза нефтеобразования). Содержание смол во всех изученных битумоидах варьирует от 21 до 64 % и направленно уменьшается согласно представлениям об изменении группового состава с увеличением катагенеза ОВ и перехода этих компонентов после утраты кислотных и спиртовых групп в УВ [Геология..., 1981]. Из общей корреляционной зависимости (Рисунок 3.26а) выбиваются пробы гольчихинской свиты Аномальной и Среднеяровской площадей, где их концентрации равны 51-64 % на битумоид. Бензольные смолы составляют 9-36 %, а спиртобензольные – 10-45 % от битумоида. Для большей части изученной коллекции, за исключением гольчихинской свиты в скважинах Среднеяровская-4 и Пайяхская-1, сиговской свиты в скв. Озерная-10 и Туколандо-Вадинская-320 (гл. 4264,0 м) и единичных проб с примерно равными концентрациями из других скважин явно преобладают спиртобензольные смолы (см. рисунок 3.26б). Доля асфальтовых компонентов изменяется от 1 до 48 % на битумоид. Большая часть изученной выборки 92 % имеет концентрации меньше 25 % на битумоид (см. рисунок 3.26в).



Рисунок 3.25 – Диаграммы зависимости от глубины отбора образцов содержания насыщенных углеводородов (а), ароматических углеводородов (б) и суммарного содержания углеводородов (в) в битумоидах

Условные обозначения см. на рисунке 3.24

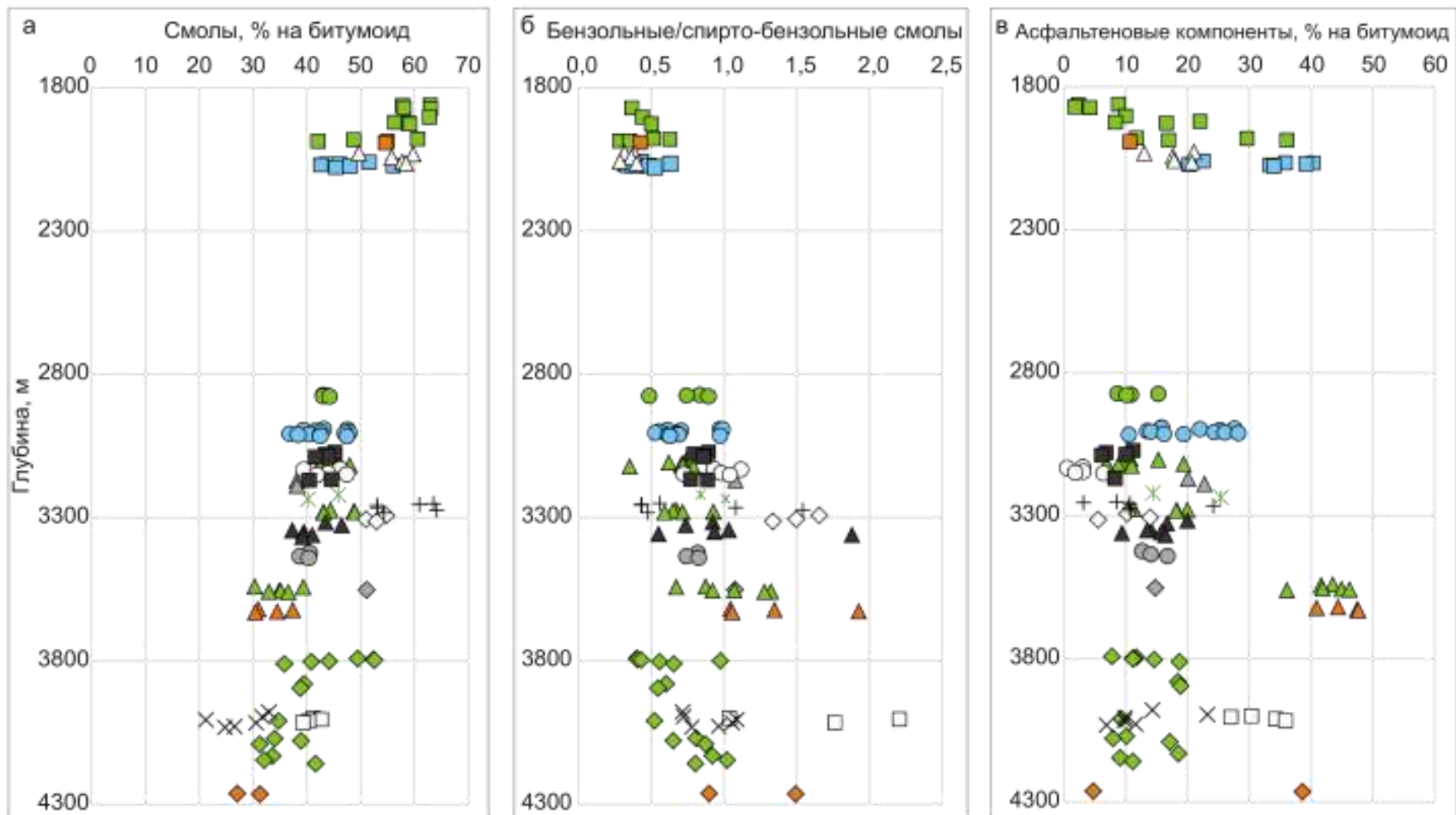


Рисунок 3.26 – Диаграммы зависимости от глубины отбора образцов содержания смол (а), изменения отношения содержания бензолных и спирто-бензолных смол (б) и суммарного содержания асфальтеновых компонентов (в) в битумоидах

Условные обозначения см. на рисунке 3.24

Образцы **I группы** из скв. Хабейская-2 и Медвежья-316 со слабо преобразованным ОВ характеризуются высокими содержаниями смол – от 42 до 63 % на битумоид (среднее 54 %). Доля спиртобензольных смол в пробах этой группы максимальна по всей изученной выборке и составляет в среднем 37 % на битумоид (разброс 28-45 %), отношение бензольные/спиртобензольные смолы минимально – 0,28-0,63. Значительное преобладание спиртобензольных смол над бензольными характерно для ОВ ранних стадий катагенеза и указывает на присутствие в составе битумоида кислородсодержащих соединений [Тиссо, Вельте, 1981; Справочник..., 1998]. Концентрации асфальтенов в битумоидах из скв. Медвежья-316 изменяются от 2 до 40 % на битумоид, для скв. Хабейская-2 – от 13 до 21 %. Максимальные значения асфальтенов (больше 30 % на битумоид) в скв. Медвежья-316 свойственны для битумоидов, содержащих остаточные асфальтеновые компоненты от миграционных битумоидов. Следует отметить, что большая часть образцов I группы характеризуются наибольшими содержаниями асфальтогеновых кислот в сравнении со всеми изученными битумоидами, которые в среднем составляют 15 % на битумоид (разброс от 6 до 25 %). Фракция асфальтогеновых кислот, как правило, характерна только для битумоидов ранних стадий литогенеза и их количество в битумоидах уменьшается с увеличением степени зрелости ОВ. Концентрации углеводов в I группе невелики – 16-40 % на битумоид. Среди углеводородных компонентов в составе битумоидов ароматические соединения преобладают над насыщенными (разброс значений отношения насыщенных к ароматическим УВ составляет 0,29-0,96). Исключение представляют образцы Медвежьей площади из интервала 1860,0-1880,0 м с низкими концентрациями асфальтенов (2-9 % на битумоид), в которых отношение насыщенные/ароматические УВ изменяются 1,3-1,8.

Повышенными концентрациями углеводородной составляющей в совокупности с минимальным содержанием асфальтеновых компонентов характеризуются пробы **II группы** аквагенного генезиса из скважин Пеляткинская-15, Ушаковская-1, Озерная-10 (инт. 3100,0-3130,0 м) и битумоиды яновстанской свиты со смешанным составом ОВ из скв. Горчинская-1 (см.

рисунок 3.21). Они содержат от 40 до 62 % на битумоид углеводородной компоненты, насыщенные УВ (25-37 %) превалируют 1,4-2,4 раза над ароматическими (15-23 %). Сравнение битумоидов эквивалентной степени катагенетического преобразования и разного генезиса в одной скважине (Горчинская-1 и Озерная-10) подтвердило, что битумоиды аквагенного типа отличаются большими содержаниями насыщенных углеводородов при примерно равных концентрациях ароматических соединений (см. рисунок 3.25). Ранее этот факт был установлен А.Э. Конторовичем с соавторами [Конторович и др., 1971; Геология..., 1975]. Асфальтены в этих битумоидах составляют в среднем 7 %, их минимальные концентрации (1-6 %) имеют образцы гольчихинской свиты Пеляткинской площади. Суммарное содержание смол достигает 39-47 % и их количество в среднем 4,8 раз выше, чем асфальтенов; в битумоидах гольчихинской свиты из скв. Пеляткинская-15 значения этого отношения достигают 6,6-78,3.

Наибольшими концентрациями углеводородной составляющей (45-69 % на битумоид) и повышенной алифатичностью (значения отношения насыщенных ароматических УВ больше 2,0) характеризуются более преобразованные в изученной коллекции (МК₂-МК₃¹) битумоиды аквагенного генезиса **III группы** из скв. Южно-Носковская-318 и скв. Туколандо-Вадинская-320. Содержание смол в этих пробах минимальное и в среднем составляет 31 % на битумоид (при разбросе от 21 до 45 %). Суммарное содержание асфальтеновых компонентов изменяется от 5 до 23 %. В битумоидах из скв. Пайяхская-1 III группы концентрации асфальтенов значительно выше – 27-36 %, что связано с более высоким содержанием террагенного материала в составе пород и их остаточной природой, смолы составляют 39-43 %, а доля углеводородов равна 25-30 % на битумоид. Отношение суммы смол к асфальтенам изменяется от 1,1 до 1,6. В аквагенном битумоиде с гл. 4004,0 м насыщенных углеводородов больше, чем аренов – 18 и 13 % соответственно. Для остальных проб характерно преобладание в составе битумоидов ароматических соединений над насыщенными либо их близкие содержания (отношение насыщенных к ароматическим УВ составляет 0,3-1,0).

Битумоиды террагенного генезиса **IV группы** характеризуются различным групповым составом. Максимальными концентрациями асфальтовых компонентов от 36 до 48 % на битумоид, низким содержанием углеводов (18-27 %) и смол (30-39 %) выделяются яновстанская (инт. 3540,0-3560,0 м) и сиговская свиты из скв. Озерная-10, один образец гольчихинской свиты из скв. Пайяхская-1 (4010,1 м) и сиговской свиты из скв. Туколандо-Вадинская-320 (4264,0 м). Отношение суммы смол к асфальтенам в этих битумоидах меньше либо близки к 1,0 (0,6-1,0). В углеводородах основную долю занимают ароматические соединения, которые преобладают над насыщенными в среднем в 1,8 раз. Ароматические УВ составляют 12-18 % от битумоида, тогда как на насыщенные приходится только 5-12 %. Как было сказано выше, групповому составу битумоидов из скв. Озерная-10 существует два объяснения: либо особенный террагенный состав ОВ, либо присутствие миграционной асфальтовой компоненты. Групповой состав террагенного битумоида гольчихинской свиты из скв. Пайяхская-1 зависит от тех же причины, что и аквагенные и смешанные битумоиды этой скважины. Битумоид яновстанской свиты из скв. Туколандо-Вадинская-320 вероятно имеет остаточную природу. Для остальных битумоидов группы асфальтовая составляющая значительно меньше – 5-28 % на битумоид, но в целом выше, чем в преимущественно аквагенных битумоидах II группы. Суммарное содержание смол составляет 37-64 % и углеводов – 23-50 %. Такой групповой состав битумоидов этих пород связан с террагенной природой их исходного ОВ. По опубликованным данным в работе [Корчагина, Четверикова, 1980] для битумоидов террагенного типа характерно более низкое количество УВ и более высокое содержание асфальтовых компонентов, чем в аквагенном и смешанном ОВ.

Неоднородность характеристик группового состава битумоидов в разрезе и по площади Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих районов Западной Сибири, наличие битумоидов разных генетических типов свидетельствует об интенсивном протекании процессов нефтегазообразования и перераспределения битумоидов в изученных верхнеюрских отложениях.

3.6. Геохимия углеводородов-биомаркеров в насыщенных фракциях битумоидов

3.6.1. Алканы нормального и изопреноидного строения

Ниже рассмотрено распределение концентраций нормальных и изопреноидных алканов на хроматограммах в выделенных группах битумоидов (Рисунок 3.27, Таблица 3.5). Для определения типа ОВ, его зрелости и условий раннего диагенеза использовалась диаграмма Коннона-Кассоу, основанная на отношениях $Pr/n-C_{17}$ и $Ph/n-C_{18}$ [Connan, Cassou, 1980; Peters et al., 2005] (Рисунок 3.28). Для оценки катагенеза ОВ также использовалось отношение четных и нечетных нормальных алканов состава $C_{24}-C_{34}$ (carbon preference index, CPI) (Рисунок 3.29а) [Peters et al., 2005].

Для битумоидов **I группы** в составе *n*-алканов отмечается два максимума. Первый, как правило, приходится на относительно низкомолекулярные углеводороды состава $C_{16}-C_{18}$, второй – на нечетные алканы в высокомолекулярной области $C_{23}-C_{29}$ (см. рисунок 3.27а). Для этой группы образцов не выявлена закономерность преобладания первого или второго максимума. Значения отношения $n-C_{27}/n-C_{17}$ варьируют в широком диапазоне от 0,3 до 2,6. Для I группы отношение суммы *n*-алканов к сумме изопреноидов $\Sigma n-C_i/\Sigma iso-C_i$ изменяются от 3,1 до 13,2. В повышенных концентрациях по сравнению с нормальным алканом состава C_{17} присутствует пристан ($Pr/n-C_{17}=0,5-1,4$, среднее 0,9). Отношение $Ph/n-C_{18}$ изменяется в интервале 0,2-0,9. На графике Коннона-Кассоу битумоиды находятся в области ОВ смешанного генезиса и низкой степени зрелости ОВ (см. рисунок 3.28). Для битумоидов I группы характерно преобладание концентраций пристана над фитаном ($Pr/Ph=1,1-3,8$). Исключение составляют две пробы яновстанской свиты в скв. Медвежья-316 (глубины отбора 1873,0 и 1877,0 м), где содержание фитана выше ($Pr/Ph = 0,8$ и $0,9$ соответственно). В среднем для битумоидов гольчихинской свиты значение параметра Pr/Ph выше (2,6), чем для проб яновстанской и точинской свит (1,7).

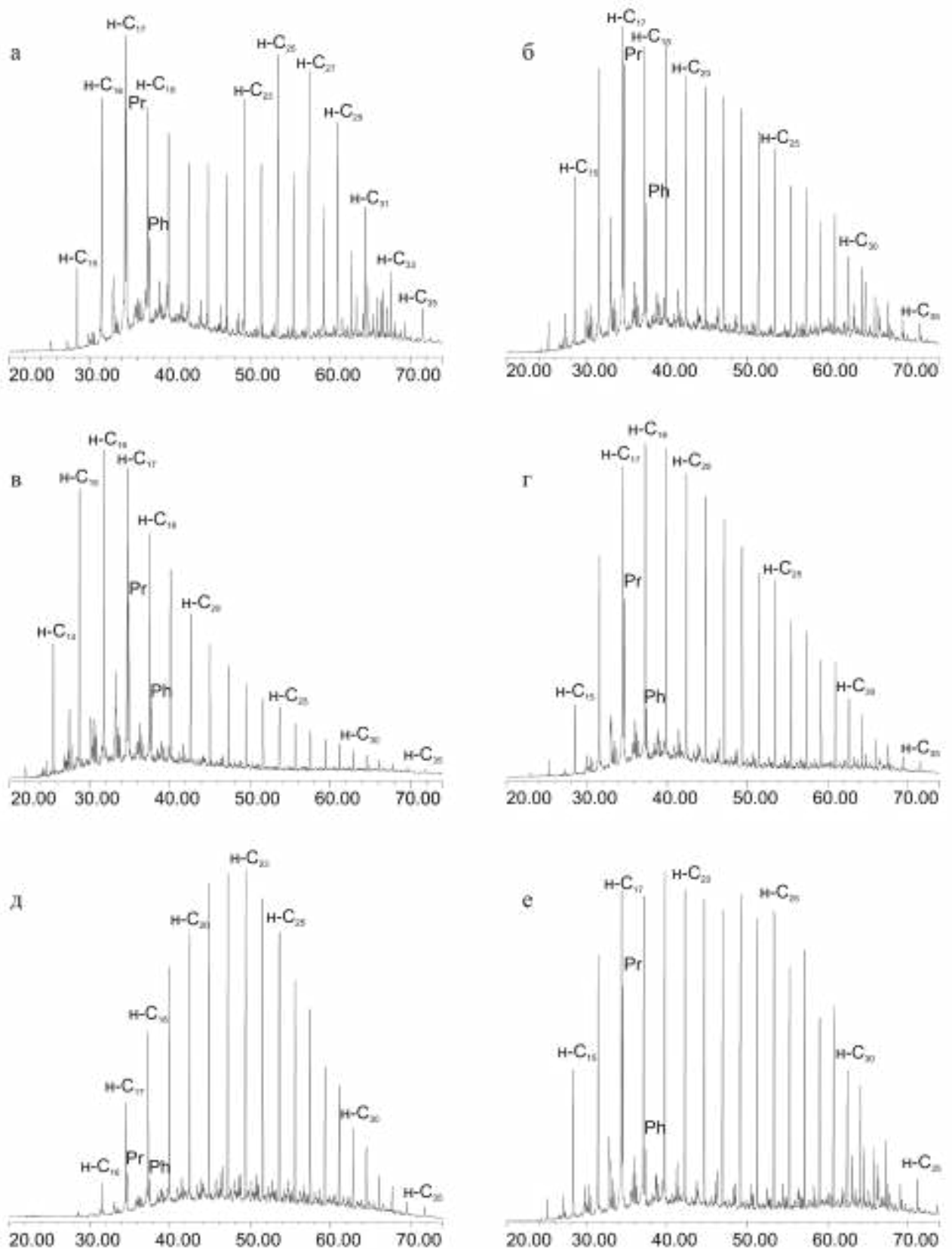


Рисунок 3.27 – Типовые хроматограммы распределения нормальных и изопреноидных алканов насыщенных фракций битумоидов для групп: I группа: а – яновстанская свита скв. Медвежья-316, гл. 1979,3 м; II группа: б – яновстанская свита скв. Озерная-10 (гл. 3100,3 м); III группа: в – яновстанская свита скв. Туколандо-Вадинская-320, гл. 4070,0 м; IV группа: г - гольчихинская свита Паютская-1, гл. 3316,0 м, д - гольчихинская свита Нанадянская-310, гл. 3423,3 м, е - гольчихинская свита Дерябинская-9, гл. 3187,8 м.

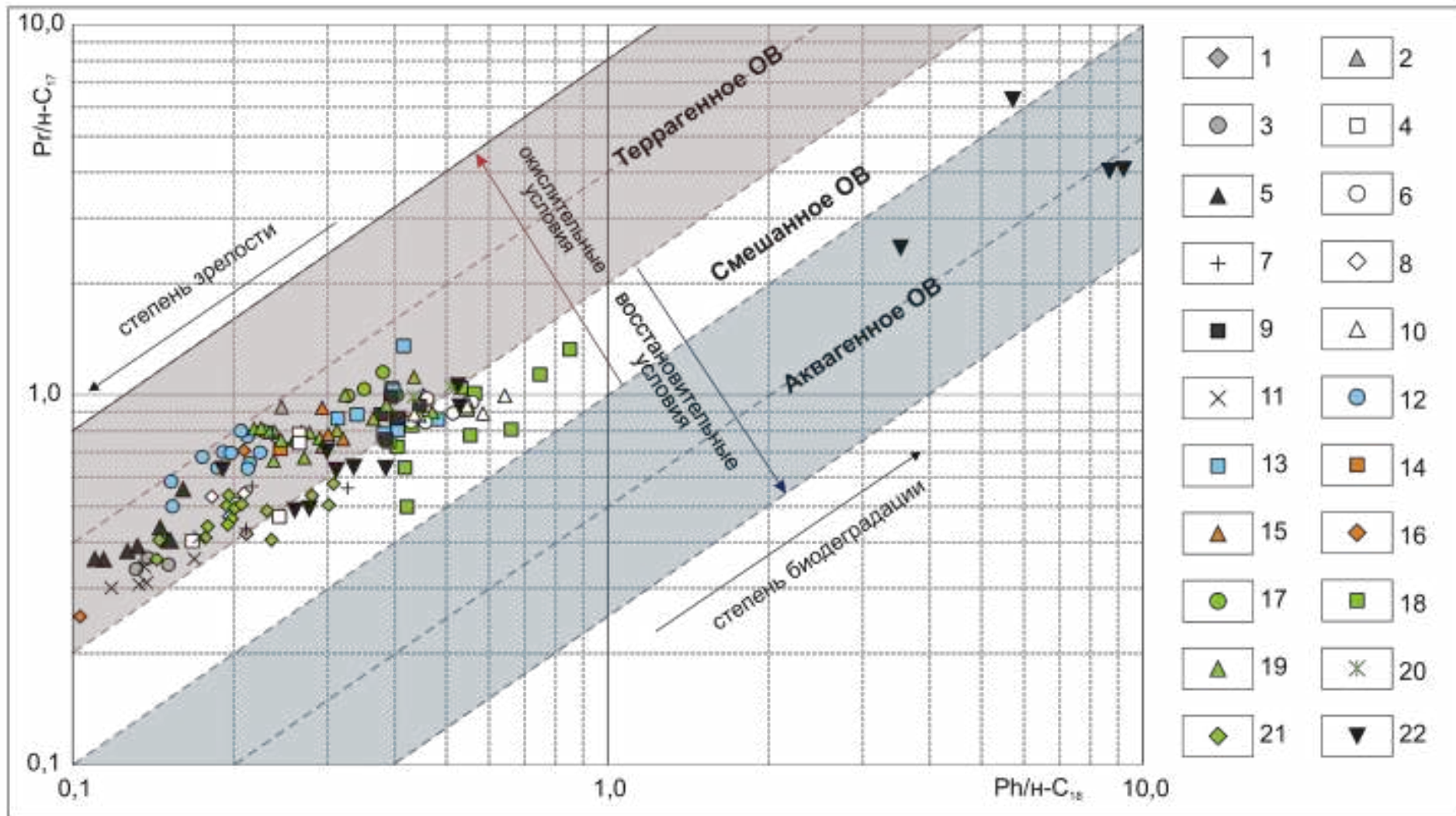


Рисунок 3.28 – Зависимость отношений пристан/н-алкан C_{17} и фитан/н-алкан C_{18} (график Коннона-Кассоу)

Условные обозначения: гольчихинская свита: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-9, 3-Нанадянская-310, 4-Пайяхская-1, 5-Паютская-1, 6-Пеляткинская-15, 7-Среднеярвовская-3, 8-Среднеярвовская-4, 9-Ушаковская-1, 10-Хабейская-2, 11-Южно-Носковская-318; точинская: 12-Горчинская-1, 13-Медвежья-316; сиговская: 14-Медвежья-316, 15-Озерная-10, 16-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская: 17-Горчинская-1, 18-Медвежья-316, 19-Озерная-10, 20-Сузунская-4, 21-Туколандо-Вадинская-320; 22-нефти.

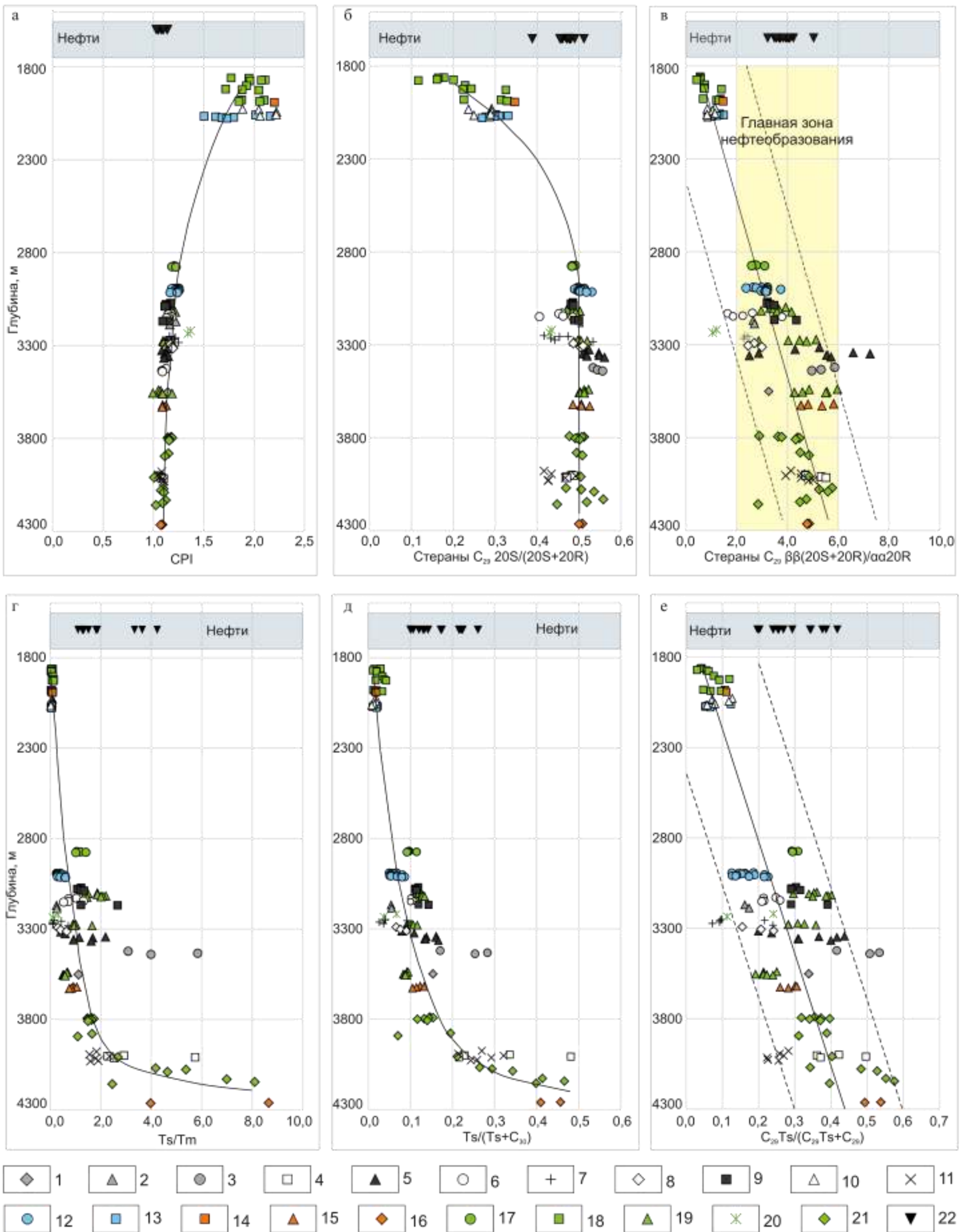


Рисунок 3.29 – Зависимости биомаркерных параметров зрелости от глубины отбора образцов: а - carbon preference index (CPI), б - отношение S и R изомеров стеранов C₂₉, в - отношение изостеранов и биостерана состава C₂₉, г - отношение трисноргопана (Ts) и триснорнеогопана (Tm), д - отношение трисноргопана и гопана C₃₀, е - отношение норметилгопана (C₂₉Ts) и адимантана C₂₉

Условные обозначения: гольчихинская свита: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-9, 3-Нанадянская-310, 4-Пайяхская-1, 5-Паютская-1, 6-Пеляткинская-15, 7-Среднеярковская-3, 8-Среднеярковская-4, 9-Ушаковская-1, 10-Хабейская-2, 11-Южно-Носковская-318; точинская: 12-Горчинская-1, 13-Медвежья-316; сиговская: 14-Медвежья-316, 15-Озерная-10, 16-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская: 17-Горчинская-1, 18-Медвежья-316, 19-Озерная-10, 20-Сузунская-4, 21-Туколандо-Вадинская-320; 22 – нефти.

Таблица 3.5 – Соотношения алкановых углеводородов в битумоидах и нефтях

Группа		$n-C_{27}/n-C_{17}$	CPI	Pr/Ph	Pr/ C_{17}	Ph/ C_{18}	$\Sigma n-C_i/\Sigma iso-C_i$
Органическое вещество пород	I	<u>0,3-2,6</u> 1,0	<u>1,5-2,2</u> 1,9	<u>0,8-3,8</u> 2,0	<u>0,5-1,4</u> 0,9	<u>0,2-0,9</u> 0,5	<u>3,1-13,2</u> 7,0
	II	<u>0,2-0,7</u> 0,5	<u>1,0-1,4</u> 1,2	<u>1,8-3,2</u> 2,5	<u>0,4-1,2</u> 0,8	<u>0,2-0,6</u> 0,4	<u>4,2-12,5</u> 6,6
	III	<u>0,1-0,4</u> 0,3	<u>1,0-1,1</u> 1,1	<u>1,9-3,2</u> 2,5	<u>0,2-0,7</u> 0,4	<u>0,1-0,3</u> 0,2	<u>5,1-12,5</u> 9,4
	IV	<u>0,1-1,9</u> 0,7	<u>1,0-1,3</u> 1,2	<u>1,4-3,9</u> 2,6	<u>0,3-0,9</u> 0,6	<u>0,1-0,3</u> 0,2	<u>4,8-21,8</u> 10,8
Нефти биodeградированные		<u>0,1-0,7</u> 0,4	-	<u>1,0-1,7</u> 1,4	<u>2,5-6,3</u> 4,2	<u>3,5-9,2</u> 6,8	<u>0,4-1,6</u> 0,9
Нефти небиodeградированные		<u>0,3-0,6</u> 0,5	<u>1,0-1,2</u> 1,1	<u>1,7-3,0</u> 2,1	<u>0,5-1,1</u> 0,7	<u>0,2-0,5</u> 0,4	<u>4,5-8,5</u> 6,3

Значения отношения четных и нечетных n -алканов состава C_{24} - C_{34} для I группы образцов самые высокие по всей изученной выборке и изменяются от 1,5 до 2,2 (см. рисунок 3.29а).

В битумоидах II группы преобладают n -алканы состава C_{16} , C_{17} , C_{18} и C_{19} (см. рисунок 3.27б). Их концентрации в среднем составляют 8,1, 9,2, 8,6 и 8,4 % на сумму n -алканов C_{10} - C_{40} соответственно. Отношение $n-C_{27}$ к $n-C_{17}$ изменяется от 0,2 до 0,7. По распределению алканов образцы II группы характеризуются относительно повышенными концентрациями изопреноидных алканов ($\Sigma n-C_i/\Sigma iso-C_i=4,2-8,0$). Исключение составляют битумоиды Туколандо-Вадинской площади, в которых концентрации n -алканов выше и отношение суммы нормальных алканов к сумме изопреноидов изменяется от 6,1 до 12,5. Концентрации пристана и алкана $n-C_{17}$ находятся на одном уровне ($Pr/n-C_{17}=0,8-1,2$) в битумоидах яновстанской свиты из скв. Горчинская-1, Озерная-10 (инт. 3100,0-3130,0 м), Сузунская-4 и гольчихинской свиты из скв. Пеляткинская-15 и Ушаковская-1. Несколько ниже концентрации пристана для проб яновстанской свиты в скв. Озерная-10 из интервала 3260,0-3290,0 м ($Pr/n-C_{17}=0,7-0,8$). Минимальными концентрациями пристана относительно n -алкана C_{17} ($Pr/n-C_{17}=0,4-0,6$) характеризуются образцы из скв. Туколандо-Вадинская-320. Значения коэффициента $Ph/n-C_{18}$ минимальны в образцах Туколандо-Вадинской площади и в яновстанской свиты с глубин 3260,0-3290,0 м Озерной площади – 0,2-0,3. Для остальных битумоидов в этой группе величины отношения $Ph/n-C_{18}$

изменяются от 0,3-0,6 и в среднем составляют 0,4. Битумоиды этой группы на графике Коннона-Кассоу характеризуются относительно слабой зрелостью ОВ (пробы находятся в той же области, что и образцы I группы) и субокислительными условиями раннего диагенеза (см. рисунок 3.28).

По соотношению четных и нечетных нормальных алканов состава $C_{24}-C_{34}$ наименее преобразованное ОВ в этой группе выявлено в скв. Сузунская-4 ($СРІ=1,4$) (см. рисунок 3.29а). «Пилообразное» распределение нормальных алканов в высокомолекулярной области ($СРІ=1,2-1,3$) наблюдается в образцах яновстанской свиты из скв. Горчинская-1 и Озерная-10. Величины $СРІ$ для образцов верхней части гольчихинской свиты Ушаковской и Пеляткинской площадей варьируют от 1,0 до 1,2. В битумоидах из скв. Туколандо-Вадинская-320 значение этого параметра в среднем составляет 1,1.

В битумоидах гольчихинской свиты из **III группы** в максимальных концентрациях присутствуют относительно низкомолекулярные углеводороды состава $C_{17}-C_{19}$. В образцах Туколандо-Вадинской площади этой группы максимум распределения смещен на *n*-алканы состава $C_{15}-C_{18}$ (см. рисунок 3.27в). На хроматограммах отмечается резкое уменьшение концентраций *n*-алканов в высокомолекулярной области (отношение $n-C_{27}/n-C_{17}=0,1-0,4$). Аквагенные и смешанные битумоиды этой группы имеют более низкие концентрации ациклических изопреноидов ($\Sigma n-C_i/\Sigma iso-C_i=5,1-12,5$) по сравнению с битумоидами II группы. Концентрации пристана ниже концентраций *n*-алкана состава C_{17} : отношение $Pr/n-C_{17}$ варьирует от 0,2 до 0,7 (среднее 0,4). Величины отношения $Ph/n-C_{18}$ меняются от 0,1 до 0,3. По соотношению $Pr/n-C_{17}$ и $Ph/n-C_{18}$ в III группе более преобразованно ОВ гольчихинской свиты в скв. Южно-Носковская-318 (см. рисунок 3.28). Для всех проб этой группы среди ациклических изопреноидов пристан в среднем в 2,5 раза превалирует над фитаном ($Pr/Ph=1,9-3,2$). Значения коэффициента $СРІ$ для ОВ III группы изменяются от 1,0 до 1,1 (см. рисунок 3.29а).

Для **IV группы** характерно несколько типов распределения нормальных и изо-алканов.

Для большей части битумоидов группы характерно преобладание нормальных алканов состава $C_{17}-C_{21}$ (см. рисунок 3.27г). В максимальных концентрациях присутствуют н-алканы состава C_{18} и C_{19} , в среднем 8,5 и 8,9 % на сумму н-алканов $C_{10}-C_{40}$ соответственно. Отношение $\Sigma n-C_i/\Sigma iso-C_i$ изменяется от 6,5 до 20,2, в среднем составляя 10,8. Соотношение Pr и Ph варьирует от 1,4 до 3,9 (среднее для 43 проб 2,6). Значения отношений Pr/н- C_{17} и Ph/н- C_{18} изменяются в пределах 0,3-0,8 и 0,1-0,3 соответственно. Образцы Горчинской и Среднеяровской площадей обладают «пилообразным» распределением среднемолекулярных н-алканов с преобладанием нечетных соединений над четными. Параметр CPI изменяется от 1,1 до 1,3 (среднее 1,2) для Горчинской площади и 1,2-1,3 (среднее 1,2) для Среднеяровской площади. В остальных битумоидах коэффициент CPI ниже и в среднем составляет 1,1 при вариации значений от 1,0 до 1,2 (см. рисунок 3.29а).

Иной вид хроматограмм по сравнению с большей частью проб IV группы имеют образцы из скважин Нанадянская-310 (гл. 3423,3 м), Озерная-10 (гл. 3626,9 м), Дерябинская-9 (гл. 3169,6 и 3187,8 м), Пайяхская-1 (гл. 4010,0 м) и Туколандо-Вадинская-320 (гл. 4264,0 м).

В битумоиде гольчихинской свиты из скв. Нанадянская-310 наблюдается преобладание н-алканов состава $C_{22}-C_{23}$ (см. рисунок 3.27д), в битумоиде сиговской свиты из скв. Озерная-10 (гл. 3626,9 м) доминируют УВ $C_{20}-C_{21}$. Значения отношения н- $C_{27}/н-C_{17}$ для этих проб равны 1,8 и 1,6 соответственно. Содержание ациклических изопреноидов относительно н-алканов в образце Нанадянской площади самое низкое среди всех изученных образцов ($\Sigma n-C_i/\Sigma iso-C_i$ равно 21,8). Для Озерной площади значение коэффициента $\Sigma n-C_i/\Sigma iso-C_i$ равно 11,6. Содержание пристана в обоих пробах примерно в полтора раза превышает содержание фитана (Pr/Ph=1,4). Индекс CPI в области н-алканов состава $C_{24}-C_{34}$ для битумоидов Нанадянской и Озерной площадей равен 1,1.

В двух битумоидах гольчихинской свиты из скв. Дерябинская-9 (см. рисунок 3.27е) кривая распределения концентраций н-алканов характеризуется широковершинным максимумом в виде «полки» в области $C_{17}-C_{25}$. Для н-алканов

состава C_{24} - C_{34} отмечается преобладание нечетных алканов над четными (значения CPI равны 1,2). Концентрации алканов нормального строения выше концентраций изопреноидных алканов в 9,5 раз. Значения отношения $Pr/n-C_{17}$ равны 0,7 и 0,8. Пристан превалирует над фитаном в 3,8 раз.

Характер хроматограмм насыщенных фракций битумоидов гольчихинской свиты (гл. 4010,0 м) из скв. Пайяхская-1 и сиговской свиты (4264,0 м) из скв. Туколандо-Вадинская-320 соответствует другим битумоидам из этих же скважин, описанным выше в группе III.

Таким образом, в распределении нормальных и изопреноидных алканов в изученных битумоидах можно выделить несколько особенностей. Как правило, преобладание n -алканов состава $n-C_{15}$, $n-C_{17}$, $n-C_{19}$ свойственно для органического вещества морского генезиса, источником которого могли быть фитопланктон, фитобентос и бактериальные сообщества. Среднемолекулярные n -алканы (C_{21} - C_{27}), с небольшим преобладанием нечетных соединений обычно наследуются от прибрежной бентосной растительности, но могут также происходить от наземной растительности. Для органического вещества, исходным материалом которого была высшая наземная растительность континентальных отложений, максимум приходится на нечетные высокомолекулярные n -алканы состава C_{25} - C_{33} [Тиссо, Вельте, 1981; Петров, 1984; Петров, 1990; Peters et al., 2005].

Для битумоидов, отнесенных по комплексу признаков к аквагенному и смешанному типам из гольчихинской свиты Пеляткинской, Ушаковской, Южно-Носковской и Пайяхской площадей, из яновстанской свиты Озерной, Сузунской и Горчинской площадей среди n -алканов в повышенных концентрациях находятся низкомолекулярные углеводороды (преобладают n -алканы состава C_{17} и C_{18}). В скважине Туколандо-Вадинская-320 для битумоидов яновстанской и сиговской свит максимальные концентрации приходятся на n -алканы состава C_{16} и C_{17} . Увеличение содержаний низкомолекулярных углеводородов ($n-C_{14}$ - $n-C_{17}$) в этих образцах по сравнению с остальными битумоидами, указывает на другой состав продуцирующих организмов в Большехетском бассейне осадконакопления, южнее Мессояхской наклонной мегагряды.

Преобладанием *n*-алканов состава *n*-C₂₁–*n*-C₂₃ характеризуется только один образец из гольчихинской свиты в скв. Нанадянская-310 (гл. 3423,3 м). Остальные битумоиды, распределение стерановых и терпановых УВ в которых свидетельствует о террагенном типе ОВ, характеризуются преобладанием *n*-алканов состава C₁₈-C₁₉ или широковершинным максимумом в области распределения *n*-алканов состава C₁₇-C₂₅. По-видимому, преобладание низкомолекулярных *n*-алканов в этих битумоидах обусловлено влиянием ОВ, рожденного в бассейне осадконакопления. Воздействие катагенеза на исходное террагенное ОВ также могло привести к смещению максимальных концентраций *n*-алканов в область более низкомолекулярных УВ [Петров, 1984; Петров, Абрютин, 1989; Изосимова, Чалая, 1989].

В подтверждении смешанного характера ОВ изученных отложений, сложенного аквагенным материалом, рожденным в бассейне, и террагенным, поступавшим с суши, говорит и распределение *n*-алканов с двумя максимумами в пробах Медвежьей и Хабейской площадей с низким катагенезом ОВ.

В качестве одного из основных биомаркерных параметров, используемого для определения генетического типа ОВ и восстановления условий его осадконакопления, рассматривается соотношение изопреноидных алканов пристана и фитана. Пристан и фитан, образуются в процессе диагенеза из фитольной боковой цепочки хлорофилла-*a*. Пристан может быть получен окислением и декарбоксилированием фитола, а фитан образуется дегидратацией и восстановлением. Высокие значения отношения Pr/Ph (>3,0) характерны для террагенного органического вещества высших наземных растений, образованного в окислительных условиях. Низкие значения меньше 0,8 указывают на ОВ морского происхождения и восстановительные условия в диагенезе [Peters et al., 2005]. Для большей части изученных битумоидов, как террагенных, так и преимущественно аквагенных, пристан преобладает над фитаном (Pr/Ph=1,1-4,6), что, вероятно, обусловлено субокислительными или слобовосстановительными условиями осадконакопления. Для двух образцов I группы яновстанской свиты из скв. Медвежья-316 (глубины отбора 1873,0 и 1877,0 м) значения Pr/Ph, равные 0,8

и 0,9 соответственно, указывают на менее окислительную обстановку в позднебабериасское время на Медвежьей площади.

Значения коэффициента CPI в области n-алканов состава C₂₄-C₃₄ для большей части битумоидов различного генезиса близки к единице (см. рисунок 3.29а), что свойственно зрелому ОВ, находящемуся в ГЗН. Для проб из скважин Медвежья-316 и Хабейская-2 (1,5-2,2) и Сузунская-4 (1,4) величины CPI выше, что свидетельствует о низком катагенезе их ОВ.

3.6.2. Стераны

В составе стерановых углеводородов на масс-хроматограммах были идентифицированы низкомолекулярные соединения – прегнаны состава C₂₁ и C₂₂ и высокомолекулярные УВ состава C₂₇, C₂₈, C₂₉ и C₃₀. Для каждого из гомологов было изучено распределение регулярных стеранов $\alpha\alpha$ и $\beta\beta$ изомеров и перегруппированных стеранов с $\beta\alpha$ конфигурацией.

Для исследованной коллекции в образцах II и III групп стераны состава C₂₇ (холестаны) и C₂₉ (этилхолестаны) в среднем находятся примерно в равных количествах – 35-38 % на сумму всех гомологов (Таблица 3.6). В пробах I и IV групп в распределении стеранов доминируют этилхолестаны, их концентрации для I группы изменяются от 34 до 73 % от содержания стеранов C₂₇-C₃₀ и для образцов IV группы от 49 до 67 %. Доля стеранов C₂₈ (метилхолестанов) по всей выборке образцов варьирует от 10 до 28 % на сумму стеранов C₂₇-C₃₀. В среднем доля этого гомолога в образцах II и III групп выше и составляет 19 и 22 %, против 15 и 14 % в пробах I и IV групп соответственно. В минимальных концентрациях 3-14 % идентифицированы стераны состава C₃₀ (см. таблицу 3.6).

В качестве основного параметра диагностики типа органического вещества в изученных образцах использовалось распределение относительных концентраций гомологов стеранов C₂₇, C₂₈ и C₂₉ (Таблица 3.7, Рисунок 3.30).

Источником стеранов являются стеролы, которые играют роль строительного материала в клеточных мембранах эукариотических организмов – животных, растений, грибов и протистов [Уриссон и др., 1984; Peters, Moldowan, 1993; Семенов, Карцев, 2009].

Таблица 3.6 – Стерановые углеводороды по группам битумоидов и в нефтях

Группа	в % от суммы стеранов C ₂₇ -C ₃₀			
	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₃₀
I	<u>12-38</u> 24	<u>10-20</u> 15	<u>34-73</u> 54	<u>3-14</u> 7
II	<u>21-45</u> 35	<u>14-28</u> 19	<u>31-46</u> 38	<u>4-13</u> 7
III	<u>26-38</u> 35	<u>20-28</u> 22	<u>29-45</u> 36	<u>5-9</u> 7
IV	<u>14-30</u> 21	<u>10-23</u> 14	<u>49-67</u> 60	<u>3-8</u> 5
Нефти	<u>27-38</u> 32	<u>24-31</u> 28	<u>27-42</u> 32	<u>6-11</u> 8

Таблица 3.7 – Распределение и соотношения стерановых углеводородов в битумоидах и нефтях

Группа		в % от суммы стеранов C ₂₇ -C ₂₉			C ₂₉ /C ₂₇	C ₂₉ /C ₂₈	Стераны C ₂₉		βα/(αα+ββ)	прегнаны/ (стераны+ прегнаны)	
		C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉			20S/ (20S+20R)	ββ(20S+20R)/ αα20R			
Органическое вещество пород	по группам	I	<u>12-44</u> 26	<u>10-22</u> 16	<u>39-75</u> 58	<u>0,9-6,2</u> 2,6	<u>2,1-6,3</u> 3,7	<u>0,12-0,35</u> 0,26	<u>0,4-1,5</u> 1,0	<u>0,1-0,7</u> 0,3	<u>0,04-0,12</u> 0,08
		II	<u>23-47</u> 38	<u>15-29</u> 21	<u>36-47</u> 41	<u>0,8-1,6</u> 1,1	<u>1,1-2,8</u> 1,9	<u>0,41-0,52</u> 0,49	<u>1,0-5,1</u> 3,5	<u>0,3-0,8</u> 0,6	<u>0,06-0,30</u> 0,14
		III	<u>27-42</u> 37	<u>21-31</u> 25	<u>32-48</u> 38	<u>0,8-1,7</u> 1,0	<u>1,1-2,1</u> 1,6	<u>0,42-0,56</u> 0,48	<u>2,8-5,7</u> 4,7	<u>0,4-1,0</u> 0,6	<u>0,15-0,35</u> 0,26
		IV	<u>15-31</u> 22	<u>11-24</u> 19	<u>50-71</u> 64	<u>1,6-4,4</u> 3,0	<u>2,5-6,3</u> 4,6	<u>0,42-0,56</u> 0,51	<u>2,2-7,2</u> 4,0	<u>0,4-0,7</u> 0,5	<u>0,07-0,21</u> 0,14
	по типу ОВ	Террагенное	<u>12-31</u> 22	<u>10-25</u> 15	<u>50-75</u> 63	<u>1,6-6,2</u> 3,0	<u>2,1-6,3</u> 4,4	<u>0,16-0,56</u> 0,44	<u>0,6-7,2</u> 3,1	<u>0,1-0,7</u> 0,5	<u>0,06-0,21</u> 0,12
		Смешанное	<u>27-47</u> 38	<u>15-29</u> 20	<u>38-48</u> 43	<u>0,8-1,7</u> 1,2	<u>1,4-3,0</u> 2,2	<u>0,12-0,52</u> 0,44	<u>0,4-5,5</u> 3,1	<u>0,1-0,8</u> 0,6	<u>0,04-0,30</u> 0,14
		Аквагенное	<u>35-42</u> 38	<u>22-31</u> 25	<u>32-42</u> 38	<u>0,8-1,2</u> 1,0	<u>1,1-1,9</u> 1,5	<u>0,41-0,56</u> 0,48	<u>1,6-6,5</u> 3,9	<u>0,3-1,0</u> 0,5	<u>0,09-0,35</u> 0,20
Нефти		<u>29-41</u> 35	<u>26-33</u> 31	<u>27-45</u> 34	<u>0,7-1,5</u> 1,0	<u>0,9-1,7</u> 1,1	<u>0,39-0,51</u> 0,47	<u>3,2-5,0</u> 3,9	<u>0,5-0,8</u> 0,7	<u>0,12-0,30</u> 0,19	

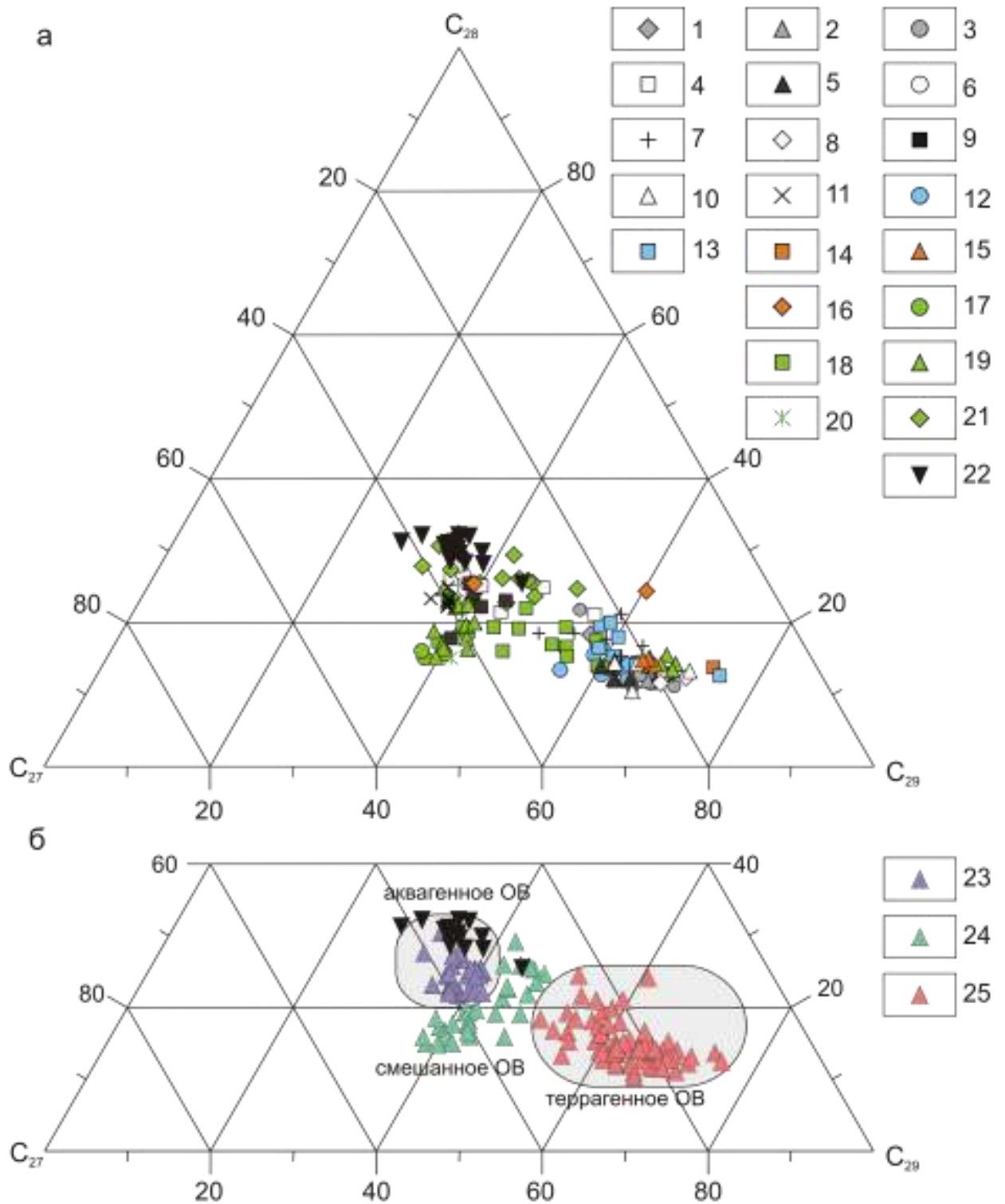


Рисунок 3.30 – Тригонограммы распределения стерановых углеводородов C₂₇, C₂₈ и C₂₉ в изученных битумоидах и нефтях (а) и разделение битумоидов по типу ОБ (б)

Условные обозначения: гольчихинская свита: 1-Аномальная-51, 2-Дерябинская-9, 3-Нанадянская-310, 4-Пайяхская-1, 5-Паютская-1, 6-Пеляткинская-15, 7-Среднеяровская-3, 8-Среднеяровская-4, 9-Ушаковская-1, 10-Хабейская-2, 11-Южно-Носковская-318; точинская свита: 12-Горчинская-1, 13-Медвежья-316; сиговская свита: 14-Медвежья-316, 15-Озерная-10, 16-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская свита: 17-Горчинская-1, 18-Медвежья-316, 19-Озерная-10, 20-Сузунская-4, 21-Туколандо-Вадинская-320; 22 - нефти; тип органического вещества: 23 - аквагенный, 24 - смешанный, 25 – террагенный.

Известно, что в битумоидах аквагенного генезиса содержание стеранов C_{27} , C_{28} , C_{29} приблизительно равное или холестаны преобладают. Резкое преобладание этилхолестанов C_{29} в ряду стеранов C_{27} - C_{29} указывает на связь исходного ОВ битумоидов с липидами высшей наземной растительности т.е. террагенный тип ОВ. Необходимо сказать, что для ОВ и нафтидов Восточной Сибири и Южного Омана (докембрий) также характерны значительные количества стеранов состава C_{29} . Источником этих стеранов вероятно являются стеролы C_{29} сине-зеленых водорослей или других примитивных форм докембрийских водорослей [Grantham, 1986; Арефьев и др., 1993; Каширцев, 2003]. Битумоиды, занимающие по распределению стеранов промежуточное положение интерпретируются как смешанные. Поскольку в группах, выделенных по совокупности геохимических параметров, присутствуют пробы с различным генезисом ОВ, то в таблицу 3.7 включены строки, характеризующие отдельно каждый генетический тип ОВ.

В битумоидах гольчихинской свиты в скважинах Пайяхская-1 (гл. 4004,0 м), Пеляткинская-15, Ушаковская-1 (за исключением образцов с глубин 3072,0 и 3169,1 м) и Южно-Носковская-318, части образцов яновстанской свиты в скв. Озерная-10 из интервала 3100,0-3130,0 м и яновстанской (гл. 4009,0 м и инт. 4065,0-4091,0 и 4130,0-4160,0 м) и сиговской (гл. 4262,0 м) свит Туколандо-Вадинской площади распределение стеранов указывает на связь с липидами *аквагенного органического вещества*. Пробы, характеризующиеся аквагенным типом ОВ, отнесены ко II и III группам, всего 29 образцов или 23 % от общего числа исследованных проб. Концентрации стеранов C_{27} и C_{29} в этих битумоидах примерно равны ($C_{29}/C_{27} - 0,8-1,2$) и составляют 35-42 и 32-42 % на сумму стеранов C_{27} - C_{29} соответственно. В верхнеюрских аквагенных битумоидах Енисей-Хатангского регионального прогиба концентрации стеранов состава C_{28} ниже (22-31 % на ΣC_{27} - C_{29}) по сравнению с типично морским ОВ баженовской свиты. Некоторые авторы предполагают, что увеличение концентраций метилхолестанов связано с разнообразием фитопланктоновых сообществ, включая диатомовые, кокколитофорид и динофлагеллят в юрский и меловой периоды [Grantham, Wakefield, 1988; Peters et al., 2005].

Смешанным составом органического вещества характеризуется 31 битумоид. Они присутствуют: в I группе, образцы яновстанской свиты в скв. Медвежья-316 в интервале 1872,9-1926,9 м; во II группе, пробы яновстанской свиты из скважин Горчинская-1, Озерная-10 (гл. 3117,1, 3118,5 м и 3124,6 м и инт. 3274-3282 м), Сузунская-4, Туколандо-Вадинская-320 (инт. 3790,0-3818,1 и 3875,0-3903,6 м) и гольчихинской свиты в скважине Ушаковская-1 (гл. 3072,0 и 3169,1 м); и в III группе, два образца гольчихинской свиты из скв. Пайяхская-1 с глубин 4000,0 и 4015,1 м. Содержания УВ состава C_{28} и C_{29} составляют соответственно 15-29 % и 38-48 %, а стеранов C_{27} в среднем равно, как и в аквагенном ОВ, 38 %, но имеет больший разброс – от 27 до 47 % на сумму стеранов C_{27} - C_{29} . В битумоидах Пайяхской, Туколандо-Вадинской и Медвежьей площадей по сравнению с битумоидами аквагенного генезиса несколько больше концентрации этилхолестанов, тогда как в остальных пробах при примерно том же количестве стеранов C_{29} содержание стеранов C_{28} ниже.

Связь исходного ОВ с липидами *высшей наземной растительности* по распределению стеранов выявлена во всех изученных свитах для 70 образцов из скважин Аномальная-51, Горчинская-1, Дерябинская-9, Медвежья-316, Нанадянская-310, Паютская-1, Средняяровская-3 и 4, Туколандо-Вадиинская-320 и Хабейская-2. Битумоиды с террагенным типом ОВ и низким катагенезом в скважинах Медвежья-316 и Хабейская-2 относятся к I группе, тогда как остальные объединены в IV группу. Для пород с террагенным генезисом ОВ, связанного с липидами высшей наземной растительности, в ряду стеранов C_{27} - C_{29} резко преобладают этилхолестаны (значения отношения C_{29}/C_{27} изменяются от 1,6 до 6,2). Концентрации этилхолестанов для битумоидов варьируют от 50 до 75 % от суммы стеранов C_{27} - C_{29} . Содержания стеранов C_{27} и C_{28} равны 12-31 % и 10-25 % на сумму стеранов C_{27} - C_{29} соответственно.

В изученной коллекции отмечено, что суммарное содержание стеранов низко- и высокомолекулярных относительно терпанов зависит от типа органического вещества. Для битумоидов, содержащих аквагенное и смешанное ОВ, значения соотношения (прегнаны+стераны)/терпаны выше и варьируют от

0,15 до 0,79 (среднее равно 0,32), чем для проб с террагенным типом ОВ, в которых значения изменяются от 0,04 до 0,29 (среднее значение равно 0,10). Исключением является проба с террагенным типом ОВ из скв. Пайяхская-1, гл. 4015,1 м, где отношение суммы стеранов относительно терпанов равно 0,51.

Для оценки степени преобразованности ОВ были рассмотрены стерановые биомаркерные параметры $K^1=20S/(20R+20S)$ и $K^2=\beta\beta(20S+20R)/\alpha\alpha 20R$ для УВ состава C_{29} (см. таблицу 3.7) [Петров, 1984; Peters et al., 2005].

Отношение 20R- и 20S- $\alpha\alpha$ -стеранов C_{29} в качестве индикатора зрелости используется для невысоких стадий катагенеза (до главной зоны нефтеобразования). Значения показателя K^1 достигают 0,52-0,55 на средних стадиях катагенеза, дальнейшее преобразование органического вещества не приводит к значениям параметра выше достигнутого равновесного уровня [Peters et al., 2005]. Наименее преобразованное ОВ Медвежьей и Хабейской площадей ($R^{\circ}_{vt}=0,50-0,56\%$) имеет низкие значения этого параметра – 0,12-0,35 и 0,24-0,29 соответственно (см. рисунок 3.29б). В остальных пробах содержания стереоизомеров приблизительно соответствуют равновесным концентрациям (0,41-0,56, среднее 0,49), характеризующим зрелое ОВ.

Одним из наиболее часто используемых показателей преобразования ОВ является соотношение между новообразованными в катагенезе изостеранами и исходным биологическим стераном состава C_{29} («коэффициент созревания», K^2). В слабозрелом ОВ (начало «нефтяного окна») значения K^2 изменяются от 0,5 до 2,0, в зрелом ОВ – 3,0-5,5, максимальные равновесные значения равны 6,5-8,0 [Петров, 1994]. В исследованных битумоидах значения коэффициента K^2 увеличиваются с глубиной и варьируют в широком диапазоне от 0,4 до 7,2 (см. таблицу 3.7, рисунок 3.29в). Для образцов с ОВ стадии преобразованности $МК_1^1$ из скважин Медвежья-316, Хабейская-2 и Сузунская-4 ($R^{\circ}_{vt}=0,62\%$) значения равны 0,41-1,48. Для аквагенного ОВ из скважины Ушаковская-1, несмотря на эквивалентный катагенез ($R^{\circ}_{vt}=0,62\%$), отношение K^2 достигает значений 3,1-4,3. В большинстве исследуемых битумоидов (98 образцов) значения параметра укладываются в интервал 2,0-6,0, что характерно для зрелого ОВ, находящегося в

главной зоне нефтеобразования. Исключение составляют 2 пробы битумоидов гольчихинской свиты из скважины Паютская-1 со значениями более 6,0.

На низкий катагенез ОВ I группы также указывает присутствие в битумоидах непредельных соединений стеранового ряда – диастер-13(17)-енов и 4-метилдиастер-13(17)-енов состава C₂₇-C₃₀, идентифицированных на масс-хроматограммах по характерным ионам m/z 257 и 271 (Рисунок 3.31, Таблица 3.8). 4-Метилдиастерены являются перегруппированными соединениями и их высокие концентрации указывают на значительный вклад в состав ОВ динофлагеллятов и/или гаптофитовых водорослей [Volkman et al., 2015].

Таблица 3.8 – Идентификация пиков на масс-хроматограммах m/z 257 и m/z 271

Пик	Количество атомов углерода	Название углеводорода	М	М-15
А	C ₂₇	20S-10β-диахолес-13(17)-ен	370	355
В	C ₂₇	20S-10α- диахолес-13(17)-ен	370	355
С	C ₂₇	20R-10β- диахолес-13(17)-ен	370	355
Д	C ₂₇	20R-10α- диахолес-13(17)-ен	370	355
Е	C ₂₈	20S-10β-24-метилдиахолес-13(17)-ен	384	369
F	C ₂₉	20S-10β-24-этилдиахолес-13(17)-ен	398	383
G	C ₂₉	20S-10α-24-этилдиахолес-13(17)-ен	398	383
Н	C ₂₉	20R-10β-24-этилдиахолес-13(17)-ен	398	383
І	C ₂₉	20R-10α-24-этилдиахолес-13(17)-ен	398	383
Ј	C ₂₈	20S-10α-4-метилдиахолес-13(17)-ен	384	369
К	C ₂₈	20R-10α-4-метилдиахолес-13(17)-ен	384	369
L	C ₂₉	20S-10α-4,24-диметилдиахолес-13(17)-ен	398	383
М	C ₃₀	20S-10α-4-метил,24- этилдиахолес-13(17)-ен	412	397
N	C ₃₀	20R-10α-4-метил,24- этилдиахолес-13(17)-ен	412	397

До сих пор не существует однозначной интерпретации происхождения низкомолекулярных стеранов [Peters et al., 2005]. Проведенные ранее исследования показали, что высокие концентрации прегнанов и гомопреганов характерны для различных фациальных обстановок осадконакопления: резко восстановительных условий в замкнутых морских бассейнах с карбонатным осадконакоплением, в которые не поступает обломочный материал, или соленых условий осадконакопления, например, лагун со стратификацией вод, низким содержанием растворенного кислорода и незначительным количеством привнесенного глинистого материала [Ten Haven et al., 1986; Wang et al., 2010; Wang et al., 2015]. Также высокие содержания 5α,14α,17α-прегнана и 20-метил-5α-преганов C₂₁-C₂₆ были зафиксированы в черных сланцах, сформированных в

эпиконтинентальном бассейне с бескислородными до эвксинных условиями в наддонных водах [Li, Jiang, 2001].

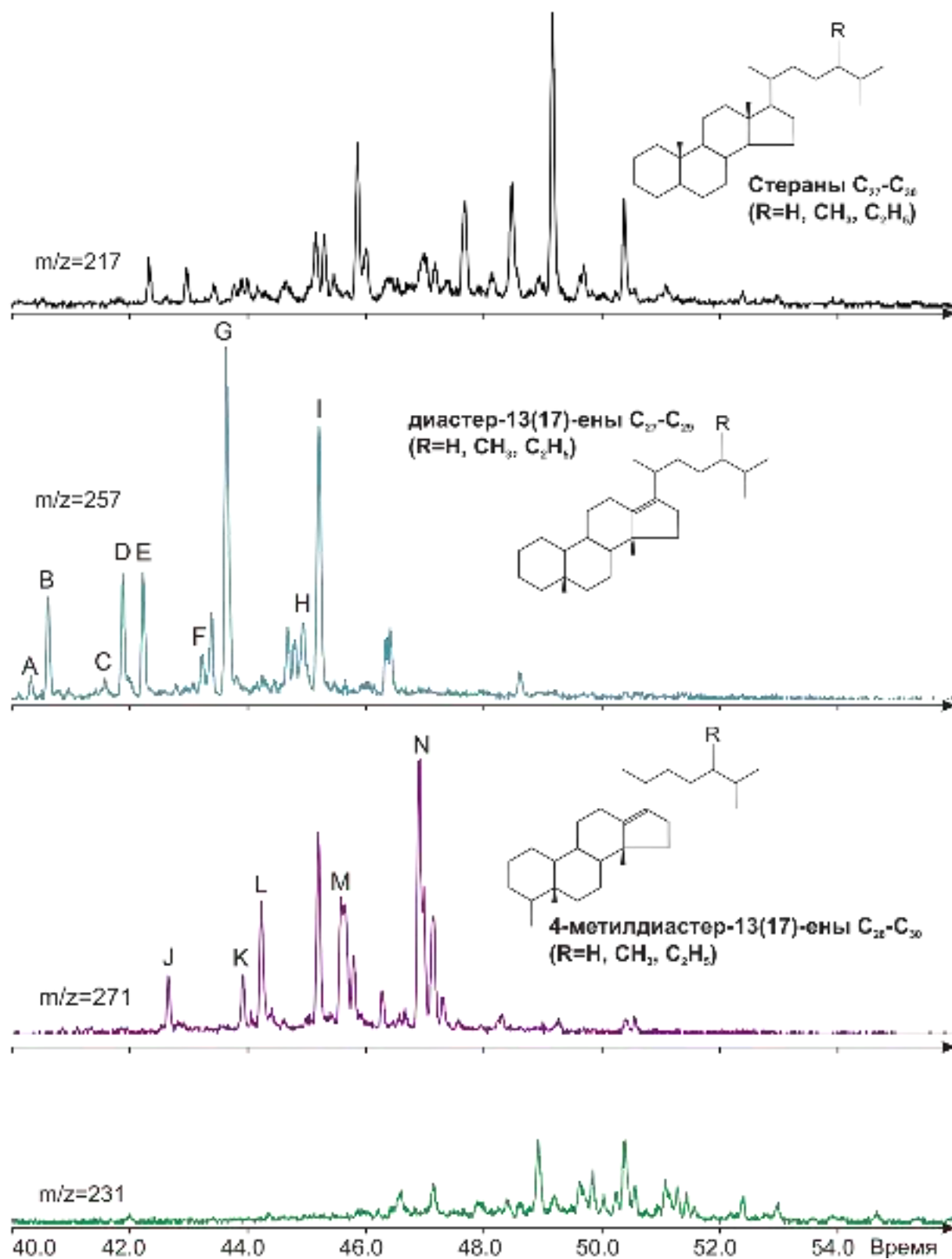


Рисунок 3.31 – Распределение стерановых углеводородов в слабо преобразованном битумоиде I группы из скв. Медвежья-316 (гл. 1860,5 м): стераны (m/z 217), диастер-13(17)-ены (m/z 257), 4-метилдиастер-13(17)-ены (m/z 271) и 4-метилстераны (m/z 231)

Идентификация пиков в таблице 3.8.

На исследованной коллекции образцов не отмечается зависимости концентраций прегнанов от типа исходного органического вещества. Изученные отложения формировались в морском седиментационном бассейне со слабо меняющимися обстановками осадконакопления. Увеличение отношения прегнаны/(прегнаны+стераны) в данном случае зависит от катагенеза ОВ (R°_{vt}) с коэффициентом детерминации 0,61 (Рисунок 3.32). Считается маловероятным, что низкомолекулярные стераны C_{21} и C_{22} образуются в результате термокрекинга из гомологов с более длинной алифатической цепью во время катагенеза [Матвеева, Петров, 1997; Li, Jiang, 2001; Wang et al., 2015], поэтому относительное увеличение концентраций прегнанов с ростом зрелости ОВ является результатом разрушения преимущественно менее устойчивых высокомолекулярных гомологов [Beach et al., 1989; Li, Jiang, 2001]. Это утверждение согласуется с результатами лабораторного эксперимента, показавшего, что длительное нагревание триароматического стероида состава C_{28} не приводит к образованию соединений с короткой боковой цепью [Beach et al., 1989].

Многие авторы считают, что наиболее вероятным способом образования низкомолекулярных стеранов является микробиологическое окисление и/или фотоокисление боковой алифатической цепи стеролов в диагенезе [Матвеева, Петров, 1997; Li, Jiang, 2001; Парфенова, 2008; Wang et al., 2015]. Т.М. Парфенова предполагает, что окисление высокомолекулярных УВ алкано-/алкило-трофными бактериями с образованием короткоцепочечных стеранов происходит с участием сульфатредуцирующих бактерий в диагенезе морских осадков [Парфенова, 2008]. Другой возможный механизм формирования прегнанов связан с присоединением серы в боковую цепь стероидов с образованием тиофенового фрагмента между атомами углерода С-23 и С-26 и его последующим отделением при разрыве связи между атомами углерода С-20 и С-22 [Wang et al., 2010]. Поэтому следует осторожно использовать соотношение прегнаны/(прегнаны+стераны) в качестве параметра зрелости.

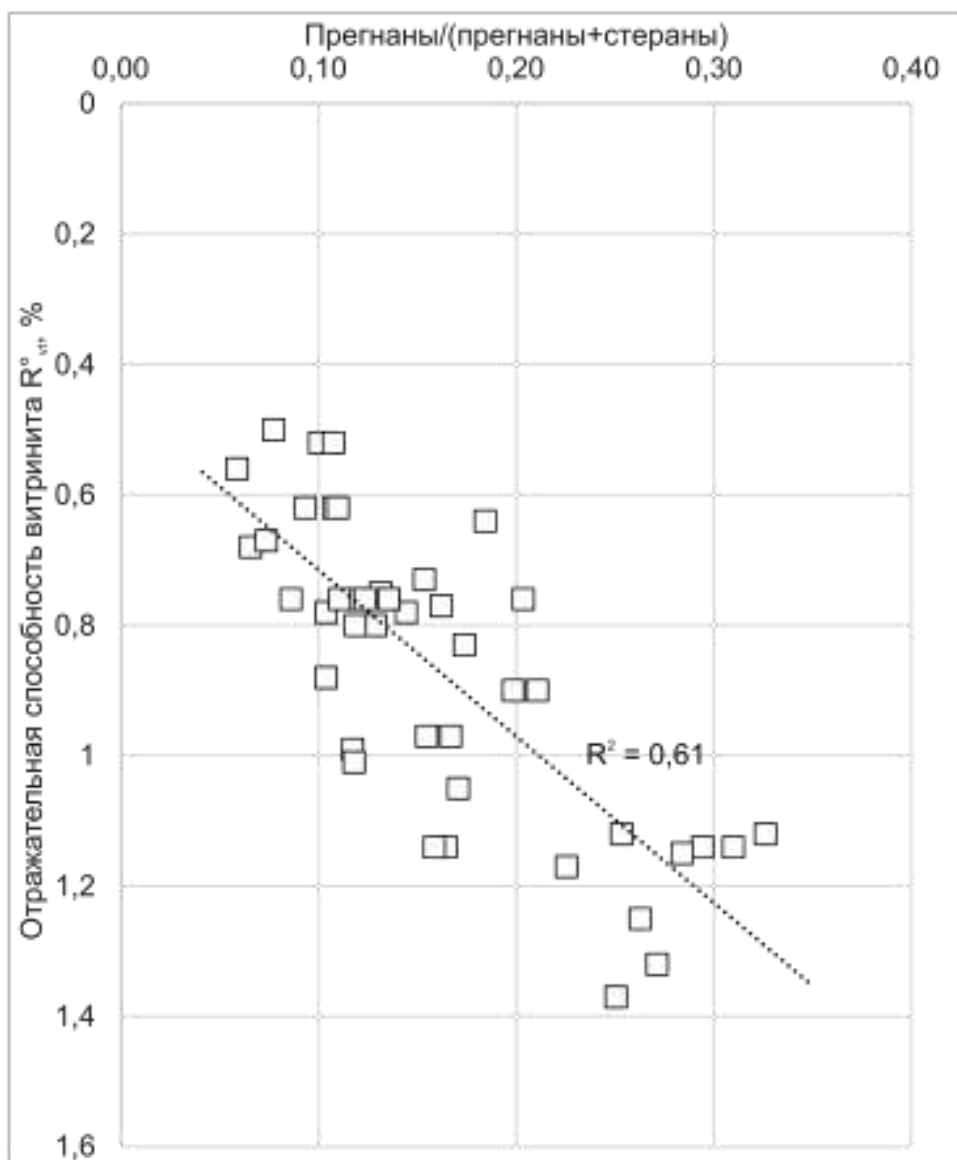


Рисунок 3.32 – Зависимость отношения прегнаны/(прегнаны+стераны) от значений отражательной способности витринита

3.6.3. Терпаны

В составе три-, тетра и пентациклических терпанов в наибольшей концентрации в битумоидах изученных образцов присутствуют гопаны и гомогопаны состава C₂₇-C₃₅. Их относительная концентрация изменяется от 52 до 90 % от суммы терпанов. При этом доля гопанов C₂₇-C₃₀ составляет от 36 до 64 % от суммы терпанов, гомогопанов C₃₁-C₃₅ – 10-41 %. Доля трицикланов состава C₁₉-C₂₇ изменяется от 1 до 41 %. Моретаны C₂₉-C₃₂ варьируют от 3 до 27 % на фракцию терпанов. Количество тетрацикланов C₂₄-C₂₇ в составе терпанов изученных

битумоидов незначительно и увеличивается с глубиной от 1 до 6 % на сумму терпановых соединений, в среднем составляя 2 %.

В таблице 3.9 показаны распределение и соотношения терпановых углеводородов по группам. Пробы из II и IV групп имеют схожие распределения терпановых углеводородов. Образцы I группы из скважин Медвежья-316 и Хабейская-2 характеризуются наибольшими концентрациями моретанов (20-27 % на сумму терпановых УВ), свойственными для менее зрелого ОВ [Peters et al., 2005]. Значения отношения моретаны/гопаны для этой группы образцов максимальны и равны 0,36-0,49. Для битумоидов I группы также отмечаются максимальные значения отношения гопаны/тетрацикланы (среднее равно 51,1). Относительно повышенные содержания моретанов помимо битумоидов I группы имеют две пробы из скважины Сузунская-4 (II группа) – 13 и 16 % и образцы гольчихинской свиты с гл. 3169,6 м Дерябинской площади (IV группа) – 10 % на сумму терпанов. Для остальных проб изученной коллекции содержание моретанов составляет в среднем 6 % при разбросе от 3 до 9 % на сумму терпанов.

Битумоиды III группы и два образца IV группы (скв. Пайяхская-1, гл. 4010,0 м и скв. Туколандо-Вадинская-320, гл. 4264,0 м) отличаются высокими содержаниями трициклических углеводородов в составе терпановой фракции: в образцах из скв. Пайяхская-1 – 16-21 %, Туколандо-Вадинская-320 – 12-15 % и Южно-Носковская-318 – 35-45 % (см. таблицу 3.9). В одном образце яновстанской свиты с глубины 4158,0 м в скважине Туколандо-Вадинская-320 количество трициклических УВ достигает 45% на сумму терпанов. Значения отношения трицикланы/гопаны в этих битумоидах максимальны и составляют 0,22-0,83.

Высокие концентрации трицикланов в битумоидах вероятно объясняются большей степенью преобразованности содержащегося в них органического вещества. Известно, что трициклические терпаны обладают более высокой термической устойчивостью, чем гопаны [Peters, Moldowan, 1993]. Для остальной части коллекции концентрации трициклановых УВ ряда хейлантанов в среднем составляют 5 % при разбросе от 1 до 11 % от суммы терпанов.

Таблица 3.9 – Распределение и соотношения терпановых углеводородов в битумоидах и нефтях

Группа		в % на сумму терпанов						гомогопаны /гопаны/	моретаны/ гопаны	трицикланы /гопаны	тетрацикланы/ гопаны
		гопаны	гомо- гопаны	гопаны и гомогопаны	моретаны	три- цикланы	тетра- цикланы				
Органическое вещество пород	I	$\frac{36-49}{43}$	$\frac{25-34}{29}$	$\frac{68-76}{72}$	$\frac{20-27}{24}$	$\frac{1-8}{4}$	$\frac{0,5-1,5}{0,9}$	$\frac{0,54-0,95}{0,68}$	$\frac{0,36-0,49}{0,43}$	$\frac{0,02-0,14}{0,07}$	$\frac{0,01-0,03}{0,02}$
	II	$\frac{43-62}{54}$	$\frac{26-39}{33}$	$\frac{78-89}{86}$	$\frac{5-16}{7}$	$\frac{3-10}{5}$	$\frac{1,0-3,1}{1,6}$	$\frac{0,44-0,80}{0,61}$	$\frac{0,09-0,29}{0,12}$	$\frac{0,05-0,19}{0,10}$	$\frac{0,02-0,06}{0,03}$
	III	$\frac{31-58}{45}$	$\frac{11-25}{19}$	$\frac{45-80}{64}$	$\frac{4-7}{6}$	$\frac{12-45}{27}$	$\frac{2,9-4,4}{3,5}$	$\frac{0,29-0,57}{0,42}$	$\frac{0,07-0,14}{0,10}$	$\frac{0,22-0,83}{0,50}$	$\frac{0,05-0,08}{0,06}$
	IV*	$\frac{44-60}{52}$	$\frac{26-42}{34}$	$\frac{77-90}{86}$	$\frac{3-10}{5}$	$\frac{2-11}{6}$	$\frac{1,7-4,5}{2,9}$	$\frac{0,43-0,93}{0,67}$	$\frac{0,06-0,18}{0,10}$	$\frac{0,04-0,20}{0,10}$	$\frac{0,03-0,08}{0,05}$
	скв. Пайяхская-1, гольчихинская свита, гл. 4010,1 м	50	13	63	9	24	4,4	0,26	0,16	0,45	0,08
	скв. Туколандо-Вадинская- 320, сиговская свита, гл. 4264,0 м	53	15	68	6	18	6,8	0,29	0,12	0,34	0,12
Нефти		$\frac{44-53}{50}$	$\frac{27-41}{34}$	$\frac{81-88}{84}$	$\frac{3-5}{4}$	$\frac{6-14}{10}$	$\frac{1,0-3,2}{1,9}$	$\frac{0,51-0,90}{0,70}$	$\frac{0,06-0,12}{0,08}$	$\frac{0,12-0,29}{0,21}$	$\frac{0,02-0,07}{0,04}$

*Данные по распределению терпановых углеводородов в битумоидах IV за исключением двух проб: скв. Пайяхская-1, гольчихинская свита, гл. 4010,1 м и скв. Туколандо-Вадинская-320, сиговская свита, гл. 4264,0 м.

Гопаны. В составе насыщенных фракций изученных битумоидов идентифицированы все углеводороды гомологического ряда гопана от C_{27} до C_{35} . Для гомогопанов C_{31} - C_{35} определены изомеры 22S и 22R. Помимо традиционно определяемых гопановых УВ в изученных битумоидах (Рисунок 3.33) были идентифицированы редко встречающиеся перегруппированные гопаны состава C_{30} – hZ (C(14 α)-гомо-26-нор-17 α -гопан) и hY с неизвестной структурой, 17 α (H)-15 α -метил-27-норгопан или диагопан состава C_{30} (C_{30}^*) и его низкомолекулярный гомолог – диагопан C_{29} (C_{29}^*), а также 28,30-бисноргопан C_{28} и 25,30-бисноргопан C_{29} [Ким, Родченко, 2016]. Особенности происхождения и применения этих УВ будут обсуждаться ниже.

В большинстве изученных битумоидов, к которым относятся образцы из **II** и **IV** групп, распределение гопанов одинаково и его можно представить следующим рядом: $C_{30} > C_{29} > C_{27} > C_{28}$ для гомогопанов отмечается последовательное уменьшение их содержаний с увеличением молекулярной массы и преобладание изомеров 22S над 22R (Таблица 3.10).

Таблица 3.10 – Распределение гопановых углеводородов в изученных битумоидах и нефтях

Группа		в % на сумму гопанов									C_{35}/C_{34}
		C_{27}	C_{28}	C_{29}	C_{30}	C_{31}	C_{32}	C_{33}	C_{34}	C_{35}	
Органическое вещество пород	I	$\frac{7-13}{10}$	$\frac{0-7}{1}$	$\frac{13-25}{17}$	$\frac{22-32}{28}$	$\frac{21-38}{28}$	$\frac{6-8}{7}$	$\frac{2-4}{2}$	$\frac{1-2}{1}$	$\frac{0-1}{0}$	$\frac{0,2-0,6}{0,4}$
	II	$\frac{6-12}{8}$	$\frac{0-1}{1}$	$\frac{17-24}{20}$	$\frac{28-46}{36}$	$\frac{12-24}{18}$	$\frac{6-10}{9}$	$\frac{4-7}{5}$	$\frac{2-4}{3}$	$\frac{1-2}{1}$	$\frac{0,3-0,6}{0,4}$
	III*	$\frac{8-18}{12}$	$\frac{1-3}{1}$	$\frac{18-22}{20}$	$\frac{35-51}{42}$	$\frac{6-15}{11}$	$\frac{4-7}{7}$	$\frac{2-5}{3}$	$\frac{1-3}{2}$	$\frac{0-3}{1}$	$\frac{0,3-0,8}{0,5}$
	IV	$\frac{7-13}{8}$	$\frac{0-1}{1}$	$\frac{14-23}{19}$	$\frac{27-40}{35}$	$\frac{12-27}{19}$	$\frac{8-12}{10}$	$\frac{4-6}{5}$	$\frac{2-3}{3}$	$\frac{1-2}{1}$	$\frac{0,3-0,6}{0,4}$
Нефти		$\frac{6-10}{8}$	$\frac{0-1}{1}$	$\frac{12-26}{17}$	$\frac{26-37}{33}$	$\frac{11-19}{15}$	$\frac{7-11}{9}$	$\frac{6-9}{7}$	$\frac{4-6}{5}$	$\frac{1-6}{4}$	$\frac{0,5-0,8}{0,6}$

*В данные по распределению гопановых УВ в состав III группы включены два битумоида IV группы: скв. Пайяхская-1, гольчихинская свита (гл. 4010,1 м) и скв. Туколандо-Вадинская-320, сиговская свита (гл. 4264,0 м).

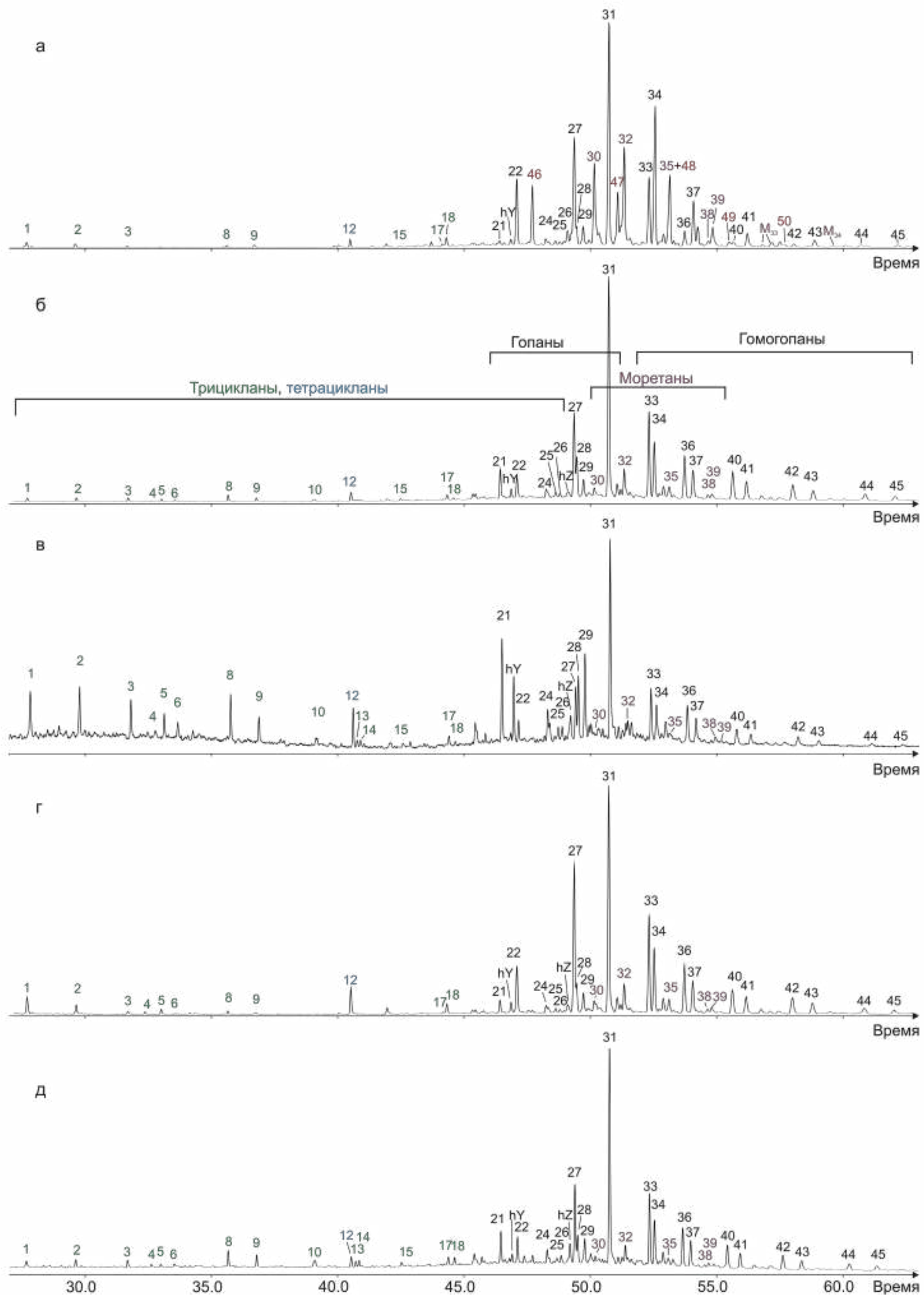


Рисунок 3.33 – Типовые масс-хроматограммы терпанов (m/z 191) битумоидов: а - I группа (скв. Хабейская-2, гольчихинская свита, гл. 2042,9 м); б - II группа (скв. Ушаковская-1, гольчихинская свита, гл. 3088,5 м; в - III группа (скв. Туколандо-Вадинская-320, яновстанская свита, гл. 4090,0 м); г - IV группа (скв. Горчинская-1, точинской свита, гл. 3011,1 м); д - нефть из скв. Пеляткинская-5, инт. 2685-2697 м

Идентификация пиков приведена в таблице 3.11.

Таблица 3.11 – Таблица идентификации пиков на масс-хроматограммах $m/z=191$

Группа терпанов		№ пика	Название углеводорода и количество атомов углерода	
трициклические терпаны (хейлантаны)		1	C ₁₉ трициклический	
		2	C ₂₀ трициклический	
		3	C ₂₁ трициклический	
		4	C ₂₁ трициклический	
		5	C ₂₁ трициклический	
		6	C ₂₂ трициклический	
		7	C ₂₂ трициклический	
		8	C ₂₃ трициклический	
		9	C ₂₄ трициклический	
		10	C ₂₅ трициклический	
		11	C ₂₅ трициклический	
		13	C ₂₆ трициклический	
		14	C ₂₆ трициклический	
		15	C ₂₇ трициклический	
		17	C ₂₈ трициклический	
		18	C ₂₈ трициклический	
	Тетрациклические терпаны		12	C ₂₄ тетрациклический
			16	C ₂₅ тетрациклический
		19	C ₂₆ тетрациклический	
		20	C ₂₇ тетрациклический	
Пентациклические терпаны	гопаны	21	C ₂₇ 18 α (H) 22,29,30-триснорнеогопан (Ts)	
		22	C ₂₇ 17 α (H) 22,29,30-трисноргопан (Tm)	
		23	C ₂₈ 17 α ,21 β -29,30-бисноргопан	
		24	C ₂₉ 17 α -30-нордиагопан	
		25	C ₂₈ 17 α ,18 α ,21 β -28,30-бисноргопан	
		26	C ₂₉ 17 α ,21 β -25,30-бисноргопан	
		27	C ₂₉ 17 α ,21 β -30-норгопан	
		28	C ₂₉ 18 α -30-норнеогопан	
		29	C ₃₀ 17 α -диагопан	
		31	C ₃₀ 17 α ,21 β -гопан	
	гомогопаны	33	C ₃₁ 17 α ,21 β -30-гомогопан 22S	
		34	C ₃₁ 17 α ,21 β -30-гомогопан 22R	
		36	C ₃₂ 17 α ,21 β -30,31-бисгомогопан 22S	
		37	C ₃₂ 17 α ,21 β -30,31-бисгомогопан 22R	
		40	C ₃₃ 17 α ,21 β -30,31,32-трисгомогопан 22S	
		41	C ₃₃ 17 α ,21 β -30,31,32-трисгомогопан 22R	
		42	C ₃₄ 17 α ,21 β -30,31,32,33-тетракисгомогопан 22S	
		43	C ₃₄ 17 α ,21 β -30,31,32,33-тетракисгомогопан 22R	
	44	C ₃₅ 17 α ,21 β -30,31,32,33,34-пентакисгомогопан 22S		
	45	C ₃₅ 17 α ,21 β -30,31,32,33,34-пентакисгомогопан 22R		
	моренаты	30	C ₂₉ 17 β ,21 α -30-норморетан	
		32	C ₃₀ 17 β ,21 α -моретан	
		35	C ₃₁ 17 β ,21 α -30-гомоморетан 22S+22R	
		38	C ₃₂ 17 β ,21 α -30,31-бисгомоморетан 22S	
		39	C ₃₂ 17 β ,21 α -30,31-бисгомоморетан 22R	
биогопаны	46	C ₂₇ 17 β -22,29,30-тригопан		
	47	C ₂₉ 17 β ,21 β -30-норгопан		
	48	C ₃₀ 17 β ,21 β -гопан		
	49	C ₃₁ 17 β ,21 β -30-гомогопан		
	50	C ₃₂ 17 β ,21 β -30,31-бисгомогопан		

Среди гопанов C_{30} в максимальной концентрации находится $17\alpha,21\beta$ -гопан C_{30} 24-44 % и 24-33 % на сумму гопанов $C_{27}-C_{35}$ соответственно в битумоидах II и IV групп (см. рисунок 3.33б, 3.33г). Повышенные содержания диагопана C_{30}^* отмечаются в битумоидах Аномальной, Нанадянской, Озерной и Паютской площадей IV группы – 4-7 % ($C_{30}^*/C_{30}=0,16-0,30$). Для остальных битумоидов IV группы содержание диагопана C_{30} ниже и составляет 2-3 % на сумму гопановых УВ $C_{27}-C_{35}$, отношение диагопана и гопана состава C_{30} (C_{30}^*/C_{30}) изменяется от 0,06-0,11. В битумоидах II группы концентрации диагопана варьируют от 1 до 4 %, в среднем 2 % ($C_{30}^*/C_{30}=0,02-0,13$) на сумму гопанов $C_{27}-C_{35}$. Концентрации перегруппированного гопана hY состава C_{30} для II и IV групп невелики – 0,4-3,5 % и 0,9-3,2 % на сумму гопанов $C_{27}-C_{35}$ соответственно. При этом отмечается незначительное увеличение концентраций гопана hY в битумоидах IV группы с повышенными концентрациями диагопана C_{30} . Содержание перегруппированного гопана hZ C_{30} в целом ниже, чем hY и варьирует от 0,5 до 1,9 % и от 0,6 до 3,2 % на сумму УВ $C_{27}-C_{35}$ в битумоидах II и IV групп соответственно. Для большинства битумоидов 28,30-бисноргопан C_{28} и 25,30-бисноргопан C_{29} находятся в минимальных концентрациях – меньше 1,0 % на сумму гопанов $C_{27}-C_{35}$.

В сильно преобразованном катагенезом ОБ из проб **III группы** и двух проб IV группы гольчихинской свиты из скв. Пайяхская-1 (гл. 4010,1 м) и сиговской свиты из скв. Туколандо-Вадинская-320 (гл. 4264,0 м) концентрации гопановых УВ также возрастают с ростом молекулярной массы: $C_{27}<C_{29}<C_{30}$, а содержания гомогопанов постепенно уменьшаются от УВ состава C_{31} до C_{35} , при этом содержания 22S эпимеров выше, чем 22R (см. таблицу 3.10). При этом среди гопанов состава C_{30} для III группы битумоидов в повышенных концентрациях зафиксирован диагопан C_{30}^* (см. рисунок 3.33в). Его содержание в этих пробах составляет от 3 до 26 % на сумму всех идентифицированных гопановых углеводородов. Отношения диагопана C_{30}^* к гопану C_{30} для битумоидов III группы варьируют от 0,11 до 2,55 (среднее 0,78). Помимо диагопана C_{30} в высоких концентрациях присутствуют перегруппированные гопаны hY и hZ от 2,0 до 13,4 % (среднее 8,3 %) и от 1,2 до 4,4 % (среднее 3,0 %) на сумму гопанов $C_{27}-C_{35}$.

В битумоидах **I группы** с террагенным и смешанном типом **ОВ** низкой степени катагенеза Медвежьей и Хабейской площадей для распределения гопанов и гомогопанов характерно увеличение доли гомогопанов состава C_{31} (см. таблицу 3.10, рисунок 3.33а). Отношение гопанов состава C_{31} к C_{30} в этих образцах равно 0,7-1,7, тогда как для проб других групп значения C_{31}/C_{30} в среднем меньше: 0,3-0,7 в битумоидах **II группы**, 0,2-0,5 в битумоидах **III группы** и 0,3-1,0 в битумоидах **IV группы**. Среди битумоидов **I группы** обособляется один образец яновстанской свиты из скв. Медвежья-316 с гл. 1877,0 м, на хроматограмме терпановых **УВ** которого преобладает гомогопан $C_{31}R$. Концентрации гопанов состава C_{30} и C_{31} в насыщенной фракции битумоидов **I группы** составляют 22-33 % и 23-38 % соответственно. В ряду гомогопанов от C_{32} до C_{35} для всех изученных битумоидов отмечается уменьшение их концентраций с увеличением молекулярной массы: 6-8 %, 2-4 %, 1-2 % и 0-1 % соответственно. Как правило, изомеры **22R** присутствует в несколько больших концентрациях, чем **22S**. Концентрации гопановых углеводородов состава C_{27} изменяются от 7 до 13 %, причем основную долю составляет трисноргопан, тогда как триснорнеогопан в битумоидах **I группы** находится в следовых количествах.

На хроматограммах терпановых **УВ** в пробах Медвежьей и Хабейской площадей гопан hZ не идентифицируется, а гопан hY присутствует в следовых количествах (см. рисунок 3.33).

В распределении гопанов для битумоидов **I группы** помимо традиционно определяемых $17\alpha,21\beta$ -гопанов идентифицированы **гопаны состава $C_{27}, C_{29}-C_{32}$ с биологической структурой $17\beta,21\beta$** и перегруппированные ненасыщенные соединения C_{27}, C_{29} и C_{30} **негоп-13(18)-ены**, имеющие двойную связь между атомами углерода C-13 и C-18, $C_{29}-C_{31}$ **гоп-17(21)-ены** с двойной связью между C-17 и C-21 и **гомогоп-22(29)-ен C_{31}** (Рисунок 3.34) [Родченко, 2017; Rodchenko, 2017]. Среди биогопанов в наибольших концентрациях присутствует биогопан C_{27} – 15-31 % от величины гопана C_{30} . Идентификация соединений выполнена в результате сравнения с опубликованными масс-спектрами [Philp, 1985; Sinninghe Damste et al., 2014].

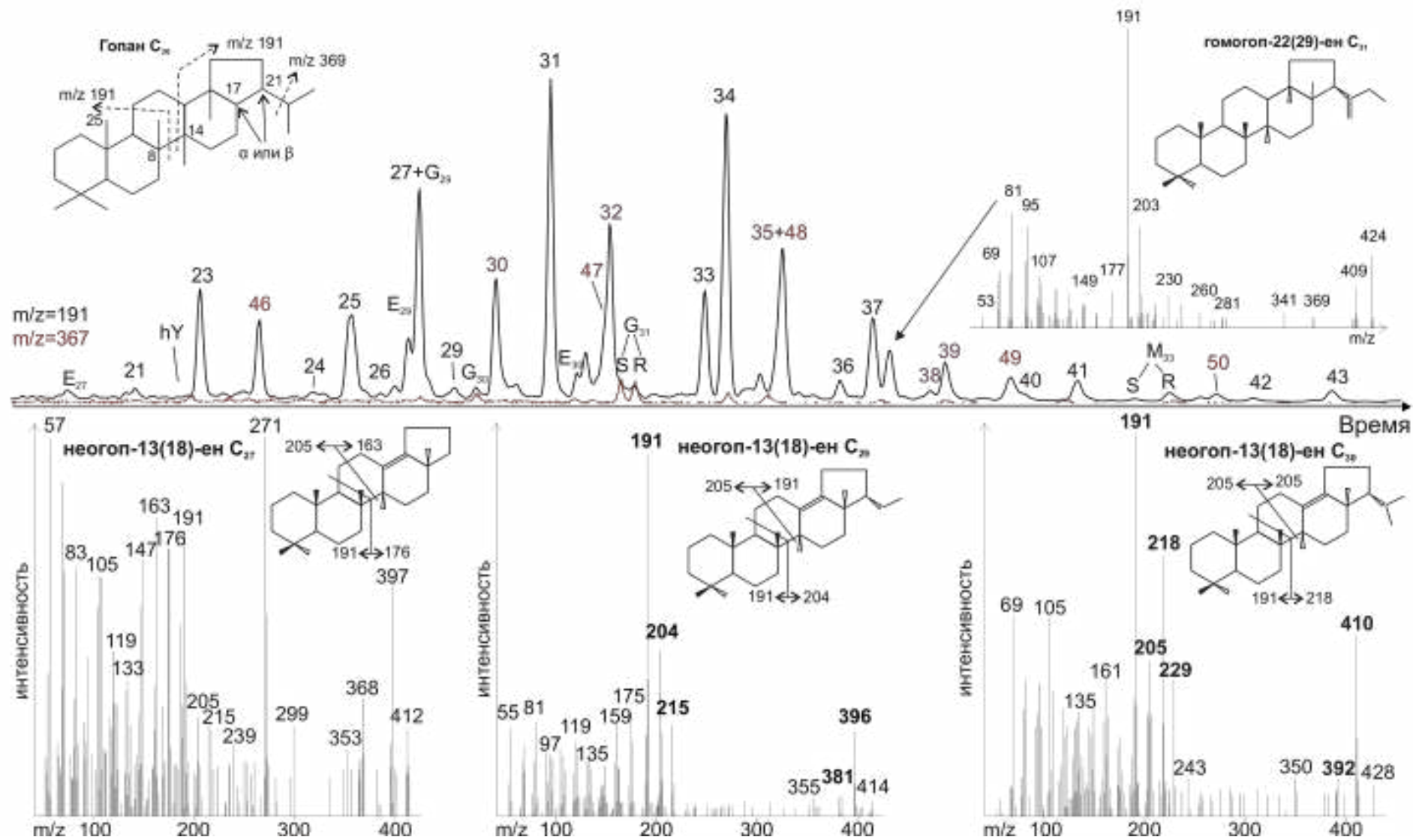


Рисунок 3.34 – Масс-хроматограммы терпановых УВ (m/z 191 и 367) для слабопреобразованного ОВ на примере образца яновстанской свиты из скв. Медвежья-316, гл. 1860,5 и масс-спектры неогоп-13(18)-енов C₂₇, C₂₉ и C₃₀

Условные обозначения: E_n - серия неогоп-13(18)-енов C₂₇, C₂₉ и C₃₀; G_n - серия гоп-17(21)-енов C₂₉-C₃₁; идентификация остальных пиков в таблице 3.11.

Неогопены представлены следующими соединениями: 22,29,30-трисноргоп-13(18)-ен C_{27} , 30-норнеогоп-13(18)-ен C_{29} и 17 α -метил-28-норгоп-13(18)-ен C_{30} (см. рисунок 3.34). Ранее серия C_{27} - C_{30} неогоп-13(18)-енов была идентифицирована как в зрелом, так и незрелом ОВ морских и озерных отложений. Биологическими источниками неогопена C_{30} могут быть некоторые виды папоротников [Farrimond, Talnaes, 1996] и пурпурные несерные бактерии [Volkman et al., 2015]. Некоторые авторы по низким значениям изотопного состава углерода $\delta^{13}C$ гопанов и гоп-13(18)-енов C_{27} - C_{30} предполагают их происхождение из бактерий, использующих метан как источник углерода (метилотрофы или метанотрофы), однако наличие неогоп-13(18)-енов в метанотрофных бактериях до сих пор не зафиксировано [Volkman et al., 2015]. В отложениях неогопен C_{30} образуется в диагенезе из гопанолов и гопенов посредством реакций дегидратации и изомеризации в окислительных условиях. Ранее было показано, что неогоп-13(18)-ен вместе с неогоп-17(21)-еном образуются из диплоптена (гоп-22(29)-ен) в присутствии кислого катализатора [Ageta et al., 1987; Moldowan et al., 1991]. При этом изомеризация диплоптена до неогоп-17(21)-ена происходит относительно легко, тогда как для последующей изомеризации до неогоп-13(18)-ена необходимы более жесткие условия [Ageta et al., 1987]. Н. Ageta с соавторами также было показано, что образование неогоп-13(18)-ена на кислом катализаторе значительных количествах происходит из неогоп-12-ена и различных ферненов. Известно, что неогоп-13(18)-ен и неогоп-12-ен вместе с другими терпеноидами типа фернена были найдены в папоротниках, а фернены (-7-ен, -8-ен и 9(11)ен) обнаружены в анаэробных фотосинтезирующих бактериях [Farrimond, Talnaes, 1996]. Неогопены с меньшим количеством атомов углерода, вероятно, формируются при диагенезе осадков посредством реакций дегидратации и изомеризации, так как эти соединения в бактериях до сих пор не найдены [Sinninghe Damste et al., 2014]. Присутствие этих соединений в органическом веществе исследуемых отложений подтверждает ранее сделанный вывод о наличии кислорода в осадке во время накопления ОВ.

Наличие в ОВ верхней юры в краевых частях ЕХРП неопределенных соединения гопанового ряда – гопаны состава C_{27} , C_{29} - C_{32} с биологической $17\beta,21\beta$ структурой, перегруппированные негоп-13(18)-ены C_{27} , C_{29} и C_{30} , гоп-17(21)-ены C_{29} - C_{31} , свидетельствует о его низкой степени катагенеза [Петрова, 2010].

В восьми образцах яновстанской, сиговской и точинской свит Медвежьей площади I группы, содержащих органическое вещество террагенного и смешанного типов, был идентифицирован в высоких концентрациях **28,30-бисноргопан** состава C_{28} (Рисунок 3.35). Для проб сиговской (гл. 1992,6 м) и точинской (гл. 2060,0 м) свит выявлено присутствие совместно с 28,30-бисноргопаном C_{28} **25,28,30-трисноргопана** и **25,28,30-триснорморетана** C_{27} и серии **25-норгопанов** (10-десметилгопанов), включающей углеводороды состава C_{28} - C_{30} . Среди норгопанов по характерному иону $m/z=177$ преобладает углеводород состава C_{27} , содержание других членов гомологического ряда ниже (см. рисунок 3.35) [Родченко, 2017]. Трисноргопан и триснорморетан состава C_{27} идентифицированы по наличию высокого фрагментарного иона с m/z 341, указывающего на отсутствие двух метильных заместителей в нафтеновой структуре норгопанов. Отсутствие заместителей при 10-, 18- и 22-ом атомах углерода в этих соединениях также существенно повышают на масс-спектрах интенсивность ионов 163 и 177, которые образуются при разрыве пентациклического ядра структуры (см. рисунок 3.35).

В качестве гопановых параметров зрелости ОВ использовалось соотношение изомеров гопана C_{27} T_s и T_m – T_s/T_m или $T_s/(T_s+T_m)$. Считается, что 17α -22,29,30-трисноргопан (T_m) биологический изомер и менее устойчив в диагенезе, чем геологический 18α -22,29,30-трисноргопан (T_s), поэтому значение отношения этих гопанов должно увеличиваться с повышением степени зрелости ОВ. Существуют работы, в которых показано, что отношение трисноргопанов может зависеть как от катагенеза, так и литологического состава пород, типа ОВ и окислительно-восстановительных условий в диагенезе [Seifert, Moldowan, 1978; Moldowan et al., 1986; Wang et al., 2000; Peters et al., 2005].

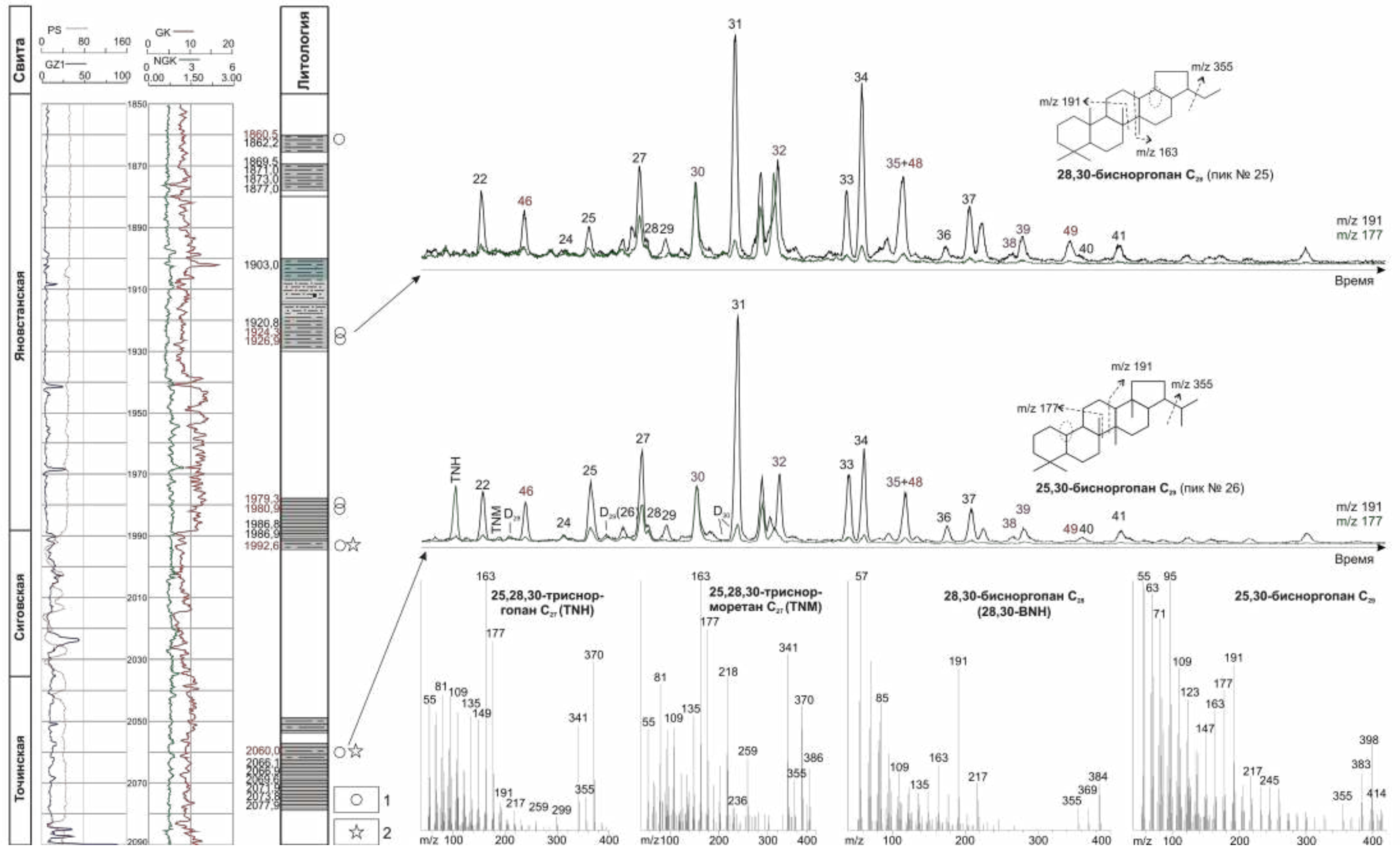


Рисунок 3.35 – Распределение терпановых углеводородов 25,28,30-трисноргопана C_{27} , 28,30-бисноргопана C_{28} и 25,30-бисноргопанов C_{28} и C_{29} в разрезе скв. Медвежья-316. Составлено по материалам [Никитенко и др., 2008] с дополнениями

Условные обозначения: 1 - наличие 28,30-бисноргопана C_{28} , 2 - наличие серии 25-норгопанов состава C_{28} - C_{29} ; TNH - трисноргопан C_{27} , TNM - триснорморетан C_{27} , D_n - серия 25-норгопанов C_{28} - C_{30} , идентификацию остальных пиков см. таблицу 3.11.

На рисунке 3.29г представлена зависимость значений отношения T_s/T_m от глубины отбора образцов. В целом значение этого показателя увеличивается с повышением степени зрелости ОВ и изменяется от 0,02 до 8,6. Для проб I группы концентрации T_s гопаана много меньше T_m гопаана и величины параметра не превышают 0,14. Для II группы значения T_s/T_m варьируют от 0,1 до 2,9 (среднее значение 1,4). Минимальные значения в этой группе (0,1-0,3) характерны для двух образцов из скв. Сузунская-4. В образцах IV группы с террагенным типом ОВ значения этого коэффициента в среднем ниже (0,6) и изменяются от 0,1 до 2,2, за исключением проб из скв. Нанадянская-310, Пайяхская-1 (гл. 4010,1 м) и Туколандо-Вадинская-320 (гл. 4264,0 м). Для проб Нанадянской площади характерны аномально высокие значения отношения T_s/T_m равные 3,1-5,8. В битумоидах из скв. Туколандо-Вадинская-320 III и IV групп и из скв. Пайяхская-1 (гл. 4010,1 м) IV группы величины соотношения норгопанов C_{27} T_s/T_m составляют 4,0-8,6. В образцах гольчихинской свиты III группы из скважин Южно-Носковская-318 и Пайяхская-1 T_s/T_m ниже – 1,5-2,9 (Таблица 3.12).

В исследованной коллекции в скважинах, где отобраны образцы с разным генезисом ОВ, была отмечена следующая закономерность. В ОВ аквагенного и смешанного генезиса при меньшей преобразованности концентрации 18α - $22,29,30$ -трисноргопана выше, чем в более зрелом террагенном ОВ. Например, в разрезе скважины Озерная-10, для битумоидов яновстанской свиты из верхней части разреза (гл. 3100,0-3130,0 м, $R^{\circ}_{vt}=0,73$ %) аквагенного генезиса отношение T_s/T_m равно 1,4-2,2. Для битумоидов смешанного типа ОВ (гл. 3260,0-3290,0 м, $R^{\circ}_{vt}=0,76$ %) T_s/T_m ниже и изменяется 0,9-1,7, тогда как для битумоидов террагенной природы яновстанской свиты (гл. 3540,0-3560,0 м) значения T_s/T_m уменьшаются до 0,5-0,7, а террагенном ОВ сиговской свиты (гл. 3607,0-3645,0 м, $R^{\circ}_{vt}=0,83$ %) увеличиваются до 0,8-1,1. Преобладание концентрации 18α -трисноргопана, над 17α -трисноргопаном имеют пробы яновстанской свиты смешанного генезиса в скважине Горчинская-1 ($T_s/T_m > 1$), тогда как для битумоидов террагенного генезиса подстилающей точинской свиты этой же скважины отношение норгопанов варьирует от 0,2 до 0,6 (Рисунок 3.36).

Таблица 3.12 – Показатели зрелости органического вещества верхнеюрских пород и нефтей

Группа	Градация катагенеза	R ^o _{vt} , %	T _{max}	CPI	Ts/Tm	Ts/ (Ts+C ₃₀)	C ₂₉ Ts/ (C ₂₉ +C ₂₉ Ts)	Стераны C ₂₉		Трицикланы, % на сумму терпанов	
								20S/ (20S+20R)	ββ(20S+20R)/αα 20R		
Органическое вещество пород	I	МК ₁ ¹	0,50-0,56	$\frac{429-440}{436}$	$\frac{1,5-2,2}{1,9}$	$\frac{0,02-0,14}{0,06}$	$\frac{0,01-0,04}{0,02}$	$\frac{0,03-0,13}{0,08}$	$\frac{0,12-0,35}{0,26}$	$\frac{0,4-1,5}{1,0}$	$\frac{3-13}{6}$
	II	МК ₁ ¹ -МК ₂	0,62-1,05	$\frac{435-447}{442}$	$\frac{1,0-1,4}{1,2}$	$\frac{0,1-2,7}{1,4}$	$\frac{0,04-0,21}{0,12}$	$\frac{0,11-0,40}{0,31}$	$\frac{0,41-0,52}{0,49}$	$\frac{1,0-5,1}{3,5}$	$\frac{5-17}{10}$
	III	МК ₂ -МК ₃ ¹	1,12-1,37	$\frac{447-481}{463}$	$\frac{1,0-1,1}{1,1}$	$\frac{1,5-8,6}{3,7}$	$\frac{0,21-0,47}{0,31}$	$\frac{0,22-0,58}{0,38}$	$\frac{0,42-0,56}{0,48}$	$\frac{2,8-5,7}{4,7}$	$\frac{21-63}{37}$
	IV	МК ₁ ² -МК ₃ ¹	0,67-1,32	$\frac{442-466}{448}$	$\frac{1,0-1,3}{1,2}$	$\frac{0,1-5,8}{1,0}$	$\frac{0,03-0,48}{0,11}$	$\frac{0,07-0,53}{0,25}$	$\frac{0,42-0,56}{0,51}$	$\frac{2,2-7,2}{4,0}$	$\frac{5-35}{9}$
Нефти				$\frac{1,0-1,2}{1,1}$	$\frac{1,1-4,2}{2,0}$	$\frac{0,10-0,26}{0,17}$	$\frac{0,20-0,42}{0,29}$	$\frac{0,39-0,51}{0,47}$	$\frac{3,2-5,0}{3,9}$	$\frac{10-32}{20}$	

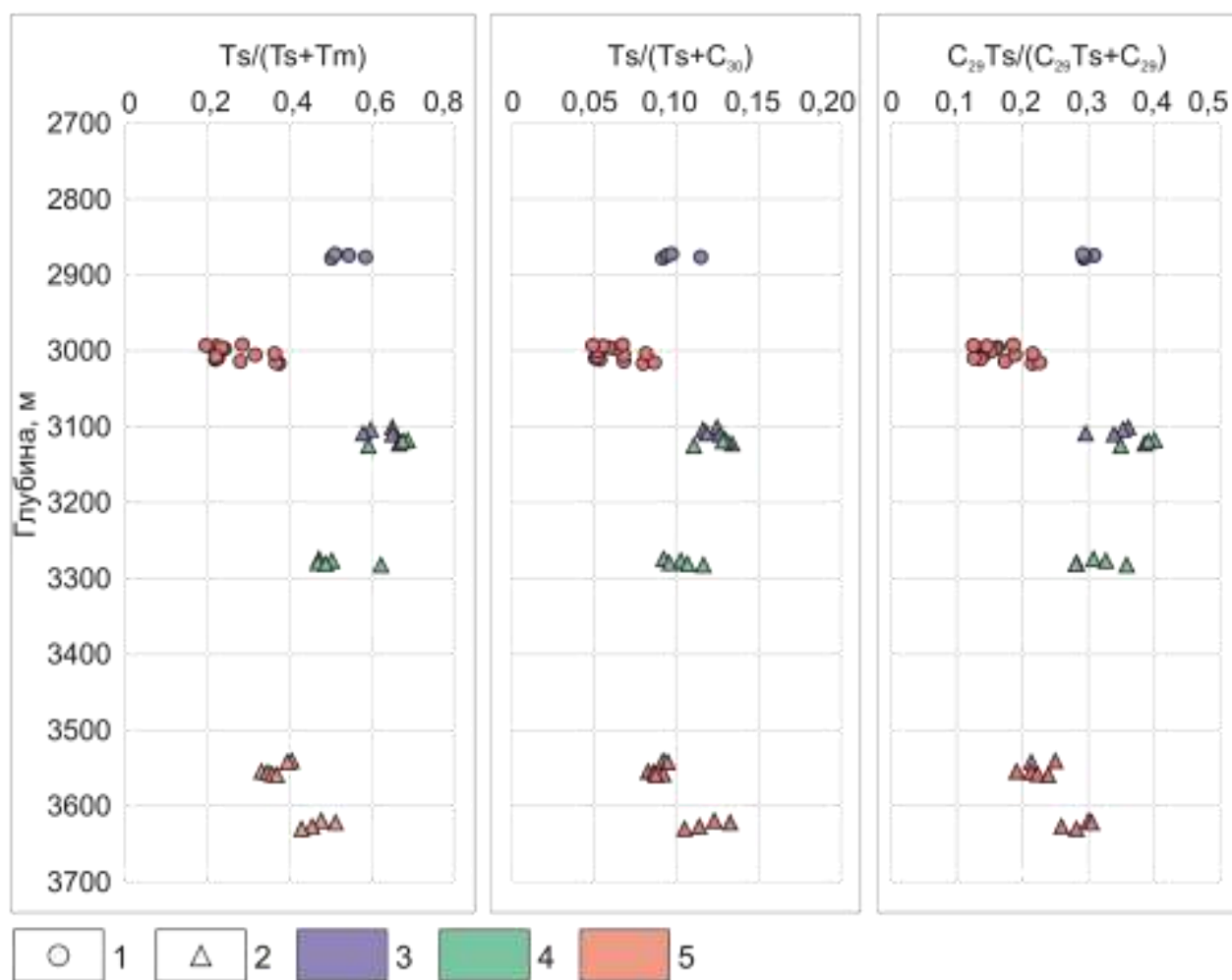


Рисунок 3.36 – Изменение гопановых параметров зрелости в зависимости от типа ОВ

Условные обозначения: 1 – образцы из скв. Горчинская-1, 2 – образцы из скв. Озерная-10; 3 – аквагенный тип ОВ, 4 – смешанный тип ОВ, 5 – террагенный тип ОВ.

Поскольку молекулярная структура новообразованного норгопана $C_{29}Ts$ более стабильна, чем 17α -гопана C_{29} , то отношение $C_{29}Ts/(C_{29}Ts+C_{29})$ также используют в качестве показателя катагенеза ОВ (см. рисунок 3.29е, рисунок 3.36). Для пары норгопанов в скважинах Горчинская-1 и Озерная-10 отмечается такая же зависимость от типа ОВ, как и для трисноргопанов Tm и Ts . Однако, в целом с увеличением зрелости ОВ происходит уменьшение концентраций адиантана и увеличение доли $C_{29}Ts$ и значения их соотношения увеличивается с глубиной отбора проб.

По-видимому, такое изменение концентраций норгопанов состава C_{27} и C_{29} в зависимости от типа ОВ в первую очередь вызвано изменением обстановок осадконакопления за счет однонаправленного увеличения глубины Енисей-

Хатангского бассейна в позднеюрский период (максимум трансгрессии Западно-Сибирского моря пришелся на волжское время). Механизм формирования неогопанов может быть связан с перегруппировкой в присутствии каталитически активных глинистых минералов (или других типов катализаторов) в породах с повышенной долей аквагенного ОВ, которые приводят к ускорению химической реакции их преобразования [Peters et al., 2005]. Предложенный механизм образования неогопанов Ts и C₂₉Ts в изученной коллекции образцов представляется наиболее вероятным, т.к. их высокие концентрации соответствуют уровням изученных разрезов с большей глинизацией по макроскопическому описанию керн. Для доказательства этого тезиса необходимо выполнить более детальное изучение минералогического и элементного состава пород.

Выявленную особенность распределения норгопанов следует учитывать при использовании параметров $Ts/(Ts+Tm)$, $Ts/(Ts+C_{30})$ и $C_{29}Ts/(C_{29}Ts+C_{29})$ для определения степени зрелости ОВ. Их эффективное использование возможно только для пород, сформированных в схожих фациальных условиях и содержащих ОВ одного генетического типа.

Результаты проведенного анализа показали, что содержание перегруппированных гопанов состава C₃₀ зависит от степени зрелости органического вещества пород (Рисунок 3.37).

Считается, что 17 α -диагопаны образуются в процессе биосинтеза из бактериогопана в осадках, содержащих глины и отлагающихся в окислительных и субокислительных условиях, поскольку источники соединений с диагопановой структурой не были обнаружены в бактериях или растениях [Peters et al., 2005]. Ранее J.M. Moldowan с соавторами был предложен механизм образования диагопанов из гоп-17(21)-ена с помощью последовательного аллильного окисления атома С-16, формирования двойной связи между атомами С-15 и С-16 и миграцией метильной группы от атома углерода С-14 в процессе катагенеза [Moldowan et al., 1991].

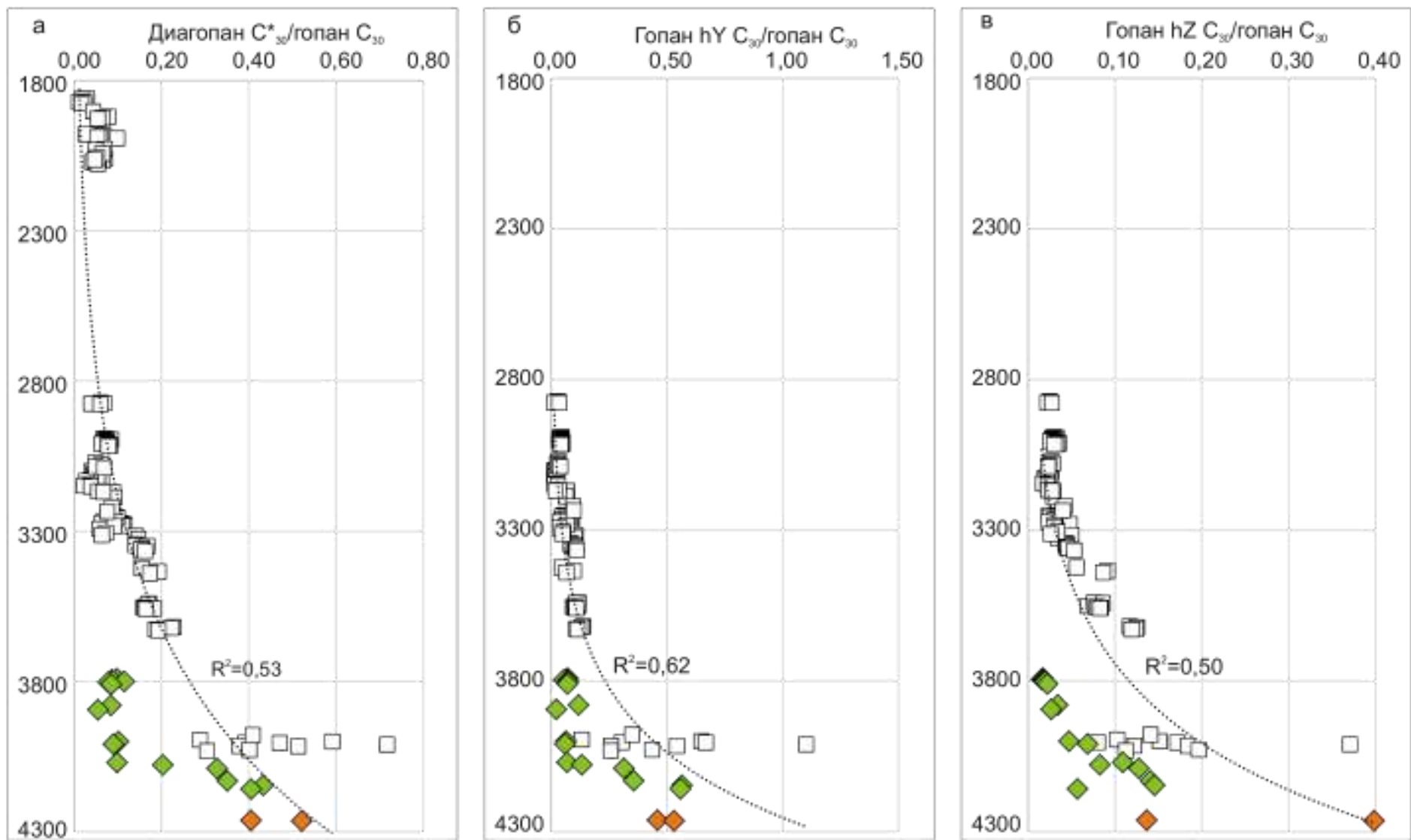


Рисунок 3.37 – Диаграммы зависимости значений отношений перегруппированных гопанов C_{30} : диагопана (а), hY (б) и hZ (в) к гопану C_{30} в битумоидах от глубины отбора образцов

Условные обозначения: ромбы – образцы из скв. Туколандо-Вадинская-320 (зеленые – яновстанская свита, оранжевые – сиговская свита).

Г.Н. Гордадзе было показано, что диагопан не образуется за счет перегруппировки регулярного гопана. При термokatализе высокомолекулярных насыщенных фракций нефтей разного типа в присутствии бромистого алюминия и алюмосиликатного катализатора относительная концентрация диагопана C_{30}^* практически не менялась при резком снижении содержания гопана C_{30} [Гордадзе и др., 2005]. По законам термодинамики 17α -диагопаны с третичным метильным радикалом (С-15) более устойчивы, чем углеводороды с ангулярным метильным радикалом (С-14), как в молекулах 17α -гопанов. Таким образом, увеличение доли диагопан C_{30}^* в битумоидах более высоких стадий преобразованности вероятно является не прямой зависимостью от катагенеза ОВ, а косвенной, и связано с относительным уменьшением концентраций гопана C_{30} [Ким, Родченко, 2016].

Происхождение С(14аа)-гомо-26-нор- 17α -гопана (hZ) [Trendel et al., 1993; Nytoft, Wojesen-Koefoed, 2001] и его гомологов еще не известно [Peters et al., 2005]. J.M. Trendel считает маловероятным, что эти углеводороды синтезируются бактериями. Он предполагает, что перегруппированные углеводороды серии hZ образуются вследствие окисления метильной группы при С-8 до спирта, либо в водной толще, либо на стадии раннего диагенеза, с последующей перегруппировкой и миграцией углерода между С-8 и С-14. Полученное в результате расширенное С-кольцо с семью атомами углерода существенно повышает термическую и биологическую устойчивость этих углеводородов по сравнению с обычными 17α -гопанами [Trendel et al., 1993]. Также, как и в настоящей работе углеводород hZ состава C_{30} вместе с диагопанами состава C_{29} и C_{30} был идентифицирован в нефтях Северного моря [Nytoft, Wojesen-Koefoed, 2001].

Источник углеводорода-биомаркера hY и механизм его образования до сих пор остаются неизвестны. Первое упоминание об этом углеводороде встречается в публикации N. Telnaes с соавторами, обнаружившими неизвестную новую серию рано элюирующихся перегруппированных гопанов состава C_{29} - C_{31} совместно с серией диагопанов C_{29} - C_{32} в нефтях бассейна Досео (Чад, Центральная Африка). Изученные нефти, в которых они были идентифицированы,

образовывались в основном из водорослевого ОВ, захоронившегося в озерных пресноводных условиях [Telnaes et al., 1992]. Этими же авторами в 1996 году опубликована работа, содержащая сведения о факте идентификации серии рано элюирующихся гопанов состава C_{27} , C_{29} - C_{35} совместно с диагопанами в сланцах и мергелях тоарского возраста в северной Италии [Farrimond, Telnaes, 1996]. Перегруппированный гопан hY C_{30} был обнаружен в нефтидах северо-западного побережья Австралии [George et al., 1997]. В работе были исследованы флюидные включения в минералах и экстракты из нефтенасыщенных песчаников из скважины Джабиру-1А (Тиморское море, побережье Австралии). Авторами был сделан вывод, что их источником являлось органическое вещество средне-верхнеюрских аргиллитов, захоронившееся в окислительных-субокислительных условиях [George et al., 1997]. Перегруппированный гопан состава C_{30} был идентифицирован в озерных нефтях Таримской платформы (северо-запад Китая), ОВ которых происходит от высшей наземной растительности нефтепроизводящих триасово-юрских аргиллитов с прослоями углей [Zhu, 2001]. Китайские исследователи предположили, что значительные количества перегруппированных гопанов hY C_{27} и C_{29} - C_{35} , также обнаруженных ими в юрских озерных нефтях Сичуанского бассейна (юго-восток Китая) [Zhu et al., 2007], связаны с зрелым ОВ нефтегазопроизводивших пород терригенного состава, формировавшихся в субокислительных обстановках в диагенезе.

Совместно перегруппированные гопаны hZ и hY состава C_{30} идентифицированы в нефтях озера Байкал, имеющих возраст не древнее меловой эпохи и генетически связанных с живым веществом озерных организмов и высшей наземной растительности [Каширцев и др., 2006; Конторович и др., 2007]. Авторы указывают на присутствие диагопана C_{30} наряду с другими биомаркерными показателями, свидетельствующими об окислительных условиях в диагенезе. Также рано элюирующиеся перегруппированные гопаны идентифицированы S. Mrkić с соавторами в отложениях верхнего миоцена в юго-восточной части Паннонского бассейна (Банатская депрессия) [Mrkić et al., 2011]. Эти исследователи отмечают, что перегруппированные гопаны типичны для

органического вещества, сформированного в окислительной обстановке (наличие диагопанов) в пресной или слабосоленой воде в озерных и дельтовых обстановках, и обнаружены как в карбонатных, так и в терригенных отложениях. Содержание перегруппированных гопанов не зависит от типа органического вещества, однако связано с параметрами термической преобразованности органического вещества [Mrkic et al., 2011].

Ранее P. Farrimond и N. Telnaes обращали внимание на существование прямой зависимости между содержанием перегруппированного гопана $hY C_{30}$ и диагопана C^*_{30} в породах, объясняя этот факт происхождением этих углеводородов из одних и тех же предшественников. В исследованной выборке эта зависимость подтверждается (коэффициент детерминации составляет 0,90) (Рисунок 3.38). Однако мы предполагаем, что наличие зависимости между содержанием диагопана C^*_{30} и гопана $hY C_{30}$ может быть и не связано с их общим происхождением, поскольку, как было показано выше на рисунке 3.37, концентрации обоих УВ контролируются катагенезом ОВ [Ким, Родченко, 2016].

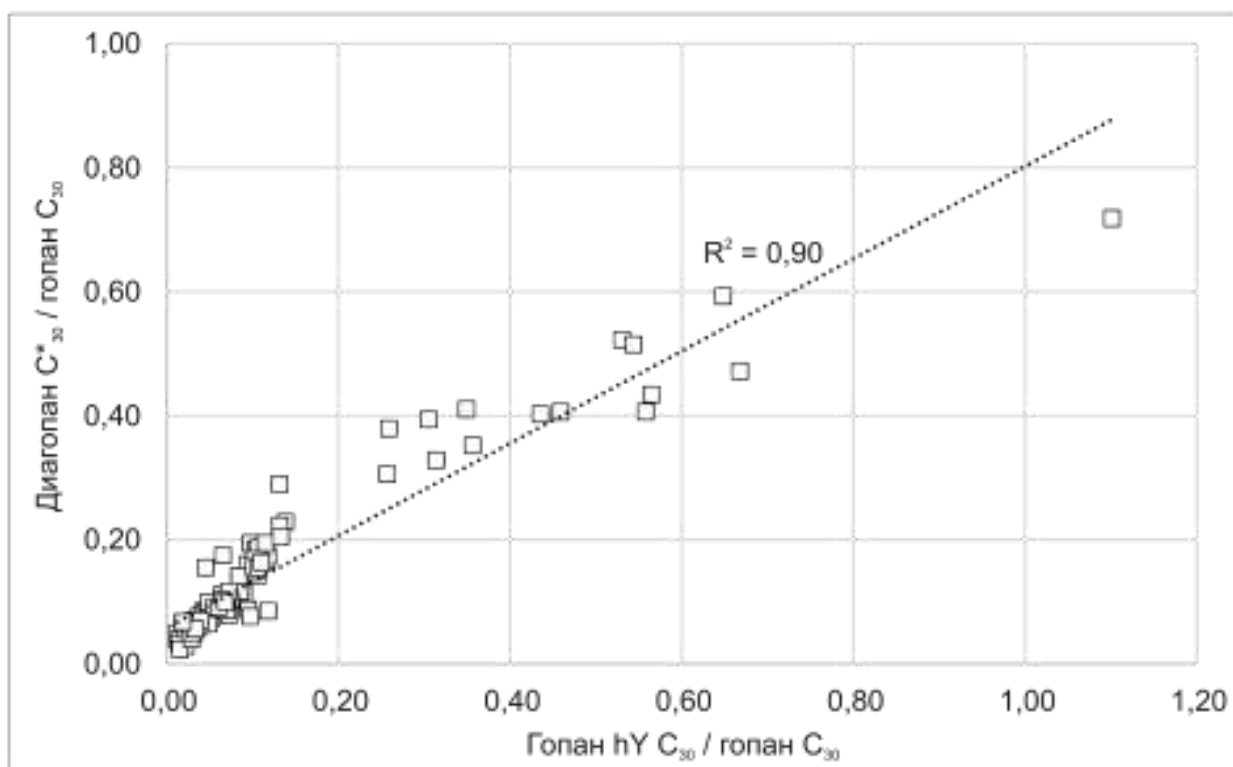


Рисунок 3.38 – Взаимосвязь между содержанием диагопана C^*_{30} и гопана $hY C_{30}$

Ранее Н.Р. Nytoft с соавторами обнаружили полную серию **28-норгопанов** (C_{26} и C_{28} - C_{34}) в нефтях и органическом веществе пород в Западной Гренландии и в Северном море [Nytoft et al., 2000]. Они полагают, что 28,30-бисноргопан C_{28} имеет других, особенных предшественников, в отличие от остальных гомологов в ряду. Появление этого биомаркера обычно связывают с существованием специфических бактерий на ранних стадиях преобразования ОВ [Peters et al., 2005]. Однако такие организмы до сих пор не найдены и происхождение 28,30-бисноргопанов остается под вопросом.

Обычно **25-норгопаны** обнаруживают в нефтидах и связывают их происхождение с процессами биodeградации [Конторович и др., 1991б; Каширцев и др., 1993, 2001; Peters et al., 1996, 2005]. Даже при присутствии неизменных нормальных алканов в нефтидах при наличии 25-норгопанов геохимическая интерпретация зачастую сводится к предположению, что было несколько этапов заполнения резервуара, т.е. была подпитка новой порцией небиodeградированных нефтидов. В исследованных битумоидах несмотря на присутствие 25-норгопанов распределение нормальных алканов не имеет признаков биodeградации и по всем битуминологическим и пиролитическим характеристикам органическое вещество пород является автохтонным.

Впервые факт обнаружения 25-норгопанов в органическом веществе пород (совместно с 28,30-бисноргопаном C_{29} , как в образцах Медвежьей площади) был опубликован в 1985 году [Noble et al., 1985]. Однако авторы предположили, что обнаруженные в девонских сланцах Западной Австралии 25-норгопаны являются вторичными по отношению к породе и были привнесены в нее при переотложении более древних образований, содержащих биodeградированное органическое вещество [Noble et al., 1985]. Чуть позднее вышла публикация с сообщением об обнаружении 25-норгопанов в миоценовых сланцах на месторождении Миндвей-Сансет (Калифорния) [Curiale et al., 1985]. В этих образцах отсутствовали нормальные алканы и был идентифицирован 28,30-бисноргопан. Авторы объяснили наличие 25-норгопанов в автохтонных битумоидах пород микробальной деградацией органического вещества на ранних стадиях диагенеза

[Curiale et al., 1985]. На настоящий момент существует целый ряд публикаций, сообщающих о несомненном обнаружении 25-норгопанов в органическом веществе пород [Blanc, Connan, 1992; Chosson et al., 1992; Bao, 1997; Cao et al., 2008].

Точное происхождение 25-норгопанов не выяснено. Выдвигаются три гипотезы относительно возможных путей их происхождения: 1 – микробиальное деметилирование гопанов в 25-норгопаны путем отрыва метильной группы у атома C-10; 2 – относительное обогащение, т.е. 25-норгопаны (или их предшественники) синтезируются микробными микроорганизмами наряду с гопанами, но в дальнейшем, в результате вторичных процессов, например биodeградации, происходит относительное обогащение 25-норгопанами по сравнению с менее устойчивыми гопанами; 3 – микробное происхождение из гопанов в диагенезе (однако, 25-норгопаны в микроорганизмах до сих пор не обнаружены и их не смогли получить в результате биodeградации в лабораторных условиях) [Blanc, Connan, 1992; Chosson et al., 1992; Peters et al., 2005; Cao et al., 2008].

В исследованных битумоидах отмечается прямая зависимость между содержанием 25-норгопана состава C₂₉ и 17 α ,21 β -гопаном C₃₀ с коэффициентом детерминации 0,79 (Рисунок 3.39). Ранее также отмечалось, что распределение гомологов из серии 25-норгопанов зачастую коррелируется с распределением $\alpha\beta$ -гопанов – при максимальных содержаниях гопана состава C₃₀ среди 25-норгопанов в максимальных концентрациях присутствует 25-норгопан состава C₂₉ и т.д [Peters et al., 2005; Wang et al., 2013]. Выявленные закономерности подтверждают первую гипотезу и позволяют предположить, что 25-норгопаны образуются за счет деметилирования гопанов бактериями, существующими при определенных специфических условиях во время диагенеза осадков.

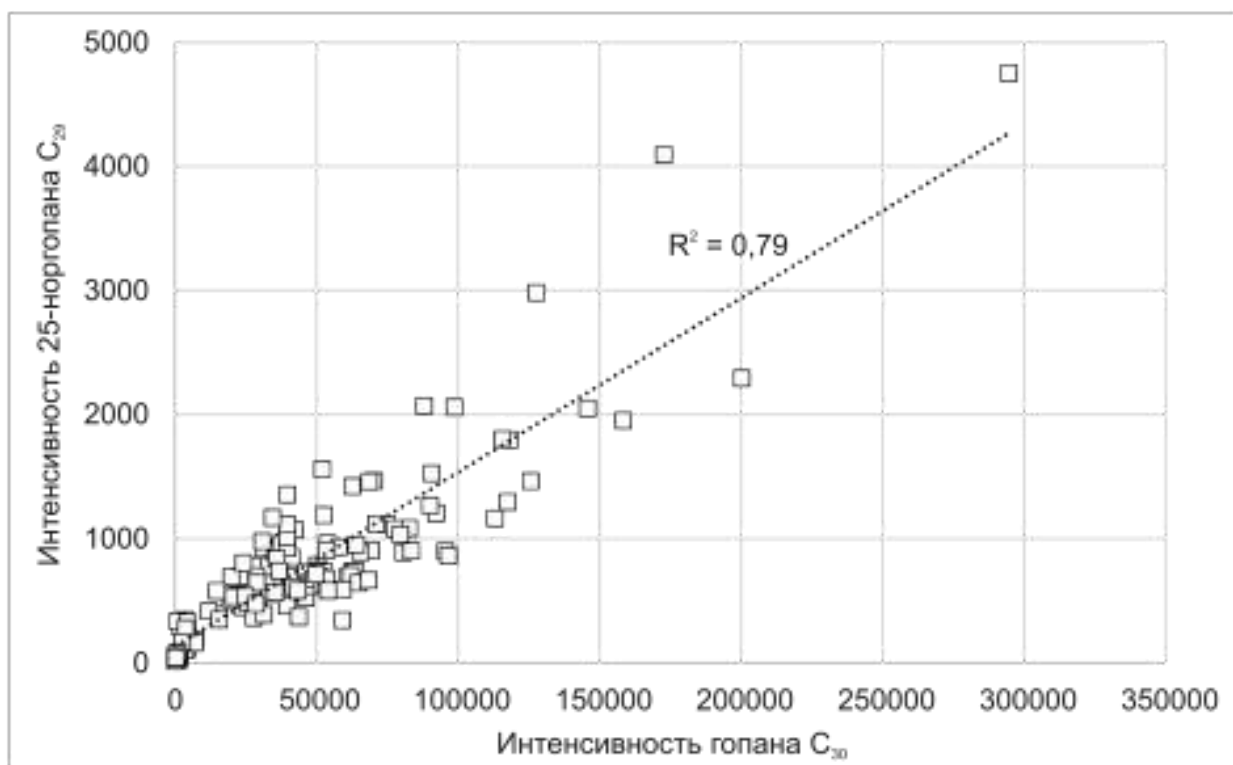


Рисунок 3.39 – Зависимость содержания 25-норгопана C_{29} от концентраций гопаана C_{30} в битумоидах

Р. Chosson с соавторами в результате анализа банка данных по биомаркерам обнаружили более 60 автохтонных битумоидов, содержащих 25-норгопаны, в породах из таких регионов, как Габон и Конго (Центральная Африка), Северное море (Англия и Норвегия) [Chosson et al., 1992]. Ими отмечено, что обычно 25-норгопаны присутствуют в незначительных количествах, осложняющих их идентификацию (за исключением глинистых известняков Пуэнт-Нуар, Конго с незрелым органическим веществом, в которых были в значительных концентрациях присутствуют 25,28,30-трисноргопан, 28,30-бисноргопан и 25-норгопаны состава C_{28} и C_{29}). В результате обобщения Р. Chosson с коллегами был сделан вывод, что 25-норгопаны встречаются в глинистых породах, образовавшихся при окислительных условиях и значительном вкладе обломочного материала [Chosson et al., 1992]. J. Cao с соавторами зафиксировали высокие концентрации 25-норгопанов в Китае (бассейн Цайдам) в отложениях, сформировавшихся в анаэробных лагунных обстановках [Cao et al., 2008].

Таким образом, наличие углеводородов ряда гопанов свидетельствует о вкладе в состав битумоидов и керогенов липидов прокариотических организмов –

многочисленных видов бактерий и архей. Гопаны в растениях и грибах достаточно редки, найдены они в некоторых тропических деревьях и травах, а также в папоротниках [Уриссон и др., 1984; Семенов, Карцев, 2009]. Пониженные концентрации гомогопанов C_{34} по сравнению с гомогопанами C_{35} ($C_{35}/C_{34}=0,2-0,8$) и присутствие диагопанов состава C_{29} и C_{30} свидетельствуют о захоронении ОБ исследуемых келловей-берриасских битумоидов при достаточно интенсивных окислительных преобразованиях в диагенезе. Наличие 25,30-бисноргопана C_{29} и 28,30-бисноргопана C_{28} указывает на существование специфичных бактерий, участвовавших в разложении ОБ на стадии диагенеза осадков [Ким, Родченко, 2016, Родченко, 2016].

В гомологическом ряду **моретанов** идентифицированы УВ от C_{29} до C_{32} , для моретана C_{32} определены стереоизомеры S и R. В большинстве изученных битумоидов преобладает моретан состава C_{30} (Таблица 3.13). В битумоидах, образованных из ОБ низкой степени катагенетической преобразованности (I группа), доли углеводородов $C_{29}-C_{31}$ примерно равны, в среднем с небольшим преобладанием моретана состава C_{30} .

Таблица 3.13 – Распределение моретанов в битумоидах и нефтях

Группа		В % на сумму моретанов				
		C_{29}	C_{30}	C_{31}	C_{32}	C_{32} S/R
Органическое вещество пород	I	$\frac{22-35}{28}$	$\frac{31-41}{36}$	$\frac{23-35}{28}$	$\frac{7-10}{9}$	$\frac{0,1-0,4}{0,3}$
	II	$\frac{12-25}{18}$	$\frac{42-62}{51}$	$\frac{10-23}{18}$	$\frac{5-20}{13}$	$\frac{0,6-1,1}{0,8}$
	III	$\frac{15-31}{24}$	$\frac{38-59}{51}$	$\frac{6-19}{11}$	$\frac{4-27}{14}$	$\frac{0,9-1,9}{1,4}$
	IV	$\frac{4-19}{12}$	$\frac{37-52}{45}$	$\frac{16-30}{23}$	$\frac{14-29}{20}$	$\frac{0,3-1,3}{0,7}$
Нефти		$\frac{12-25}{16}$	$\frac{37-56}{46}$	$\frac{11-27}{20}$	$\frac{9-25}{18}$	$\frac{0,3-1,4}{0,7}$

Для моретанов состава C_{31} и выше, в которых атом C-22 становится хиральным также, как и для гомогопанов, в качестве параметра зрелости возможно использование соотношения S и R эпимеров. В изученной коллекции величины отношения 22S/22R моретанов C_{32} закономерно увеличиваются с глубиной, изменяясь от 0,1-0,4 в битумоидах Медвежьей и Хабейской площадей (МК₁¹) до

0,9-1,9 в битумоидах Пайяхской, Туколандо-Вадинской и Южно-Носковской площадей (МК₂, МК₃¹).

Трицикланы. В составе битумоидов идентифицирован гомологический ряд трициклановых углеводородов от C₁₉ до C₂₈. В распределении гомологов хейлантанов выделенные четыре группы имеют заметные отличия по суммарному содержанию низкомолекулярных углеводородов C₁₉, C₂₀ и среднемолекулярных УВ C₂₃-C₂₆ (Таблица 3.14).

Таблица 3.14 – Распределение и соотношение трицикланов в битумоидах и нефтях

Группа		В % на сумму трицикланов C ₁₇ -C ₂₈		I _{TC} = 2*(C ₁₉ +C ₂₀)/(C ₂₃ +C ₂₄ +C ₂₅ +C ₂₆)
		ΣC ₁₉ -C ₂₀	ΣC ₂₃ -C ₂₆	
Органическое вещество пород	I	<u>21-61</u> 39	<u>23-46</u> 35	<u>0,9-5,2</u> 2,5
	II	<u>11-33</u> 20	<u>30-60</u> 47	<u>0,4-2,2</u> 0,9
	III	<u>20-48</u> 37	<u>24-41</u> 33	<u>1,0-4,0</u> 2,4
	IV	<u>34-60</u> 50	<u>9-31</u> 19	<u>2,2-13,2</u> 6,4
Нефти		<u>11-33</u> 19	<u>42-64</u> 56	<u>0,3-1,5</u> 0,7

По мнению ряда исследователей, в ОВ морского генезиса в составе трицикланов отмечается преобладание углеводородов состава C₂₃-C₂₆, а континентального – C₁₉-C₂₀ [Peters, Moldowan, 1993; Конторович и др., 1999], поэтому значение трицикланового индекса $I_{TC}=2(C_{19}+C_{20})/(C_{23}+C_{24}+C_{25}+C_{26})$, предложенного А.Э. Конторовичем [Конторович и др., 1999], меньше 1 указывает на аквагенную природу исходного ОВ. Диагностика типа ОВ верхнеюрских отложений по зависимости трицикланового индекса I_{TC} от отношения стеранов C₂₉/C₂₇ показана на Рисунке 3.40.

Значения трицикланового индекса для образцов гольчихинской, яновстанской и точинской свит **I группы** существенно варьируют от 0,9 до 5,2. В битумоидах со смешанным типом ОВ (яновстанская свита скв. Медвежья-316, инт. 1872,9-1926,9 м) наблюдаются наименьшие значения индекса I_{TC} от 0,9 до 1,9 (среднее по 6 образцам 1,2), по сравнению с остальными образцами этой группы (1,4-5,2, среднее 2,9) (см. рисунок 3.40б)

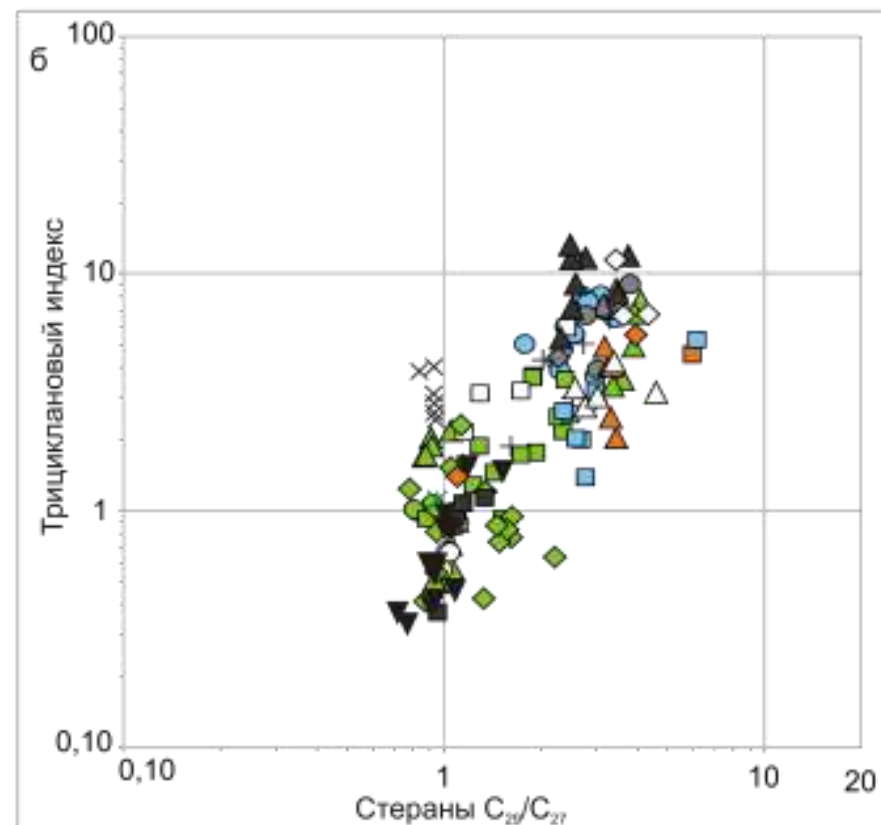
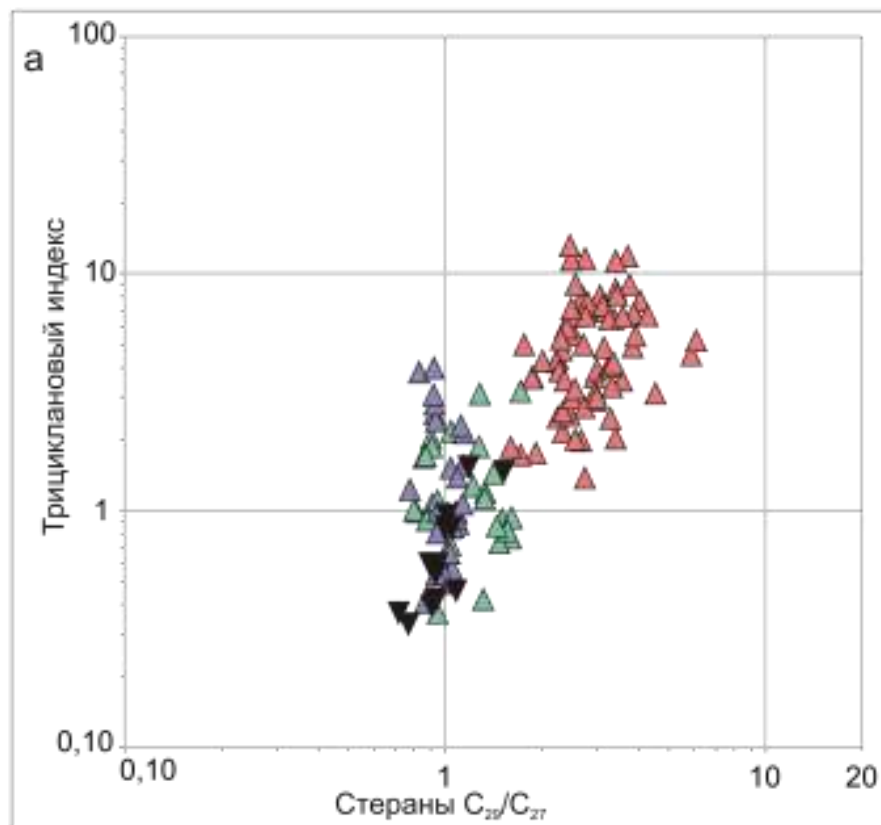


Рисунок 3.40 – Диаграммы зависимости трициклового индекса от отношения стеранов C_{29}/C_{27}

Условные обозначения: тип ОВ битумоидов: 1-аквагенный, 2-смешанный, 3-террагенный; 4-нефти; гольчихинская свита: 5-Аномальная-51, 6-Дерябинская-9, 7-Нанадянская-310, 8-Пайяхская-1, 9-Паютская-1, 10-Пеляткинская-15, 11-Среднеяровская-3, 12-Среднеяровская-4, 13-Ушаковская-1, 14-Хабейская-2, 15-Южно-Носковская-318; точинская: 16-Горчинская-1, 17-Медвежья-316; сиговская: 18-Медвежья-316, 19-Озерная-10, 20-Туколандо-Вадинская-320; яновстанская: 21-Горчинская-1, 22-Медвежья-316, 23-Озерная-10, 24-Сузунская-4, 25-Туколандо-Вадинская-320.

Для образцов **III группы** суммарное содержание хейлантанов C_{19} и C_{20} примерно равно сумме среднемолекулярных УВ 20-48 и 24-41 % на сумму трицикланов C_{19} - C_{27} соответственно. Как следствие, в битумоидах с аквагенным и смешанным типом ОВ этой группы, наблюдаются большие значения индекса I_{TC} от 1,0 до 4,0 (см. таблицу 3.14).

Для битумоидов, относящихся к **IV группе** в распределении хейлантанов, как правило, преобладают низкомолекулярные углеводороды C_{19} - C_{20} (34-60 %), углеводороды состава ΣC_{23} - C_{26} находятся в меньших количествах от 9 до 31 %. Значения I_{TC} варьирует от 2,2 до 13,2.

Тетрацикланы. Среди тетрацикланов состава C_{24} , C_{25} , C_{26} и C_{27} преобладает углеводород состава C_{24} (51-98 %). Наибольшие его концентрации от 89 до 98 % (среднее значение 94 %) характерны для образцов IV группы с террагенным типом ОВ. В остальных пробах содержание этого гомолога не превышает 91 % от суммы тетрацикланов. Доля тетрацикланов C_{26} варьирует от 1 до 36 %, наибольшие их концентрации выявлены в образцах, содержащих аквагенное ОВ II группы (7-21 %), III группы (2-19 %) и в ОВ низкой степени катагенетической преобразованности I группы (7-36 %). В остальных образцах с ОВ террагенного генезиса тетрациклан состава C_{26} присутствует в количестве от 1 до 7 % на сумму тетрацикланов. Концентрации гомологов C_{25} и C_{27} не высоки – до 7 %

3.7. Сравнительный анализ органической геохимии пород и условия накопления органического вещества

Содержание органического углерода (от 0,5 до 9,9 % на породу) в изученных аргиллитах и алевроаргиллитах точинской, сиговской, яновстанской и гольчихинской свит позволяет рассматривать их в качестве потенциально нефтегазопроизводящих, поскольку концентрации $C_{орг}$ в породах для 81 % выборки выше кларкового значения для аргиллитов, равного 0,9 % на породу.

Изучение керогенов (элементный состав, изотопный состав углерода и пиролиз) показало, что в составе концентрированного ОВ верхнеюрских пород присутствуют гумоидные соединения, которые являются продуктами преобразования белков и углеводов исходной биомассы планктона, а также компоненты террагенного ОВ – лигнина и целлюлозы, привнесенным в бассейн осадконакопления с окружающей суши вместе с терригенными осадками. Увеличение доли гумоидных соединений, лигнина и целлюлозы в состав керогена отразилось на элементном составе в виде увеличения концентраций азота (2,5-4,7 %), а также повлекло некоторое утяжеление изотопного состава углерода керогена с преимущественно аквагенной природой ОВ (-29,0...-25,4 ‰). Липидная составляющая в структуре керогена, являющаяся основным источником нефтяных углеводородов [Вассоевич, 1973; Гусева и др., 1976], присутствует в меньших концентрациях, чем в керогенах типично нефтематеринской баженовской свиты позднеюрского возраста центральной части Западно-Сибирского осадочного бассейна. На относительное увеличение липидной части в составе керогена в породах верхней части гольчихинской свиты (скважины Пеляткинская-15 и Ушаковская-1) и яновстанской свиты (скв. Озерная-10) на глубине 3000-3200 м за указывает возрастание выходов хлороформенных битумоидов ($b_{хл} > 0,10$ % на породу) и концентраций водорода в элементном составе керогена ($H=4,7-6,2$ %). Это обусловлено тем, что в породах II группы этой части разреза присутствует больше аквагенного материала, который богаче

липидной составляющей, по сравнению с преимущественно террагенным материалом, доля которого преобладает в ОВ остальных отложений.

Анализ молекулярного состава битумоидов изученных пород позволил установить соотношение в разрезе и на площади распространения верхнеюрских пород органического вещества террагенного и аквагенного генезисов. При этом сингенетичность изученных (паравтохтонных, автохтонных и остаточных) битумоидов подтверждена результатами пиролиза пород, содержанием битумоидов в породах, их групповым составом и однотипным распределением углеводов-биомаркеров в насыщенных фракциях битумоидов.

Преимущественно аквагенное и/или смешанное ОВ, как было отмечено выше, выявлено в породах из верхней части гольчихинской и яновстанской свит титон-берриасского возраста (группа II). Для гольчихинской свиты породы с аквагенной природой липидов исходного ОВ определены в скважинах Пеляткинская-15 и Ушаковская-1, для яновстанской свиты в скважине Озерная-10 (Рисунок 3.41). По данным пиролиза аквагенное ОВ в верхней части гольчихинской свиты также выявлено в скважинах Дерябинская-5, Пайяхская-4 и Яровская-2. В верхней части яновстанской свиты в скв. Туколандо-Вадинская-320 определен смешанный состав ОВ. В погруженных структурах – Центрально-Таймырском желобе и Большехетской мегасинеклизе ОВ аквагенного генезиса определено в нижней части гольчихинской свиты (верхи верхнего бата – нижняя часть верхнего келловей) в скважинах Пайяхская-1 и Южно-Носковская-318, и нижней части яновстанской свиты (верхняя часть верхнего оксфорда – кимеридж) в скв. Туколандо-Вадинская-320, объединенных в III группу. В нижней части яновстанской свиты смешанное ОВ диагностировано в скважинах Горчинская-1, Озерная-10 и Сузунская-4. Положение прослоев с преимущественно аквагенным составом ОВ в разрезе изучаемых отложений согласуется с периодами региональных трансгрессий в позднеюрское время на территории исследования [Конторович и др., 2013].

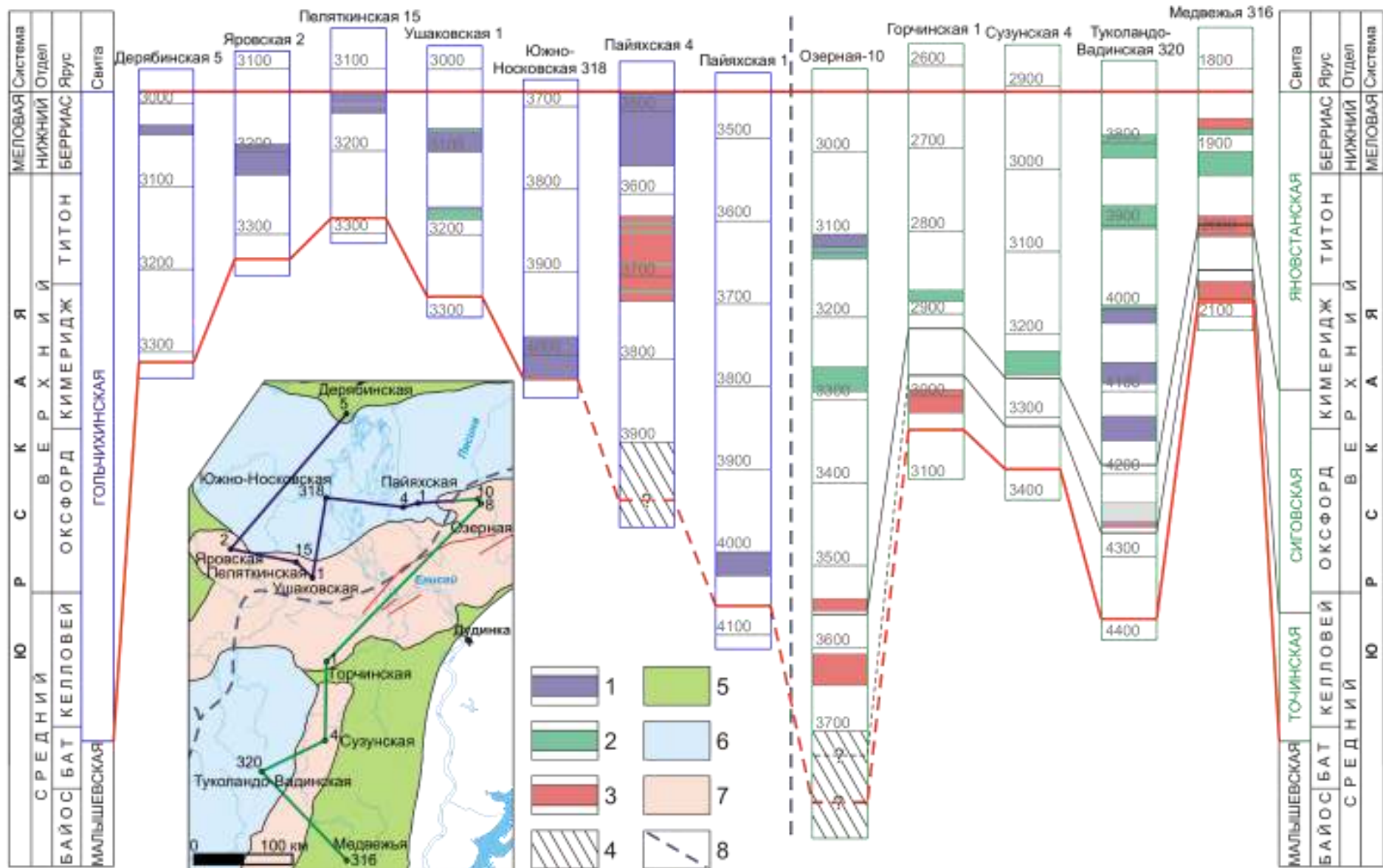


Рисунок 3.41 – Распределение типов органического вещества в изученных интервалах келловей-берриасских отложений
 Условные обозначения: типы ОВ: 1 – аквагенное, 2 – смешанное, 3 – террагенное; 4 – отложения не вскрыты; тектонические элементы надпорядковые и 0 порядка: 5 – моноклизы и моноклинали, 6 – отрицательные, 7 – положительные, 8 – граница фациальных районов.

Различия геохимических характеристик преимущественно аквагенного ОВ II и III групп обусловлены разным катагенезом ОВ, связанным с положением отложений в разрезе гольчихинской и яновстанской свит. Катагенез ОВ II группы по значениям отражательной способности витринита соответствует стадиям МК₁¹-МК₂ ($R^{\circ}_{vt}=0,62-1,05\%$). Органическое вещество пород находится в главной зоне нефтеобразования, что подтверждается пиролизом и молекулярными параметрами ($T_{max}=435-450\text{ }^{\circ}\text{C}$, $СPI=1,0-1,4$, $K^2=1,0-5,1$, $Ts/Tm=0,1-2,7$). Органическое вещество III группы более преобразовано: градации МК₂-МК₃¹ ($R^{\circ}_{vt}=1,12-1,37\%$, $T_{max}=464-485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $СPI=1,0-1,1$; $K^2=3,9-5,7$), т.е. эти более погруженные отложения уже вступили в глубинную зону газообразования, реализовав большую часть своего нефтегенерационного потенциала.

Для пород II группы характерны повышенные значения водородного индекса от 150 до 400 мг УВ/г $C_{орг}$, свойственные аквагенному ОВ. По данным пиролиза керогенов максимальные значения остаточного генерационного потенциала проб II группы составляют 164-294 мг УВ/г $C_{орг}$. Генетический тип и катагенез ОВ пород II группы, позволяет рассматривать их как источник нефтяных углеводородов, а также незначительного количества газа.

Отложения нижней части гольчихинской свиты Южно-Носковской и Пайяхской площадей III группы характеризуется невысокими значениями водородного индекса – 29-97 мг УВ/г $C_{орг}$, так как органическое вещество пород уже генерировало углеводороды, о чем свидетельствуют величины индекса продуктивности PI ($>0,18$, в среднем 0,30) и групповой состав. Эти отложения еще не до конца исчерпали свой генерационный потенциал и могут в дальнейшем генерировать незначительные объемы газа. Значения HI для образцов III группы яновстанской свиты из скв. Туколандо-Вадинская-320 составляют 50-114 мг УВ/г $C_{орг}$ и в среднем выше, чем для гольчихинской свиты III группы.

Породы с преимущественно террагенным типом ОВ, связанным с липидами высшей наземной растительности (стераны $C_{29}/C_{27}>1,6$; $I_{тс}>1,4$) объединены в группы I и IV. Интервал со смешанным составом ОВ ($C_{29}/C_{27}=0,9-1,5$, $I_{тс}=0,9-1,4$) выявлен в средней части яновстанской свиты из скв. Медвежья-316 на глубине

1872,9-1926,9 м. Различия в геохимических характеристиках этих двух групп определяются катагенезом ОВ.

Несмотря на террагенный тип ОВ, определенный по соотношению концентраций стеранов и трицикланов, распределение н-алканов с двумя максимумами на УВ состава C_{16} - C_{18} и нечетных УВ C_{23} - C_{29} для проб со слабо преобразованным ОВ (I группа), указывает на влияние аквагенного ОВ, формировавшегося в бассейне.

Значения R°_{vt} , равные 0,50-0,56 %, позволяют отнести образцы I группы к градации катагенеза ОВ МК₁¹. На низкую степень преобразованности также указывают результаты пиролиза ($T_{max}=430$ - 440 °С) и биомаркерные параметры (СРІ=1,5-2,2; $K^1=0,12$ - $0,35$; $K^2=0,4$ - $1,5$; в среднем $T_s/T_m=0,06$; присутствие гопанов с биологической структурой и ненасыщенных гопенов и стеренов). Групповой состав битумоидов I группы соответствует органическому веществу слабой степени преобразованности: высокое содержание смол от 42 до 63 % на битумоид и преобладание спиртобензольных над бензольными, высокие концентрации от 6 до 25 % асфальтогеновых кислот, которые, как правило, характерны только для битумоидов ранних стадий литогенеза пород.

Невысокие значения НІ пород (30-105 мг УВ/г $C_{орг}$) и керогенов (29-83 мг УВ/г $C_{орг}$) в совокупности со слабым катагенезом террагенного ОВ свидетельствуют о бедном нефтегазогенерационном потенциале пород и возможности генерации органическим веществом преимущественно газообразных углеводородов в верхней зоне газообразования.

Катагенез ОВ IV группы выше, чем I группы, и изменяется от градации МК₁² до МК₃¹ ($R^{\circ}_{vt}=0,67$ - $1,32$ %). Органическое вещество большей части этой группы находится в главной зоне нефтеобразования и отвечает градации МК₁². Исключение составляют пробы с более зрелым ОВ гольчихинской свиты из скважин Аномальная-51, Нанадянская-310 и Пайяхская-1 (МК₂) и сиговской свиты из скв. Туколандо-Вадинская-320 (МК₃¹). Изменение других параметров катагенеза согласуется с результатами углепетрографических исследований ($T_{max}=442$ - 462 °С; СРІ=1,0-1,3; $K^2=2,2$ - $7,2$).

В целом значения водородного индекса для образцов IV группы невелики ($HI < 150$ мг УВ/г $C_{орг}$). Принимая во внимание, что генерация газообразных углеводородов происходит по всей шкале катагенеза, то породы этой группы являются газопроизводящими и генерировали значительные объемы газообразных УВ.

Для определения условий осадконакопления в позднеюрское время на северо-востоке Западной Сибири в настоящей работе помимо изучения состава и закономерностей распределения по площади и по разрезу углеводородов-биомаркеров в насыщенных фракциях битумоидов был выполнен анализ содержания в породах серы общей, сульфидной и сульфатной, оксидов железа в 2 % вытяжке HCl. На основании соотношений аутигенно-минералогических форм железа (пиритное и растворимое в соляной кислоте) по методике А.Э. Конторовича [Конторович, 1976] определены типы геохимических фаций. Методом «мокрой химии» всего было исследовано 152 образца (см. таблицу 2.3).

Установлено, что органическое вещество аквагенного и террагенного типов образовывалось в субокислительных фациальных условиях [Tyson, Pearson, 1991; Peters et al., 2005] ($Pr/Ph=0,8-3,9$; гомогопаны $C_{35}/C_{34} < 1$, наличие диагопана состава C_{30}). Присутствие ранозелюирующих углеводородов гопанового ряда – hZ и hY, также может быть показателем субокислительных условий, поскольку многие исследователи обнаруживали эти перегруппированные гопаны в глинистых породах и нефтях, ОВ которых образовано в окислительных и субокислительных условиях в диагенезе. Появление 28,30-бисноргопана C_{28} указывает на существование специфичных бактерий на ранних стадиях преобразования органического вещества.

Общее содержание железа в пробах варьирует от 2,5 до 8,3 % на породу. Большая часть определенного железа находится в закисной форме FeO – 2,2-6,7 % (среднее 3,8 %), вместе с тем концентрации восстановленного железа в виде сульфидов (FeS_2) меньше и составляют 0,2-2,8 % (среднее 1,0 %) на породу. Изученные породы не содержат или имеют небольшие количества окисного (Fe^{3+}) реакционноспособного железа – в среднем 0,3 % (максимальные концентрации

1,6 % на породу), поскольку в ходе диагенетических превращений железа окисная форма практически полностью восстановилась (редуцировалась) до закисной. Значения показателя степени пиритизации железа (Degree of Pyritization, DOP), определяемого как отношение железа сульфидного к сумме железа пиритного и перешедшего в солянокислую вытяжку $DOP = Fe_{\text{пир}} / (Fe_{\text{пир}} + Fe_{\text{НСl}})$, для изученной коллекции образцов составляют 0,03-0,44. Согласно работе [Raiswell et al., 1988] значения DOP меньше 0,45 свидетельствуют об окислительных условиях во время формирования осадков.

По методике А.Э. Конторовича [Конторович, 1976] соотношения аутигенно-минералогических форм железа были определены обстановки и условия накопления органического вещества (типы геохимических фаций). Для изученной коллекции совместно с О.Н. Злобиной на примере скважины Пайяхская-4, разрез которой наиболее полно охарактеризован результатами анализов, была выявлена закономерность распределения форм железа по глубине и от типа ОБ [Злобина, Родченко, 2015]. На раннем этапе седиментации нижней части гольчихинской свиты (интервал 3880,2-3893,7 м) в иловых водах преобладала существенно сидеритовая геохимическая фация характерная для прибрежно-морских обстановок. Вверх по разрезу появляются слои, сформировавшиеся в относительно более глубоководных условиях пирито-сидеритовой фации. Эти слои равномерно чередуются с породами существенно сидеритовой фации (интервал 3685,2-3725,5 м), что указывает на неустойчивое во времени, неоднократное, небольшое увеличение глубины данной части бассейна. Разрез в интервале 3544,2-3678,7 м, залегающий выше, полностью сложен глинисто-алевритовыми осадками существенно-сидеритовой и сидеритовой геохимических фаций. Это свидетельствует о стабильном прибрежно-морском режиме седиментации и мало меняющихся климатических условиях. В основании отложений аквагенного генезиса с повышенными значениями водородного индекса вновь наблюдается чередование осадков сидеритовой, пирито-сидеритовой или сидерито-пиритовой фаций, вплоть до уровня 3523,5 м (интервал 3523,5-3541,7 м). Выше залегают породы, сформировавшиеся в условиях пирито-

сидеритовой фации устойчивого трансгрессивного цикла (интервал 3481,0-3523,5 м) [Злобина, Родченко, 2015].

Полученные результаты согласуются с единичными анализами для других скважин. Так, отложения с аквагенным и смешанным типом ОВ из скважин Озерная-10, Сузунская-4, Пеляткинская-15 и Ушаковская-1 также сформировались в пирито-сидеритовую фацию. Для пород с органическим веществом террагенного и смешанного генезиса из скважин Горчинская-1, Дерябинская-9, Медвежья-316, Нанадянская-320, Озерная-10, Паютская-1 и Хабейская-2, а также проб аквагенного и смешанного генезиса из скважин Пайяхская-1, Туколандо-Вадинская-320 и Южно-Носковская-318 характерны существенно-сидеритовая и сидеритовая геохимические фации. Эти фации характеризуют влияние на состав осадков субокислительных условий в диагенезе.

Содержание серы в изученных породах составляет от сотых долей процента (0,05 %) до 3,7 %. Концентрации сульфатов минимальны и составляют в среднем 0,08 %. Большая часть определенной серы (от 0,2 до 3,5 %) находится в сульфидной форме. Среднее значение содержания сульфидной серы составляет 1,2 % на породу. Отмечается, что в породах, содержащих аквагенное ОВ гольчихинской и яновстанской свит увеличивается содержание сульфидов (>1 %).

На основании геологических разбивок скважин по данным ГИС и проведенных геохимических исследований был сделан вывод о полифациальном строении гольчихинской и яновстанской свит в районе исследования. Породы этих свит с аквагенным составом ОВ, вероятно, формировались в относительно более глубоководных условиях, связанных с периодами трансгрессий, и пополнялись преимущественно остатками фито-, зоо- и бактериогенной природы. В верхней части гольчихинской и яновстанской свит отмечается 50-60 метровый интервал, обогащенный органическим веществом аквагенного генезиса. Повышенные значения нефтегенерационного потенциала, нахождение ОВ в главной зоне нефтеобразования и распределение битумоидов позволяют предположить, что в отложения происходила генерация жидких углеводородов. Богатые зрелым аквагенным ОВ породы нижней части гольчихинской свиты в

наиболее погруженных районах Енисей-Хатангского регионального прогиба генерировали флюиды, отличающиеся более высокими значениями катагенетических параметров и почти полностью исчерпали свой исходный генерационный потенциал. Органическое вещество большей части изученных образцов определено как террагенное, образованное при поступлении в осадок значительного количества остатков высшей наземной растительности. Состав ОВ верхнеюрских отложений изменяется также по латерали. Так, на периферии в пределах Предъенисейской мегамоноклизы и Гыдано-Пясенской гемиантиклизы верхнеюрские отложения содержат преимущественно террагенное ОВ с низким генерационным потенциалом, катагенез которого соответствует началу главной зоны нефтеобразования и могли генерировать незначительные объемы газа.

ГЕОХИМИЯ НЕФТЕЙ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ С ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ ПОРОД

4.1. Физико-химические характеристики нефтей

Проанализированные нефти различаются по физико-химическим параметрам и групповому составу (Таблица 4.1). Эти различия обусловлены вторичными, гипергенными преобразованиями, главным образом микробальной деградацией относительно неглубокозалегающих нефтей из малохетской (скв. Ванкорская-6, инт. 1640-1643 м), яковлевской (скважины Ванкорская-11, инт. 1662-1668 м и Тагульская-11, инт. 1772-1774 м), долганской (скв. Тагульская-7, инт. 1160-1170 м) и покурской (скв. Восточно-Мессояхская-35, инт. 846-850 м) свит. Как будет показано в разделе 4.2. «Геохимия углеводородов-биомаркеров» в этих преобразованных нефтях почти полностью отсутствуют алканы нормального и изопреноидного строения. Ранее биodeградация ванкорских нефтей уже отмечалась в работах [Дахнова и др., 2009; Стасова и др., 2005; Филиппов и др., 2006; Гончаров и др., 2010; Фурсенко, 2016].

Плотность большей части проб нефтей (небиodeградированных) изменяется от 0,82 до 0,86 г/см³. По классификации А.Э. Конторовича [Геология..., 1975] изученные нефти являются легкими и среднеплотными. Низкая плотность обусловлена преобладанием в составе нефтей углеводородной составляющей (90-96 %), низким содержанием смол (4-9 %) и асфальтенов (0,02-0,8 %). По групповому составу нефти являются метано-нафтеновыми. Содержание твердых парафинов в этих пробах составляет 4,1-5,7 % и в образце из скв. Турковская-1 достигает 11,7 % на нефть. Кинематическая вязкость при 20 °С изменяется от 1,8 до 10,7 мм²/с. В высокопарафинистой нефти Турковской площади вязкость увеличивается до 29,5 мм²/с.

Нефти Ванкорской, Тагульской и Восточно-Мессояхской площадей характеризуются высокой плотностью (0,90-0,96 г/см³), являются тяжелыми и

очень тяжелыми. В их групповом составе по сравнению с пробами меньшей плотности ниже концентрации углеводородов (78-87 %), выше концентрации смол (12-19 %). Содержание асфальтенов не превышает 1,0 % на нефть, кроме пробы из скв. Тагульская-11 (5,0 %). Для тяжелых нефтей измерения кинематической вязкости не проводились.

В соответствии с классификацией нефтей по содержанию массовой доли серы [ГОСТ 51858-2002] все изученные нефти являются малосернистыми и относятся к 1 классу (от 0,01 до 0,25 % на нефть).

Высокое содержание изотопа углерода ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}$ от -31,0 до -28,9 ‰) указывает на аквагенную природу ОВ изученных нефтей. Отдельно значения $\delta^{13}\text{C}$ в насыщенной (-30,9 и -29,5 ‰) и ароматической (-29,5 и -30,5 ‰) фракциях нефтей получены для проб из скв. Ванкорская-11 и Тагульская-11 соответственно.

Таблица 4.1 – Физико-химические характеристики, фракционный и групповой составы биодegradированных и небидegradированных нефтей

Параметры		Группа нефтей		
		Небиодegradированные	Биодegradированные	
Количество проб		9	5	
Плотность, ρ^{20}_4 , г/см ³		0,82-0,86	0,90-0,96	
Вязкость кинематическая, мм ² /с	при 20°С	1,8-29,5	-	
	при 60°С	1,2-4,1	-	
Содержание серы, в % на нефть		0,01-0,17	0,18-0,25	
Содержание парафинов, в % на нефть		4,1-11,7	-	
Температура начала кипения, °С		50-123	50-145	
$\delta^{13}\text{C}$, в ‰		-31,0...-29,0	-30,1...-28,9	
Фракционный состав, в % на нефть	< 200°С	14-29	6-25	
	> 200°С	71-86	75-94	
Групповой состав, в % нефть	углеводороды	насыщенные	66-80	47-63
		ароматические	16-26	18-33
		сумма	90-96	78-87
	смолы	бензольные	2-4	5-7
		спиртобензольные	3-6	6-12
		сумма	4-9	12-19
асфальтены		0-0,8	0,4-5,0	
Насыщенные УВ/ароматические УВ		2,6-5,0	1,4-3,3	

4.2. Геохимия углеводородов-биомаркеров в насыщенных фракциях нефтей

4.2.1. Алканы нормального и изопреноидного строения

Исследования насыщенных фракций нефтей, выполненные методом газожидкостной хроматографии, показали, что тяжелые нефти Ванкорского, Тагульского и Восточно-Мессояхского месторождений в той или иной степени подверглись биодegradации, о чем свидетельствуют пониженные концентрации или полное отсутствие в нефтях алканов нормального и изопреноидного строения. В биодegradированных нефтях отношение $\Sigma n-C_i / \Sigma iso-C_i$ изменяется от 0,4 до 1,6. Пристан и фитан превалируют над нормальными алканами состава C_{17} и C_{18} ($Pr/n-C_{17}=2,5-6,3$ и $Ph/n-C_{18}=3,5-9,2$) (см. таблицу 3.5). На диаграмме Коннона-Кассоу эти нефти находятся в области, отражающей влияние микробиальной дegradации УВ (см. рисунок 3.28).

В составе алкановых углеводородов остальных изученных в настоящей работе нефтей не наблюдаются признаки их биодegradации. Эти нефти характеризуются большим суммарным содержанием н-алканов относительно изопреноидных УВ – отношение $\Sigma n-C_i / \Sigma iso-C_i$ варьирует от 4,5 до 8,5. В большинстве проб преобладают относительно низкомолекулярные углеводороды состава $C_{16}-C_{19}$, связанные с аквагенным ОВ. Средние содержания соответствующих н-алканов равны 8,8, 8,8, 8,3 и 8,0 % на сумму алканов $C_{10}-C_{40}$. В меньших концентрациях, в среднем 7,2 % (5,3-8,2 %) на $\Sigma C_{10}-C_{40}$ присутствует н-алкан C_{15} . С ростом молекулярной массы происходит резкое снижение концентраций н-алканов ($n-C_{27}/n-C_{17}=0,2-0,5$) (см. таблицу 3.5). В составе н-алканов нефти из скважины Сузунская-4 по сравнению с другими пробами возрастает доля низкомолекулярных соединений состава $C_{12}-C_{14}$. Для нефтей Казанцевской и Пеляткинской площадей в распределении н-алканов имеет широковершинный максимум на УВ $C_{15}-C_{25}$ ($n-C_{25}/n-C_{15}$ равны 0,85 и 1,13 соответственно), что может указывать на незначительную примесь террагенного ОВ в составе этих нефтей (Рисунок 4.1).

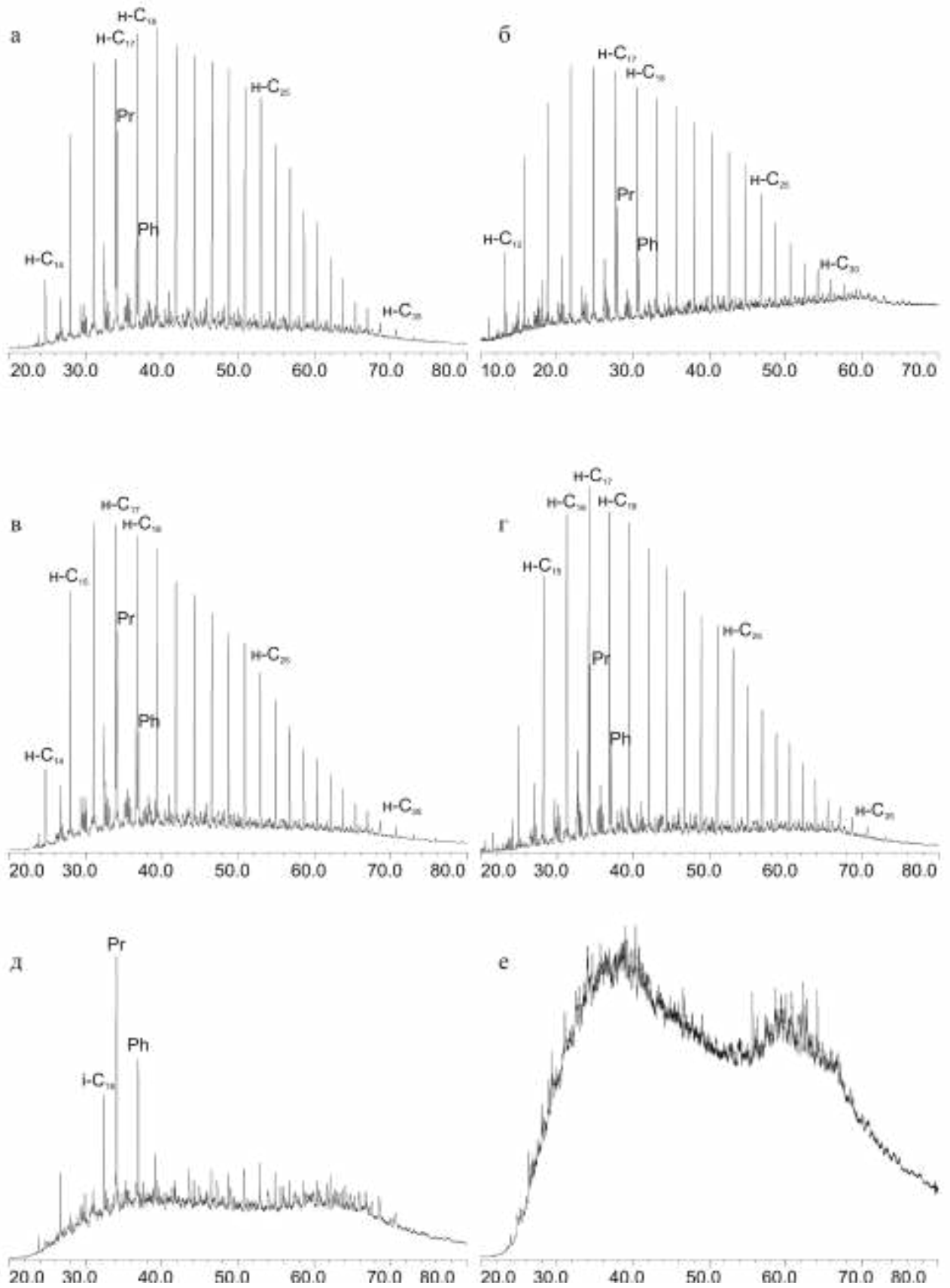


Рисунок 4.1 – Типовые хроматограммы распределения нормальных и изопреноидных алканов нефтей из скважин: а - Пеляткинская-5, б - Сузунская-4, в - Среднеяровская-2, г - Туколандо-Вадинская-320, д - Тагульская-11, е - Восточно-Мессояхская-35

Соотношение четных и нечетных нормальных алканов состава $C_{24}-C_{34}$ (CPI), варьирующее от 1,0 до 1,2, указывает, что ОВ генерировавшее эту нефть находилось в главной зоне нефтеобразования.

Среди изопреноидов в максимальных концентрациях присутствует пристан. Его доля в среднем в 2 раза выше, чем фитана, при разбросе от 1,7 до 3,0. Отмечается, что для пробы из скв. Турковская-1 содержание пристана превалирует над н-алканом C_{17} : отношение $Pr/n-C_{17}$ равно 1,1. Для нефти из скв. Ванкорская-134 пристан и н-алкан C_{17} присутствуют в примерно равных количествах ($Pr/n-C_{17}=0,9$).

Подобный тип распределения алканов нормального и изопреноидного строения характерен для нефти генерированных зрелым ОВ прибрежно-морского генезиса, накапливавшимся в субокислительной среде. В состав исходной биомассы ОВ наряду с фито- и зоопланктоном существенную роль внесли водоросли и наземные растения. Соотношения $Pr/n-C_{17}$ и $Ph/n-C_{18}$, представленные на диаграмме Коннона-Кассоу подтверждают этот вывод (см. рисунок 3.28 и таблицу 3.5).

4.2.2. Стераны

Для генетической типизации нефтей использовались соединения стеранового класса. Необходимо отметить, что для всех изученных нефтей отсутствуют признаки влияния микробимального окисления этих УВ.

Большая часть изученных нефтей имеет однотипное распределение относительных концентраций стерановых УВ состава $C_{27}-C_{30}$. Стерановые гомологи C_{27} , C_{28} , C_{29} присутствуют в приблизительно равных количествах или углеводороды C_{27} преобладают, что характерно для нефтей, генерированных ОВ аквагенного типа (см. рисунок 3.30). Содержание стеранов C_{27} составляет 29-38 %, концентрации стеранов C_{28} и C_{29} ниже – 27-31 и 27-36 % на сумму стеранов $C_{27}-C_{30}$ соответственно (см. таблицу 3.7). Соотношения C_{29}/C_{27} и C_{29}/C_{28} варьируют в пределах 0,7-1,2 и 0,9-1,3 соответственно (см. таблицу 3.7). Другое распределение гомологов стеранов выявлено в образце нефти из скв. Казанцевская-5 – в

максимальных концентрациях присутствуют этилхолестаны C_{29} и значения отношений C_{29}/C_{27} и C_{29}/C_{28} равны 1,5 и 1,7 (см. рисунок 3.30). Количество этилхолестанов для этой нефти равно 42 %, а содержания стеранов C_{27} и C_{28} составляют 27 % и 24 % на сумму стеранов $C_{27}-C_{30}$ соответственно. Подобное распределение указывает на некоторый вклад в ОВ липидов высшей наземной растительности в исходное для казанцевской нефти ОВ (смешанный генезис ОВ). Стераны C_{30} во всех пробах нефти находятся в минимальных концентрациях, от 6 до 11 % от суммы стеранов $C_{27}-C_{30}$.

Отношение диастеранов к регулярным стеранам $\beta\alpha/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ в исследуемых нефтях изменяется в пределах от 0,5 до 0,8, что свидетельствует о генерации нефтей глинистыми породами.

В качестве катагенетических параметров зрелости нефтей использовались следующие соотношения стеранов. Значения отношения эпимеров 20R- и 20S- $\alpha\alpha$ -стеранов C_{29} для большей части изученных нефтей, за исключением пробы из скв. Ванкорская-6 ($20S/(20S+20R)=0,39$), изменяются 0,45-0,51, что соответствует равновесным концентрациям и указывает на то, что эти нефти были генерированы ОВ, достигшим средних градаций катагенеза. Соотношение между новообразованными в катагенезе изостеранами и биостераном (K^2) для большинства проб нефтей варьирует от 3,2 до 4,2, для пробы из скв. Туколандо-Вадинская-320 – равное 5,0, значения параметра соответствуют значениям, характеризующим зрелое ОВ (2,0-6,0) (см. рисунок 3.29).

4.2.3. Терпаны

В составе три-, тетра и пентациклических терпанов ($C_{19}-C_{35}$) изученных нефтей в наибольших количествах присутствуют гопаны состава $C_{27}-C_{35}$. Их относительная концентрация изменяется от 81 до 88 % от суммы терпанов. При этом доля гопанов выше, чем гомогопанов, и составляет 44-53 % от суммы терпанов по сравнению с 27-41 % для гомогопанов (в среднем отношение гопаны/гомогопаны равно 1,4). Трицикланы состава $C_{19}-C_{28}$ содержатся на уровне 6-14 % от суммы терпанов. Концентрация моретанов ($C_{29}-C_{32}$) не превышает 5 %

от суммы терпанов, при разбросе от 3 до 5 %. Содержание тетрацикланов в составе терпанов изученных нефтей незначительно – от 1 до 3 % на сумму терпанов. Распределение терпановых углеводородов в изученных нефтях в целом соответствует распределению в битумоидах II группы образцов (см. таблицу 3.9).

Гопаны. Все изученные нефти характеризуются схожим распределением УВ гопанового ряда C_{27} - C_{35} , концентрации каждого из гомологов изменяются в близких пределах. Среди гопанов и гомогопанов содержание гопанов C_{30} максимально и варьирует от 26 до 37 % на сумму гопанов C_{27} - C_{35} . Доля диагопана C_{30}^* изменяется от 1 до 6 % на сумму гопанов и гомогопанов. В повышенных концентрациях (6 %) диагопан C_{30}^* зафиксирован в нефтях из скважин Восточно-Мессояхская-35, Средняяровская-2 и Туколандо-Вадинская-320. Значения отношения диагопана C_{30}^* к гопану C_{30} в этих пробах максимальны и составляют 0,25-0,31. Для остальных проб значения параметра C_{30}^*/C_{30} равны 0,05-0,19.

Концентрации норгопанов C_{29} (12-26 %) и трисноргопов C_{27} (6-10 % на сумму гопанов C_{27} - C_{35}) ниже, чем гопанов C_{30} . Среди трисноргопанов доля структурно преобразованного углеводорода Ts в среднем в 2,0 раза выше, чем исходного гопана Tm. Максимальные значения гопанового индекса зрелости Ts/Tm , равные 3,3, 3,6 и 4,2 выявлены для проб нефтей из скважин Ванкорская-134, Туколандо-Вадинская-320 и Средняяровская-2 соответственно (см. рисунок 3.29д). Для этих же нефтей характерны повышенные значения отношения $Ts/(Ts+C_{30})$ больше 0,2, по сравнению с другими пробами. В остальных нефтях значения параметра Ts/Tm изменяются от 1,1 до 1,9, а $Ts/(Ts+C_{30})$ – от 0,10 до 0,17. Соотношение пары норгопанов – $C_{29}Ts/(C_{29}Ts+C_{29})$ для большей части проанализированных нефтей варьирует от 0,20 до 0,29. Значения $C_{29}Ts/(C_{29}Ts+C_{29})$ равные 0,34, 0,38, 0,39 и 0,42 зафиксированы в образцах из скв. Туколандо-Вадинская-320, Восточно-Мессояхская-35, Ванкорская-134 и Средняяровская-2 соответственно.

Концентрации гомогопанов C_{31} - C_{35} постепенно уменьшаются с увеличением молекулярной массы соединений: 15-19 % > 8-12 % > 7-9 % > 5-7 % > 3-5 %. Более низкие концентрации гомогопанов C_{35} , чем гомогопанов C_{34} указывают на

субоокислительную обстановку в диагенезе. Разброс значений отношения гомогопанов C_{35} к C_{34} составляет 0,5-0,8. Для всех нефтей идентифицированы диагопаны состава C_{29} и C_{30} также подтверждающие субоокислительные условия. Низкое содержание серы (меньше 0,25 % на нефть) указывает на незначительное количество сульфат-ионов в придонных водах бассейна во время накопления ОВ (см. рисунок 3.33).

Для изученной коллекции нефтей также, как и для органического вещества верхнеюрских пород, отмечается присутствие перегруппированных гопанов C_{30} hZ и hY . Концентрации гопана hZ изменяются от 0,4 до 1,7 % (среднее 1,0 %) на сумму гопанов и гомогопанов, что меньше содержаний гопана hY , которые варьируют от 1,4 до 3,7 % и в среднем составляют 2,7 % на $\Sigma C_{27}-C_{35}$. Значения отношений hZ/C_{30} и hY/C_{30} для изученных нефтей изменяются 0,05-0,18 и 0,01-0,08 соответственно.

В двух биодегрированных нефтях из скв. Восточно-Мессояхская-35 и скв. Тагульская-7 позднемелового возраста (покурская и долганская свиты соответственно) выявлен гомологический ряд 25-норгопанов состава $C_{27}-C_{32}$, среди которых в максимальных концентрациях присутствует углеводород C_{29} (11 % на сумму гопанов $C_{27}-C_{35}$). В биодегрированных нефтях Ванкорского месторождения и нефти из скв. Тагульская-11 идентифицированы только 25-норгопаны состава C_{27} и C_{29} . В них концентрации 25,30-бисноргонана C_{29} существенно меньше, чем в нефтях из скважин Восточно-Мессояхская-35 и Тагульская-7, и сопоставимы с содержанием в небидегрированных нефтях – 0,7-1,9 % от суммы гопанов и гомогопанов. На рисунке 4.2 показаны различия в распределении серии 25-норгопанов в нефтях и битумоидах. Происхождение 25-норгопанов в нефтях позднемелового возраста, скорее всего, связано с процессами микробиальной дегградации в зоне гипергенеза. Бактериальная дегградация гопанов в нефтях позднемелового возраста из скв. Тагульская-7 и скв. Восточно-Мессояхская-35 не привела к изменению соотношений между углеводородами. Произошло только некоторое уменьшение общего количества 17α -гопанов.

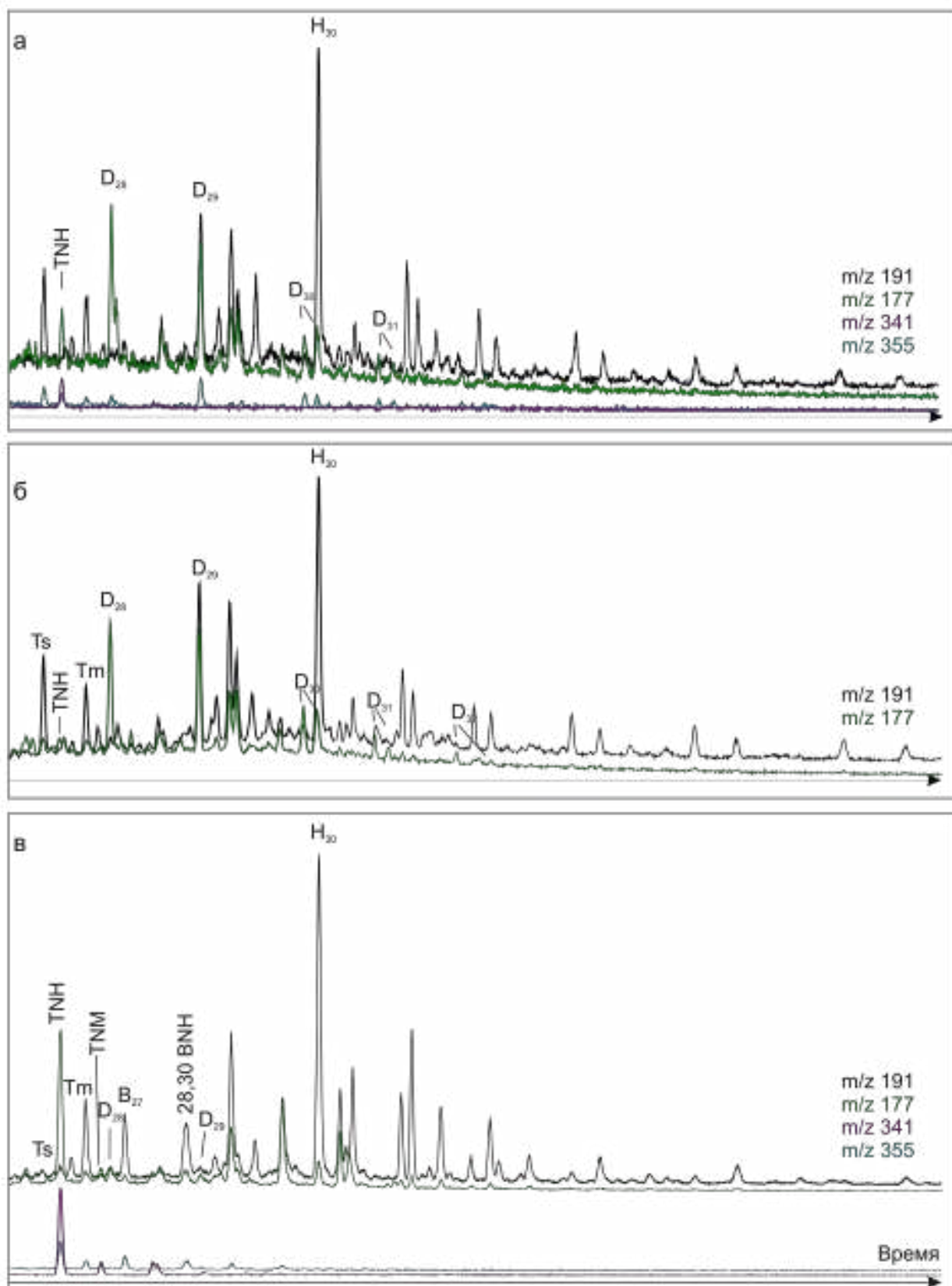


Рисунок 4.2 – Различия распределения норгопанов в биодegradированных нефтях из скважин Восточно-Мессояхская-35 (а) и Тагульская-7 (б) и битумоиде сиговской свиты (гл. 1992,6 м) в скв. Медвежья-316

Условные обозначения: D_n - серия 25,30-бисноргопанов C_{28} - C_{32} , TNH - 25,28,30-трисноргопан C_{27} , TNM - 25,28,30-триснорморетан C_{27} , таблица идентификации остальных пиков на рисунке 2.5.

Ранее на территории Среднего Приобья Западной Сибири в нефти, подверженной биодеградациии, из сеноманского горизонта Ван-Еганского месторождения была обнаружена серия 25-норгопанов [Конторович и др., 1991б; Peters et al., 1996].

Моретаны. Во всех изученных нефтях преобладает моретан состава C_{30} (37–56 % на сумму моретанов), содержание остальных гомологов ниже (см. таблицу 3.13). Отношение S и R форм моретана состава C_{32} варьирует от 0,3 до 0,9, в нефти из скв. Туколандо-Вадинская-320 достигает 1,4.

Трицикланы. Среди хейлантанов во всех нефтях в максимальных концентрациях присутствуют среднемолекулярные углеводороды состава C_{23} – C_{36} , их суммарные концентрации изменяются от 42 до 64 % на сумму трицикланов. Содержание трицикланов состава C_{19} – C_{20} несколько ниже – 11–33 %. Значения трицикланового индекса ниже единицы – 0,3–1,0 для большей части изученных нефтей, за исключением проб нефтей из скважин Казанцевская-5 и Восточно-Мессояхская-35, где значения этого параметра равны 1,5. Это свидетельствует о вкладе в ОВ казанцевской и восточно-мессояхской нефтей липидов высшей наземной растительности (см. рисунок 3.30 и 3.40).

Тетрацикланы. Среди тетрацикланов превалирует углеводород состава C_{24} (57–76 %). Тетрацикланы состава C_{26} содержатся в количестве 16–36 % на сумму тетрацикланов. Концентрации гомологов C_{25} и C_{27} незначительны – 1–6 и до 1 % от суммы тетрацикланов соответственно.

4.3. Генетические связи между органическим веществом пород и нефтями

В соответствии с приведенными выше данными все изученные нефти имеют своим источником липидные комплексы бактериогенного и планктонно-водорослевого, т.е. аквагенного живого вещества морских бассейнов (н-алканы $C_{27}/C_{17}=0,3-0,6$, стераны $C_{29}/C_{27}=0,7-1,2$, $I_{тс}=0,3-1,0$). В образце нефти из скв. Казанцевская-5 отмечается некоторый вклад липидов высшей наземной растительности (стераны $C_{29}/C_{27}=1,5$, $I_{тс}=1,7$). Захоронение органического вещества, генерировавшего эти нефти, происходило в аэробных условиях, в которых оно подвергалось незначительным окислительным преобразованиям ($Pr/Ph=1,7-3,0$, гомогопаны $C_{35}/C_{34}=0,5-0,6$, присутствие диагопана C_{30}^* , содержание серы $<0,25\%$ на нефть). Значения биомаркерных параметров, использованных для оценки степени катагенеза органического вещества этих нефтей, свидетельствуют, что уровень его зрелости соответствует главной зоне нефтеобразования ($CPI=1,0-1,2$, $K^1=0,39-0,51$, $K^2=3,2-5,0$, $Ts/Tm=1,1-4,2$, $Ts/(Ts+C_{30})=0,10-0,26$, $C_{29}Ts/(C_{29}Ts+C_{29})=0,20-0,42$, моретаны $C_{32} S/R=0,3-0,9$). Узкий разброс значений биомаркерных параметров, указывает на то, что меловые нефти имеют единый генезис и близкую зрелость ОВ.

Одной из основных задач на ряду с оценкой генерационного потенциала нефтематеринских толщ является выявление генетических связей между нефтематеринскими отложениями и нефтями залежей.

Накопление нефтей в залежах происходит в результате первичной и вторичной миграции, которая приводит к частичному отклонению ее состава от состава соответствующего битумоида материнской породы. В связи с миграцией нефти в залежах существенно обогащены насыщенными УВ, умеренно обогащены ароматическими УВ и очень обеднены полярными асфальтово-смолистыми компонентами.

Корреляция должна быть основана на распределении специфических углеводов-биомаркеров. Общей информации такой как количество

насыщенных и ароматических УВ, содержание серы и отношение изотопов углерода обычно недостаточно.

В предыдущих разделах показано, что потенциально нефтепроизводящими породами являются отложения верхней (II группа) и нижней (III группа) частей гольчихинской и яновстанской свит, содержащие органическое вещество аквагенного генезиса.

В насыщенной фракции битумоидов II группы аквагенного и смешанного генезиса преобладают низкомолекулярные n-алканы состава C_{17} - C_{19} (значение отношения $n-C_{27}/n-C_{17} < 0,7$). Концентрации стеранов состава C_{27} , C_{28} , C_{29} примерно равны или доля стеранов C_{29} выше ($C_{29}/C_{27} - 0,9-1,1$). Отмечаются более высокие содержания среднемолекулярных трицикланов, чем хейлантанов состава C_{19} и C_{20} (значения трицикланового индекса в целом меньше единицы и варьируют от 0,5 до 1,1). Было установлено, что ОВ образовывалось в субокислительных фациальных условиях (в среднем $Pr/Ph=2,2$, $C_{35}/C_{34}=0,3-0,6$, присутствие диагопана C_{30}^* , $DOP < 0,45$). По данным отражательной способности витринита и ряду биомаркерных параметров установлено, что аквагенное органическое вещество верхней части гольчихинской свиты и яновстанской свит находится в главной зоне нефтеобразования ($R^{\circ}_{vt}=0,62-0,64$ %, $T_{max}=436-446$ °С, среднее значение $CPI=1,1$, $K^1=0,41-0,50$, $K^2=1,6-4,3$, $Ts/Tm=0,5-2,0$, $Ts/(Ts+C_{30})=0,10-0,14$, $C_{29}Ts/(C_{29}Ts+C_{29})=0,21-0,39$, моретаны C_{32} $S/R=0,6-1,1$) и могло генерировать жидкие УВ.

Для аквагенного и смешанного ОВ III группы характерна большая преобразованность по данным отражательной способности витринита ($R^{\circ}_{vt}=1,12-1,37$ %, $MK_2-MK_3^1$), пиролиза ($T_{max}=466-488$ °С) и биомаркерным параметрам ($CPI=1,0-1,1$, $Ts/Tm=1,5-8,6$, $K^2=3,9-5,7$, $Ts/(Ts+C_{30})=0,21-0,47$, $C_{29}Ts/(C_{29}Ts+C_{29})=0,22-0,58$, моретаны C_{32} $S/R=0,9-1,9$). Битумоиды этой группы отличаются более высокими содержаниями трициклических углеводородов (до 63 % на битумоид) в составе терпановой фракции (значения отношение трицикланы/гопаны максимальны и составляют 0,44-2,72). Высокие концентрации трицикланов в битумоидах этих образцов, вероятно объясняются

большей степенью преобразованности содержащегося в них органического вещества. Известно, что трициклические терпаны обладают более высокой термической устойчивостью, чем гопаны [Peters, Moldowan, 1993].

Выполненный выше анализ показал, что в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба нефтепроизводящей для меловых нефтей могла быть обогащенная органическим веществом бактерио- и зоо-фитогенного типа верхняя часть гольчихинской и яновстанской свит стратиграфический аналог баженовского горизонта.

Заключение

По содержанию органического углерода верхнеюрские аргиллиты и алевроитистые аргиллиты на северо-востоке Западной Сибири являются потенциально нефтегазопроизводящими.

Основываясь на комплексе геохимических данных (распределении углеводородов-биомаркеров в насыщенной фракции битумоидов, значениях пиролитического параметра H_I , изотопном составе углерода пород и керогенов) сделаны выводы о типе исходного ОВ пород. Географическое положение территории исследования на момент формирования нефтегазоматеринских пород и нестабильность источников ОВ привели к его неоднородности, как по разрезу, так и по площади распространения верхнеюрских отложений. Ранее неоднократно отмечался смешанный состав ОВ Енисей-Хатангского регионального прогиба [Сороков, 1971; Конторович и др., 1971, 1974; Войцеховская, 1974; Данюшевская и др., 1973; Соболева, 1981]. Полученные в настоящем исследовании геохимические данные дали основание для уточнения и детализации распределения в разрезе верхнеюрских отложений прослоев с преимущественно аквагенным и террагенным органическим веществом.

Впервые на большом фактическом материале показано наличие в верхней части гольчихинской свиты (титон-берриас) регионально распространенной (скважины Дерябинская-5, Пайяхская-4, Пеляткинская-15, Ушаковская-1 и Яровская-2) толщи с ОВ преимущественно аквагенного генезиса. Мощность обогащенной аквагенным ОВ пачки в гольчихинской свите, как и ранее, выделенной в яновстанской свите [Гончаров и др., 2011], составляет 50-60 м.

Для яновстанской свиты ОВ преимущественно аквагенного типа в верхней части свиты определено в скважине Озерная-10, расположенной на северном склоне Мессояхской наклонной мегагряды. В Большехетской мегасинеклизе (скважина Туколандо-Вадинская-320) ОВ аквагенного генезиса идентифицировано в нижней части яновстанской свиты.

Положение прослоев с преимущественно аквагенным составом ОВ в разрезе изучаемых отложений согласуется с палеогеографическими реконструкциями

периодов региональных трансгрессий в позднеюрское время на территории исследования и положением источников сноса террагенного органического материала [Шурыгин, 2000; Конторович и др., 2013]. Аквагенное ОВ низов гольчихинской свиты образовывалось в наиболее погруженной центральной зоне ЕХРП (скважины Южно-Носковская-318 и Пайяхская-1) в период обширной келловейской трансгрессии. Породы с аквагенным ОВ яновстанской и верхней части гольчихинской свит формировались в относительно более глубоководных обстановках осадконакопления, связанных с максимумом позднеюрско-раннемеловой трансгрессии. При этом установлено, что зона с более глубоководными условиями, в которой сохранялось преимущественно аквагенное ОВ, расширялась и достигла максимального распространения в Большехетской мегасинеклизе в кимеридже и раннем титоне, а севернее в западной части ЕХРП в титонское и раннеберриасское время [Ершов и др., 2017].

Органическое вещество большей части изученных келловей-берриасских пород определено как террагенное, образовавшееся при поступлении в осадок липидов высшей наземной растительности.

Накопление органического вещества как аквагенного, так и террагенного генезиса происходило в аэробных условиях в верхней части осадка, при которых оно подвергалось достаточно интенсивным окислительным преобразованиям при участии специфических бактерий.

Генетический тип и степень зрелости аквагенного ОВ в породах верхней части гольчихинской свиты и яновстанской свиты, позволяет рассматривать их как источник нефтяных углеводородов, а также незначительного количества газа. Аквагенное ОВ нижней части гольчихинской свиты находится в главной зоне газообразования, почти полностью исчерпало свой начальный генерационный потенциал и, вероятно, генерировало нефтяные УВ. О процессах генерации и эмиграции углеводородов, происходивших в верхнеюрских отложениях, свидетельствуют вариации битумоидного коэффициента и изменения в групповом составе битумоидов. Принимая во внимание, что генерация газообразных углеводородов из ОВ, связанного с высшей наземной растительностью,

происходит на всех градациях катагенеза с разной степенью интенсивности, то изученные отложения являются потенциально газопроизводящими и могли генерировать газообразные углеводороды.

Исследованные нефти из отложений мела по распределению углеводородов-биомаркеров, свидетельствующих об исходном типе, условиях преобразования и катагенезе ОВ, принадлежат к одной группе и имеют единый источник. Показано, что наиболее родственным для них является ОВ аквагенного и смешанного типов со зрелостью, отвечающей главной зоне нефтеобразования, верхней части гольчихинской и яновстанской свит. Особенностью изученных битумоидов и нефтей является наличие редко встречающихся перегруппированных и деметилированных гопанов, что подтверждает единство их генезиса. Таким образом, в настоящем исследовании подтвердились ранее сделанные выводы о том, что гольчихинская и яновстанская свиты являются основным источником жидких углеводородов на северо-востоке Западной Сибири [Ларичев и др., 2003; Филиппов и др., 2006; Гончаров и др., 2011; Ким, Родченко, 2013] и впервые уточнено стратиграфическое положение основной нефтепроизводящей толщи.

Полученные результаты рекомендуется использовать при в бассейновом моделировании процессов генерации жидких и газообразных углеводородов с целью оценки перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений северо-востока Западной Сибири. Полученные новые данные необходимо учитывать при построении палеогеографических карт на позднеюрское время, а также при уточнении положения верхней границы гольчихинской свиты.

Дальнейшая разработка темы исследования связана с подтверждением и уточнением выделенных закономерностей на коллекции керн из скважин северо-востока Западной Сибири, не рассмотренных в настоящей работе. Рекомендуется продолжить изучение химического строения керогенов ОВ, фракции ароматических углеводородов и асфальтенов битумоидов и нефтей. Кроме того, расширение района исследования в восточную часть Енисей-Хатангского регионального прогиба, Анабаро-Хатангскую седловину и Лено-Анабарский

прогиб позволит проследить изменения химического состава ОВ, отлагавшегося в позднеюрское время.

Литература

1. Арефьев, О.А. Биометки нефтей Восточной Сибири / О.А. Арефьев, И.Н. Забродина, Г.В. Русинова, А.А. Петров // Нефтехимия. – 1993. – Т. 33. – № 3. – С. 488-505.
2. Архангельский, А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе / А.Д. Архангельский. – М., Л., 1927. – 183 с.
3. Арчegov, В.Б. История нефтегазогеологических работ на территории Сибирской платформы и сопредельных структур / В.Б. Арчegov, В.А. Степанов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2009. – Т.4. – №1. – Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/4/4_2009.pdf.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т.Ш. Триасовый, юрский и меловой периоды // Под ред. В.Н. Верещагина, А.Б. Ронова; гл. ред. А.П. Виноградов. – 1:7500000. – Москва: Всесоюзный аэрогеологический трест, 1968.
5. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины // Под ред. И.И. Нестерова. – 1:5000000. – Тюмень: Тр. ЗапСибНИГНИ, 1976. – Вып. 93. – 24 с.
6. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области в двух томах. Том I. Стратиграфический очерк. Моллюски. / А.Н. Алейников, Ю.В. Брадучан, Н.П. Вячкилева, В.К. Комиссаренко, Г.Е. Рылькова, К.Е. Тылкина. – М.: Недра, 1990. – 286 с.
7. Афанасенков, А.П. Историко-генетические предпосылки нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангской нефтегазоносной области: дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А.П. Афанасенков. – М.: МГУ, 1987. – 395 с.
8. Афанасенков, А.П. Мезо-кайнозойская история развития севера Западной и Восточной Сибири на основе анализа сейсмических данных (Гыдан, Усть-Енисейский район) / А.П. Афанасенков, А.М. Мокишин, А.В. Унгер // Геология нефти и газа. – 2017. – № 1. – С. 34-40.

9. Афанасенков, А.П. О возможно пропущенных нефтяных оторочках в Гыдано-Хатангской нефтегазоперспективной зоне на примере Дерябинского месторождения / А.П. Афанасенков, В.И. Пороскун, В.В. Царев, И.А. Евстратова, О.В. Луговая, А.Л. Петров // Геология нефти и газа. – 2015. – № 2. – С. 34-44.
10. Афанасенков, А.П. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена / А.П. Афанасенков, А.М. Никишин, А.В. Унгер, С.И. Бордунов, О.В. Луговая, А.А. Чикишев, Е.В. Яковишина // Геотектоника. – 2016. – № 2. – С. 23-42.
11. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) / Ю.В. Брэдучан, Ф.Г. Гулари, В.А. Захаров, А.В. Гольберт, Ф.Г. Гулари, В.А. Захаров, И.Г. Климова, Г.Э. Козлова, А.И. Лебедев, М.С. Месежников, Т.И. Нальняева, А.С. Турбина. – Новосибирск: Наука, 1986. – 217 с.
12. Богородская, Л.И. Катагенез органического вещества осадочных пород Енисей-Хатангского регионального прогиба / Л.И. Богородская, Е.И. Соболева // Геохимические и гидрогеологические предпосылки поисков нефти и газа в Сибири. – Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983. – 147 с.
13. Богородская, Л.И. Кероген: Методы изучения, геохимическая интерпретация / Л.И. Богородская, А.Э. Конторович, А.И. Ларичев. – Новосибирск, Изд-во СО РАН, фил. "Гео", 2005. – 255 с.
14. Болдушевская, Л.Н. Геохимические критерии прогноза нефтегазоносности мезозойских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты: Дис. ... канд. геол.-минералог. наук. – Красноярск, 2001. – 206 с.
15. Болдушевская, Л.Н. Мощности размыва отложений на разных этапах геологической истории Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты по данным изучения степени катагенеза органического вещества / Л.Н. Болдушевская, Ю.А. Филипцов, А.Н. Фомин

- // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2010. – № 3. – С. 51-53.
16. Болдушевская, Л.Н. Перспективы нефтегазоносности юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты по геохимическим данным / Л.Н. Болдушевская, Ю.А. Филипцов, В.А. Кригин, А.Н. Фомин // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология – СПб.: ВНИИОкеанология, 2002. – С. 364-371.
 17. Борисов, Е.В. Геологическое строение гольчихинской свиты западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Е.В. Борисов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2015. XI Междунар. науч. конгр. (г. Новосибирск, 13-25 апреля 2015 г.): Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология": Сб. материалов в 3 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2015. – Т. 1. – С. 13-17.
 18. Борисов, Е.В. Перспективы нефтегазоносности средне-верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Е.В. Борисов, Е.В. Пономарева // ГЕО-Сибирь-2011. Т. 2. Недропользование. Горное дело. Новые направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Ч. 1: Сб. матер. VII Междунар. научн. конгресса. – Новосибирск: СГГА, 2011. – С. 122-126.
 19. Борисова, Л.С. Комплекс химических и физических методов получения и исследования компонентов органического вещества пород и нефтидов: метод. пособие / Л.С. Борисова, Е.А. Фурсенко, Е.А. Костырева, И.Д. Тимошина. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2016. – 84 с.
 20. Вассоевич, Н.Б. К биогеохимии липидов, липоидов, и родственных полимерных соединений / Н.Б. Вассоевич, А.Н. Гусева, И.Е. Лейфман // Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. – М.: Наука, 1976. – С. 25-56.

21. Вассоевич, Н.Б. Нефтематеринские породы / Н.Б. Вассоевич, А.М. Акрамходжаев, Ю.К. Бурлин, Д.И. Дробот, И.П. Жабрев, И.Д. Эхус, М.К. Калинин, А.А. Карцев, А.Э. Конторович, Н.В. Лопатин, С.Г. Неручев, Л.А. Польштер, И.Д. Полякова, Г.Э. Прозорович, С.Г. Саркисян, А.С. Фомичев // Литология на новом этапе развития геологических знаний. – М.: Наука, 1981. – С. 158-176.
22. Вассоевич, Н.Б. О нефтематеринском потенциале / Н.Б. Вассоевич // Избранные труды. Нефтегазоносность осадочных бассейнов. – М.: Наука, 1988. – 260 с.
23. Вассоевич, Н.Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба) / Н.Б. Вассоевич // Вопросы образования нефти. – Ленинград, 1958. – Вып. 128. – С. 9-220.
24. Вассоевич, Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) / Н.Б. Вассоевич // Известия академии наук СССР, серия геологическая. – 1967. – № 11. – С. 135-156.
25. Вассоевич, Н.В. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков / Н.В. Вассоевич // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. – М.: Наука, 1973. – С. 11-59.
26. Войцеховская, А.Г. Вещественный состав рассеянного органического вещества и связь его с фаціальными условиями осадконакопления в отложениях мезозойских прогибов севера Сибирской платформы / А.Г. Войцеховская; науч. ред. Д.С. Сороков // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Сб. научных трудов. – Л., 1977. – С. 83-85.
27. Войцеховская, А.Г. О составе рассеянного органического вещества в юрских и меловых отложениях Енисей-Хатангского прогиба / А.Г. Войцеховская // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область: сб. ст. – Л., 1974. – С. 67-70.
28. Галимов, Э.М. Формирование изотопного состава исходного органического вещества морских фаций и диагностика нефтематеринских пород /

- Э.М. Галимов // Современные геохимические методы диагностики нефтематеринских отложений – М.: Наука, 1986. – 168 с.
29. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов, В.С. Сурков, А.А. Трофимук, Ю.Г. Эрвье– М.: Недра, 1975. – 680 с.
30. Геология нефти и газа Сибирской платформы / А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов, В.И. Вожов, В.Н. Воробьев, А.В. Гольберт, В.В. Гребенюк, М.П. Гришин, Т.И. Гурова, Д.И. Дробот, А.Э. Конторович, В.Л. Кузнецов, В.М. Лебедев, И.Г. Левченко, М.М. Мандельбаум, Н.В. Мельников, К.И. Микуленко, Г.Д. Назимков, В.Д. Накаряков, И.Д. Полякова, Б.Л. Рыбьяков, В.Е. Савицкий, В.В. Самсонов, О.Ф. Стасова, В.С. Старосельцев, А.А. Трофимук, Э.Э. Фотиади, А.В. Хоменко; под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.
31. Головин, С.В. Классификация нефтегазоносных комплексов мезозоя Енисей-Хатангского прогиба / С.В. Головин // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2009. – № 4. – С. 1-21.
32. Гольшев, И.С. Влияние типа органического вещества и процессов литогенеза на изотопный состав углерода керогенов / И.С. Гольшев, А.Э. Конторович, Л.И. Богородская // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. Седикахиты: VI Всесоюзный семинар, Москва, 29-31 мая 1979 г.: Тез. докл. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – С. 129.
33. Гончаров, И.В. Геохимия нефтей юрско-меловых отложений района Ванкорского месторождения / И.В. Гончаров, В.А. Кринин, В.В. Самойленко Н.В. Обласов, С.В. Фадеева // Химия нефти и газа: Материалы VII международной конференции. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2009б. – С. 204-208.
34. Гончаров, И.В. К вопросу о генерационном потенциале яновстанской свиты северо-востока Западной Сибири / И.В. Гончаров, В.А. Кринин, В.В. Самойленко, Н.В. Обласов, С.В. Фадеева // Химия нефти и газа:

- Материалы VII международной конференции. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2009а. – С. 26-30.
35. Гончаров, И.В. Нефти нижнехетской свиты Ванкорского месторождения и источник их генерации / И.В. Гончаров, В.А. Кринин, В.В. Самойленко Н.В. Обласов, С.В. Фадеева // Успехи органической геохимии: Материалы Всерос. науч. конф. (11-15 окт. 2010 г.). – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. – С. 100-104.
36. Гончаров, И.В. Природа нефтей района Ванкорского месторождения / И.В. Гончаров, В.В. Самойленко, Н.В. Обласов, В.А. Кринин, Р.А. Ошмарин // Нефтяное хозяйство. – 2011. – №3. – С. 12-17.
37. Гордадзе, Г.Н. О генезисе диагопана и его гомологов в нефтях / Г.Н. Гордадзе, М.В. Гируц, Т.И. Гордадзе, Г.В. Русинова // Нефтехимия. – 2005. – Т. 45. – № 2. – С. 83-89.
38. ГОСТ Р 51858-2002 Нефть. Общие технические условия. – М.: Стандартиформ, 2006. – 12 с.
39. Губкин, И.М. Учение о нефти / И.М. Губкин. – М., Л.: Госнефтеиздат, 1932. – 443 с.
40. Гусева, А.Н. К биогеохимии липидов, липоидов и родственных полимерных соединений / А.Н. Гусева, И.Е. Лейфман, Н.Б. Вассоевич // Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. – М.: Наука, 1976. – С. 25-56.
41. Данюшевская, А.И. Генезис и геохимические особенности рассеянного органического вещества (РОВ) мезозойских отложений Хатангской впадины / А.И. Данюшевская, И.Н. Дроздова, В.А. Матвеева, Е.Г. Юдовный // Состав и происхождение органического вещества осадочных толщ Арктики. Сб. статей. – Л.: НИИГА, 1973. – С. 26-45.
42. Данюшевская, А.И. Геохимия органического вещества мезозойских отложений севера Средней Сибири (теоретические закономерности и прогноз нефтегазообразования): автореферат дис. ... док. геол.-минералог. наук: 04.00.02 / Данюшевская Александра Исааковна – Л., 1975. – 57 с.

43. Данюшевская, А.И. Особенности миграционных процессов в мезозойских отложениях севера Средней Сибири / А.И. Данюшевская, В.И. Резцов, Е.А. Глебовская // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. – М: Наука, 1981. – С 180-187.
44. Дахнова, М.В. Геохимия и генезис Ванкорского месторождения / М.В. Дахнова, Т.П. Жеглова, Г.С. Нечитайло, Е.С. Назарова, Ю.А. Мялкина // Геология нефти и газа – № 5. – 2009. – С. 30-37.
45. Девятков, В.П. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек / В.П. Девятков, Б.Л. Никитенко, Б.Н. Шурыгин // Новости палеонтологии и стратиграфии. – 2011. – Вып. 16-17. – С. 87-101.
46. Ершов, С.В. Закономерности распределения органического вещества в келловей-нижнеберриасских отложениях западной части Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих районах Западно-Сибирской геосинеклизы / С.В. Ершов, Н.С. Ким, А.П. Родченко // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 10. – С. 1578-1592.
47. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Ф.Г. Гурари, К.И. Микуленко, Л.Я. Трушкова, В.С. Старосельцев, В.С. Сурков, Э.Э. Фотиади, Ю.Г. Зимин, А.Э. Конторович, Ю.Н. Карогодин, Т.И. Гурова, Ф.К. Салманов, А.А. Трофимук. – М.: Недра, 1972. – 312 с.
48. Злобина, О.Н. Литолого-геохимическая характеристика гольчихинской свиты в разрезе скважины Пайяхская 4 (Гыданский фациальный район, север Средней Сибири) / О.Н. Злобина, А.П. Родченко // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2015. XI Междунар. науч. конгр. (г. Новосибирск, 13-25 апреля 2015 г.): Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология": Сб. материалов в 3 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2015. – Т. 1. – С. 48-53.

49. Изосимова, А.Н. Реликтовые углеводороды в органическом веществе и нефтях Западной Якутии / А.Н. Изосимова, О.Н. Чалая. – Новосибирск: Наука, 1989. – 127 с.
50. Карцева, Г.Н. Корреляция разрезов средней и верхней юры на Среднеяровской площади в западной части Енисей-Хатангского прогиба / Г.Н. Карцева, В.П. Образкова // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Сборник научных трудов. – Л.: Севморгеология, 1985. – С. 72-77.
51. Карцева, Г.Н. Новые данные по стратиграфии юрских и меловых отложений в западной части Енисей-Хатангского прогиба / Г.Н. Карцева, Л.Л. Кузнецов, В.П. Образкова // Реперные горизонты палеозоя и мезозоя севера европейской части СССР и Сибири: сб. науч. трудов. – Л.: ВНИГРИ, 1983. – С. 96–100.
52. Карцева, Г.Н. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба / Г.Н. Карцева, З.З. Ронкина, Н.В. Шаровская // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. сб. ст. – Л., 1974. – 33-37.
53. Карцева, Г.Н. Стратиграфия юрских и меловых отложений / Г.Н. Карцева, З.З. Ронкина, Е.П. Колокольцева// Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. – Л.: Недра, 1971. – С. 7-18.
54. Кашапов, Р.С. К вопросу о погрешностях метода Rock-Eval / Р.С. Кашапов, И.В. Гончаров, В.В. Самойленко, Н.В. Обласов, П.В. Трушков // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. – 2015. – № 10 (часть 5) – С. 866-873.
55. Каширцев, В.А. Биодеградация биомаркеров в природных битумах Оленекского поднятия / В.А. Каширцев, Р.П. Филп, Дж. Аллен, А. Гальвес-Синибальди, И.Н. Зуева, О.Н. Чалая, И.Н. Андреев // Геология и геофизика. – 1993.– Т. 34. – № 6. – с. 44-55.
56. Каширцев, В.А. Биодеградация насыщенных циклических хемофоссилий / В.А. Каширцев, А.Э. Конторович, Р.П. Филп, О.Н. Чалая, И.Н. Зуева,

- И.К. Иванова, Н.П. Меметова // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 11-12. – с. 1792-1800.
57. Каширцев, В.А. Органическая геохимия нафтидов Сибирской платформы / В.А. Каширцев. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. – 160 с.
58. Каширцев, В.А. Терпаны нефтепроявлений озера Байкал / В.А. Каширцев, А.Э. Конторович, В.И. Москвин, В.П. Данилова // Нефтехимия. – 2006. – Т. 46. – № 4. – С. 243-250.
59. Ким, Н.С. Гопановые углеводороды в битумоидах мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Н.С. Ким, А.П. Родченко // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 4. – С. 758-770.
60. Ким, Н.С. Органическая геохимия и нефтегазогенерационный потенциал юрских и меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба / Н.С. Ким, А.П. Родченко // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 1236-1252.
61. Ким, Н.С. Органическая геохимия юры и мела западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Н.С. Ким, А.Э. Конторович, Ю.А. Филипцов, А.Н. Фомин // Успехи органической геохимии: Материалы Всерос. науч. конф. (11-15 окт. 2010 г.). – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. – С. 169-173.
62. Кислухин, В.И. Литолого-фациальное районирование юрских и нижнемеловых отложений севера Западной Сибири / В.И. Кислухин // Нефтегазоносность отложений Северных районов Западной Сибири: сб. науч. трудов. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986. – С. 13–31.
63. Кодина, Л.А. Формирование изотопного состава углерода органического вещества «гумусового» и «сапропелевого» типов в морских отложениях / Л.А. Кодина, Э.М. Галимов // Геохимия. – 1984. – № 11. – С. 1742-1756.
64. Колганова, М.М. Особенности нефтеобразования в газоносных осадочно-породных бассейнах / М.М. Колганова, И.Д. Полякова // Геология и геофизика. – 1984. – № 1. – С. 15-24.

65. Конторович, А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности / А.Э. Конторович. – М.: Недра, 1976. – 250 с.
66. Конторович, А.Э. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири / А.Э. Конторович, И.Д. Полякова, П.А. Трушков, А.С. Фомичев, А.И. Данюшевская, В.В. Казаринов, Г.М. Парпарова, О.Ф. Стасова, Е.А. Рогозина, К.А. Шпильман // Труды СНИИГГиМС; Вып. 118. – Новосибирск, 1971. – 86 с.
67. Конторович, А.Э. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносность: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Конторович Алексей Эмильевич. – Новосибирск, 1964. – 10 с.
68. Конторович, А.Э. Закономерности фракционирования изотопов углерода в седикахитах / А.Э. Конторович, Л.И. Богородская, С.И. Голышев // Геология и геофизика. – 1985а. – № 9. – С. 34-42.
69. Конторович, А.Э. Изотопный состав углерода органического вещества и битумоидов и некоторые спорные вопросы теории образования нефти / А.Э. Конторович, Н.А. Верховская, И.Д. Тимошина, А.С. Фомичев // Геология и геофизика. – 1986. – № 5. – С. 3-13.
70. Конторович, А.Э. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности) / А.Э. Конторович, Г.М. Парпарова, П.А. Трушков // Геология и геофизика – 1967а. – № 2. – С. 16-29.
71. Конторович, А.Э. Методические рекомендации по изучению геохимии стабильных изотопов углерода при диагностике нефтепроизводящих пород / А.Э. Конторович, Л.И. Богородская, С.И. Голышев, И.Д. Тимошина, А.С. Фомичев. – Новосибирск, 1991а. – 31 с.
72. Конторович, А.Э. Нефтегазоносность отложений озера Байкал / А.Э. Конторович, В.А. Каширцев, В.И. Москвин, Л.М. Бурштейн, Т.И. Земская, Е.А. Костырева, Г.В. Калмычков, О.М. Хлыстов // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 12. – С. 1346-1356.

73. Конторович, А.Э. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности // Тр. Сер. Нефтяная геология СНИИГГиМС / А.Э. Конторович, Н.М. Бабина, Л.И. Богородская, Б.Г. Винокур. – Л.: Недра, 1967б. – Вып. 50. – 224 с.
74. Конторович, А.Э. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири / А.Э. Конторович, И.Д. Полякова, О.Ф. Стасова, П.А. Трушков, Н.М. Бабина, Л.И. Богородская, В.П. Данилова В.П., Зуева Т.В., Колганова, Т.В. Зуева, М.М. Колганова, Л.Ф. Липницкая, В.М. Мельникова, А.С.Фомичев. – М.: Недра, 1974. – 189 с.
75. Конторович, А.Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, С.В. Рыжкова, Б.Н. Шурыгин, Л.Г. Вакуленко, Е.А. Гайдебурова, В.П. Данилова, В.А. Казаненков, Н.С. Ким, Е.А. Костырева, В.И. Москвин, П.А. Ян // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 972-1012.
76. Конторович, А.Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / А.Э. Конторович, С.В. Ершов, В.А. Казаненков, Ю.Н. Карогодин, В.А. Конторович, Н.К. Лебедева, Б.Л. Никитенко, Н.И. Попова, Б.Н. Шурыгин // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 5-6. – С. 745-776.
77. Конторович, А.Э. Разновозрастные очаги нефтидообразования и нефтидонакопления на Северо-Азиатском кратоне / А.Э. Конторович, С.Ф. Бахтуров, А.К. Башарин, С.Ю. Беляев, Л.М. Бурштейн, А.А. Конторович, В.А. Кринин, А.И. Ларичев, Ли Году, В.Н. Меленевский, И.Д. Тимошина, Г.С. Фрадкин, А.В. Хоменко // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 11. – С. 1676-1693.
78. Конторович, А.Э. Распределение стабильных изотопов углерода в седикахитах различной генетической природе / А.Э. Конторович, Л.И. Богородская, С.И. Голышев // Геология и геофизика. – 1985б. – № 7. – С. 3-11.

79. Конторович, А.Э. Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения / А.Э. Конторович, В.А. Успенский. – Новосибирск, 1977. – 139 с.
80. Конторович, А.Э. Углеводороды-биомаркеры в нефтях Среднего Приобья (Западная Сибирь) / А.Э. Конторович, К.Е. Петерс, Дж.М. Молдован, В.Е. Андрусевич, Д.Дж. Демейсон, О.Ф. Стасова, Б.Дж. Хьюзинге // Геология и геофизика. – 1991б. – Т. 370. – № 10. – С. 3-33.
81. Конторович, В.А. Нефтегазовый резерв Западной Сибири / В.А. Конторович, С.В. Ершов // Наука из первых рук. – 2010. – Т. 3(33). – С. 26-29.
82. Конторович, В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / В.А. Конторович // Геология и геофизика – 2011. – Т. 52. – № 2. – С. 1027-1050.
83. Корчагина, Ю.И. Методы интерпретации аналитических данных о составе РОВ / Ю.И. Корчагина, О.П. Четверикова. – М.: Недра, 1980. – 228 с.
84. Кукушкина, Т.С. Районирование верхнеюрских осадочных образований по типам разрезов (Заполярные районы Западной-Сибири) / Т.С. Кукушкина, В.И. Кислухин // Творческое участие молодежи в ускоренном достижении на промыслах Тюменской области суточной добычи 1 млн. тонн нефти и 1 млрд. куб. м. газа: Тезисы докладов VI науч.-техн. конф. молодых ученых и специалистов ЗапСибНИГНИ (23–24 марта 1983 г.). – Тюмень, 1983. – С. 20–21.
85. Куликов, Д.П. Стратиграфическое расчленение и структурно-фациальное районирование верхнеюрских отложений Енисей-Хатангского прогиба / Д.П. Куликов // Геология и геофизика. – 1989. – № 10. – С. 10-18.
86. Ларичев, А.И. Органическая геохимия среднеюрско-нижнемелового разреза восточного борта Большехетской впадины / А.И. Ларичев, Т.А. Рязанова, В.Н. Меленевский, В.И. Сухоручко, Т.Э. Чуйкова, С.В. Видик, Н.С. Соловьева // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2003. – № 11. – С. 4-13.

87. Лебедев, А.Т. Масс-спектрометрия в органической химии / А.Т. Лебедев. – М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2003. – 493 с.
88. Лопатин, Н.В. Пиролиз в нефтегазовой геохимии / Н.В. Лопатин, Т.П. Емец; отв. ред. Э.М. Галимов. – М.: Наука, 1987. – 144 с.
89. Матвеева, И.А. Геохимическое значение стеранов состава C_{21} - C_{22} / И.А. Матвеева, А.А. Петров // Геохимия. – 1997. – № 4. – С. 456-461.
90. Меленевский, В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии / В.Н. Меленевский. – Новосибирск, 1991. – 48 с.
91. Меленевский, В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитического метода в органической геохимии / В.Н. Меленевский. – Новосибирск, 1985. – 41 с.
92. Методические указания к курсу «Химия горючих полезных ископаемых» / М.М. Колганова, О.Ф. Стасова, В.М. Мельникова, В.Н. Чеканова. – Новосибирск: НГУ, 1988. – 29 с.
93. Методы битуминологических исследований. Задачи исследований и пути их разработки / В.А. Успенский, О.А. Радченко, А.И. Горская, А.П. Шишкова. – Л.: Недра, 1975. – 319 с.
94. Наумов, А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна / А.Л. Наумов // Геология и геофизика. – 1977. – № 10. – С. 38-47.
95. Неручев, С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти / С.Г. Неручев. – 2-е изд., доп. и перераб. – Л.: Недра, 1969. – 240 с.
96. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 3. Енисей-Хатангский бассейн / А.Э. Конторович, В.В. Гребенюк, Л.Л. Кузнецов, Д.П. Куликов, В.Б. Хмелевский, А.Н. Азарнов, В.Д. Накаряков, И.Д. Полякова, В.Г. Сибгатуллин, Е.И. Соболева, В.С. Старосельцев, Г.Ф. Степаненко, Г.С. Фрадкин; Под ред. А.Э. Конторович. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. – 71 с.

97. Никитенко, Б.Л. Фораминиферы и биостратиграфия келловоя - нижнего валанжина эталонного разреза скв. Медвежья 316 (Усть-Енисейский район, Западная Сибирь) / Б.Л. Никитенко, Л.А. Глинских, С.Н. Хафаева // Новости палеонтологии и стратиграфии: Приложение к журналу "Геология и геофизика". – 2008. – № 10-11. – С. 262-267.
98. Палеогеография севера СССР в юрском периоде / В.А. Захаров, М.С. Месежников, З.З. Ронкина, Ю.С. Репин, С.А. Чирва, Б.Н. Шурыгин, В.А. Басов, Т.А. Веренинова, Е.Д. Калачева, В.С. Кравец, С.В. Меледина, Т.И. Нальняева, К.В. Паракецов, И.В. Полуботко, И.И. Сей. – Новосибирск: Наука, 1983 – Вып. 573. – 190 с.
99. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене / А.В. Гольберт, Л.Г. Маркова, И.Д. Полякова, В.Н. Сакс, Ю.В. Тесленко; под ред. В.Н. Сакса. – М.: Наука, 1968. – 152 с.
100. Парфенова, Т.М. Органическая геохимия углеродистых пород куонамского комплекса отложений нижнего и среднего кембрия (Восток Сибирской платформы): Дис. ... канд. геол.-минералог. наук: 25.00.09 / Парфенова Татьяна Михайловна. – Новосибирск, 2008. – 316 с.
101. Петров, А.А. Биомаркеры и геохимия процессов нефтеобразования / А.А. Петров, О.А. Арефьев // Геохимия. – 1990. – № 5. – С. 704-714.
102. Петров, А.А. Геохимическая типизация нефтей / А.А. Петров // Геохимия. – 1994. – № 5. – С. 23-25.
103. Петров, А.А. Изопреноидные углеводороды нефти / А.А. Петров, Н.Н. Абрютина // Успехи химии. – 1989. – Т. 58. – № 6. – С. 982-1003.
104. Петров, А.А. Углеводороды нефти / А.А. Петров. – М.: Наука, 1984. – 263 с.
105. Петрова, В.И. Органическое вещество донных осадков Обской губы: распределение, природа, источники / В.И. Петрова, Г.И. Батова, А.В. Куршева, И.В. Литвиненко, Д.А. Коновалов // Геохимия. – 2010. – № 2. – С. 151-163.
106. Полякова, И.Д. Геохимические критерии нефтегазоносности севера Сибирской платформы / И.Д. Полякова, М.М. Колганова, Е.И. Соболева,

- Г.Ф. Степаненко // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. – М.: Наука, 1982. – С. 119-132.
107. Полякова, И.Д. Геохимия свободных газов из месторождений краевых депрессий Сибирской платформы / И.Д. Полякова, Г.Ф. Степаненко // Геохимия нефтегазоносных отложений Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. – С. 68-78.
108. Полякова, И.Д. Закономерности нефтегазообразования и нефтегазонакопления в краевых бассейнах платформ (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности): Дис. ... док. геол.-минералог. наук: 04.00.17 / Полякова Инна Давидовна. – Новосибирск, 1986. – 421 с.
109. Полякова, И.Д. Органическое вещество краевых депрессий Сибирской платформы в связи с особенностями нефтегазообразования / И.Д. Полякова // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. – М.: Наука, 1981. – С. 164-170.
110. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 64 с.
111. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.). – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. – 54 с.
112. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – 114 с., прил. 3 на 31 листе.
113. Родченко, А.П. Геохимия органического вещества верхнеюрских отложений северо-востока Западной Сибири и генезис меловых нефтей региона / А.П. Родченко // Геология нефти и газа. – 2016. – № 6. – С. 107-118.
114. Родченко, А.П. Геохимия органического вещества верхнеюрских пород Пайяхской и Озерной площадей (Енисей-Хатангский региональный прогиб) [Электронный ресурс] / А.П. Родченко // Химия нефти и газа: Материалы IX

- Международной конференции. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2015. – С. 81-86. – CD-ROM.
115. Родченко, А.П. Геохимия слабопреобразованного органического вещества верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба [Электронный ресурс] / А.П. Родченко // Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа: Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (28 февраля – 3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – 1 оптич. диск (DVD-ROM). – С. 397-402.
116. Родченко, А.П. Нефтегазогенерационный потенциал верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба по данным пиролиза [Электронный ресурс] / А.П. Родченко, Н.С. Ким, В.Н. Меленевский, А.Н. Фомин // Проблемы воспроизводства запасов нефти и газа в современных условиях: Сборник докладов конференции, посвященной 85-летию ВНИГРИ (г. Санкт-Петербург, 23-24 октября 2014 г.). – СПб.: ВНИГРИ, 2014. – CD-ROM.
117. Ронкина, З.З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба / З.З. Ронкина; под ред. Н.Н. Лапиной. – Л.: Недра, 1965. – Т.146. – 164 с.
118. Ронкина, З.З. Вещественный состав юрских и меловых отложений // Тр. НИИГА / З.З. Ронкина, Е.П. Колокольцева, А.Г. Войцеховская; под ред. Н.Н. Лапиной. – Л.: НИИГА, 1971. – С. 19-39.
119. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород (для лабораторий геологоразведочных организаций) / Под ред. В.А. Успенского, К.Ф. Родионовой, А.И. Горской, А.П. Шишковой. – Ленинград: Недра, 1966. – 315 с.

120. Сакс, В.Н. Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. Megateuthinae и Pseudodicoelitinae / В.Н. Сакс, Т.И. Нальняева. – М.: Наука, 1975. – 192 с.
121. Сакс, В.Н. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины / В.Н. Сакс, З.З. Ронкина; под ред. Л.Б. Рухина // Труды Ин-та геол. Арктики. – Л.: Госгеолтехиздат, 1957. – Т. 90. – 231 с.
122. Сафронов, П.И. Моделирование процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в юрских и меловых комплексах западных районов Енисей-Хатангской НГО / П.И. Сафронов, Л.М. Бурштейн, С.В. Ершов, Н.С. Ким, Е.А. Костырева, А.Н. Фомин // Успехи органической геохимии: Материалы Всерос. науч. конф. (11-15 октября 2010 г.). – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. – С. 300-304.
123. Семенов, А.А. Основы химии природных соединений / А.А. Семенов, В.Г. Карцев. – М.: Международный благотворительный фонд «Научное партнерство», 2009. – Т. 1. – 624 с.
124. Соболева, Е.И. Новые данные о составе органического вещества в глинистых породах Енисей-Хатангского регионального прогиба / Е.И. Соболева // Органическая геохимия мезозойских и палеозойских отложений Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. – Вып. 288. – С. 190-195.
125. Сороков, Д.С. Возможность нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в юрских и меловых отложениях Енисей-Хатангского прогиба / Д.С. Сороков // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область: сб. ст. – Л.: НИИГА, 1974. – С. 5-8.
126. Сороков, Д.С. Некоторые закономерности изменения состава газов, конденсатов и нефтей на территории мезозойских прогибов севера Сибирской платформы / Д.С. Сороков, Г.Д. Гинсбург // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы: сб. ст. – Л.: НИИГА, 1977. – С. 93-100.
127. Сороков, Д.С. Органическое вещество юрско-меловых пород / Д.С. Сороков // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба: сб. ст. – Л., 1971. – С. 83-91.

128. Справочник по геохимии нефти и газа / С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина, В.К. Шиманский, В.С. Соболев, В.П. Якуцени, Г.М. Парпарова, Э.М. Прасолов, А.В. Петухов, Н.В. Лопатин, О.А. Радченко, И.С. Гольдберг, Е.С. Баркан, С.Н. Белецкая, В.Ф. Васильева, С.И. Голышев, А.В. Жукова, И.А. Зеличенко, З.Г. Каплан, Е.М. Каплан, Н.М. Кругликов, И.А. Лагунова, С.С. Неручев, Ю.Э. Петрова, Н.П. Силина, Н.Б. Смирнова, И.Л. Соловьева, Л.Ф. Степина, М.Б. Темялко, В.В. Тихомиров, Л.Г. Травникова, Е.М. Файзуллина, А.И. Шапиро. – СПб.: ОАО «Издательство «Недра», 1998. – 576 с.
129. Стасова, О. Типы нефтей нижнемеловых и верхнеюрских отложений восточной части Большехетской впадины и Мангазейской зоны поднятий / О. Стасова, А. Фомичев, Н. Ларичкина, В. Чеканова // Технологии ТЭК. – 2005. – № 3. – С. 10-15.
130. Столбова, Н.Ф. Литолого-геохимические особенности отложений яновстанской свиты Ванкорской площади / Н.Ф. Столбова, Е.Р. Исаева // Фундаментальные исследования. – 2014. – № 11. – С. 826–831.
131. Страхов, Н.М. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии / Н.М. Страхов, Э.С. Залманзон // Известия академии наук СССР: серия геологическая. – 1955. – № 1. – С. 34-51.
132. Тиссо, Б. Образование и распространение нефти / Б. Тиссо, Д. Вельте. – М.: Мир, 1981. – 502 с.
133. Трофимук, А.А. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроводящих толщ / А.А. Трофимук, А.Э. Конторович // Геология и геофизика – 1965. – № 12. – С. 3-14.
134. Уриссон, Г. Микробное происхождение горючих ископаемых / Г. Уриссон, П. Альбрехт, М. Ромер // В мире науки. – 1984. – № 10. – С. 18-26.
135. Успенский, В.А. Опыт оценки нефтематеринского потенциала пород / В.А. Успенский, О.А. Радченко // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. – Л.: Наука, 1973. – С. 49-52.

136. Филипцов, Ю.А. Взаимосвязь материнских пород и нефтей в мезозойских отложениях северо-востока Западно-Сибирской плиты на основе изучения углеводородов-биомаркеров и катагенеза органического вещества / Ю.А. Филипцов, И.В. Давыдова, Л.Н. Болдушевская, В.П. Данилова, Е.А. Костырева, А.Н. Фомин // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2006. – № 5-6. – С. 52-57.
137. Филипцов, Ю.А. Катагенез органического вещества и фазовый состав залежей углеводородов северо-западного обрамления Сибирской платформы / Ю.А. Филипцов, Л.Н. Болдушевская, А.А. Конторович, В.А. Кринин // Геология нефти и газа. – 1998. – № 12. – С. 25-33.
138. Филипцов, Ю.А. Применение пиролиза для изучения катагенеза органического вещества мезозойских отложений Енисей-Хатангской и северо-восточной части Пур-Тазовской нефтегазоносных областей / Ю.А. Филипцов, Л.Н. Болдушевская, В.А. Кринин, А.А. Конторович, В.Н. Меленевский // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 12. – С. 1837-1842.
139. Фомин, А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских (юра, триас) и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна / А.Н. Фомин. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – 331 с
140. Фомин, А.Н. Катагенез РОВ мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба по биомаркерным, пиролитическим и углепетрографическим данным / А.Н. Фомин, Н.С. Ким, В.А. Каширцев, В.Н. Меленевский // Успехи органической геохимии: Материалы Всерос. науч. конф. (11-15 окт. 2010 г.). – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. – С. 338-342.
141. Фомин, М.А. Пликративная и дизъюнктивная тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба / М.А. Фомин, С.Ю. Беляев, С.В. Ершов // Геология и геофизика. – 2011. – № 5. – С. 128-132.

142. Фомин, М.А. Структура мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба и история его тектонического развития (в связи с нефтегазоносностью): Дис. ... канд. геол.-минералог. наук: 25.00.12 / Фомин Михаил Александрович. – Новосибирск, 2013. – 232 с.
143. Фомин, М.А. Тектоническое строение мезозойско-кайнозойских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба / М.А. Фомин // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2016. – № 9. – С. 4-18.
144. Фурсенко, Е.А. Геохимия нефтей северо-востока Западной Сибири / Е.А. Фурсенко // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2016. XII Междунар. науч. конгр.: Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология" (г. Новосибирск, 18-22 апреля 2016 г.): Сборник материалов в 4 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2016. – Т. 1. – С. 170-174.
145. Харинов, В.В. Мессояхский порог – уникальный нефтегазогеологический объект на севере Сибири / В.В. Харинов, Н.М. Кулишкин, С.И. Шленкин // Геология и геофизика. – 2013. – № 5. – С. 34-48.
146. Шурыгин, Б.Н. Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ / Б.Н. Шурыгин, О.С. Дзюба // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 4. – С. 830-844.
147. Шурыгин, Б.Н. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, В.П. Девятов, В.И. Ильина, С.В. Меледина, Е.А. Гайдебурова, О.С. Дзюба, А.М. Казаков, Н.К. Могучева. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. – 480 с.
148. Ageta, H. Acid-induced rearrangement of triterpenoid hydrocarbons belonging to the hopane and migrated hopane series / H. Ageta, K. Shiojima and Y. Arai // Chem. Pharm. Bull. – 1987. – V. 35. – № 7. – P. 2705-2716.
149. Bao, J.P. 25-Norhopane series in the unbiodegraded oil and the source rocks / J.P. Bao // Chinese Science Bulletin. – 1997. – V. 42. – P. 1388-1391.

150. Beach, F. Laboratory thermal alteration of triaromatic steroid hydrocarbons / F. Beach, T.M. Peakman, G.D. Abbott, R. Sleeman, J.R. Maxwell // *Organic Geochemistry*. – 1989. – V. 14. – № 1. – P. 109-111.
151. Blanc, P. Origin and occurrence of 25-norhopanes: a statistical study / P. Blanc, J. Connan // *Organic Geochemistry*. – 1992. – V. 18. – P. 813-828.
152. Cao, J. Possible origin of 25-norhopanes in Jurassic organic-poor mudstones from the northern Qaidam Basin (NW China) / J. Cao, K. Hu, K. Wang, L. Bian, Y. Liu, S. Yang, L. Wang, Y. Chen // *Organic Geochemistry*. – 2008. – V. 39. – № 8. – P. 1058-1065.
153. Chosson, P. In Vitro biodegradation of steranes and terpanes: A clue to understanding geological situation / P. Chosson, J. Connan, D. Dessort, C. Lanau // *Biological markers in sediments and petroleum*. – New Jersey: Prentice-Hall, 1992. – P. 320-349.
154. Connan, J. Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation levels / J. Connan, A.M. Cassou // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1980. – V. 44. – P. 1-23.
155. Curiale, J.A. Biological marker distribution and significance in oils and rocks of the Monterey Formation, California / J.A. Curiale, D. Cameron, D.V. Davis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1985. – V. 49. – P. 271-288.
156. Espitalie, J. Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration / J. Espitalie, M. Madec, B. Tissot // *The american association of petroleum geologists bulletin*. – 1980. – V. 64. – № 3. – P. 59-66.
157. Farrimond, P. Three series of rearranged hopanes in Toarcian sediments (northern Italy) / P. Farrimond, N. Telnaes // *Organic Geochemistry*. – 1996. – V. 25. – № 3-4. – P. 165-177.
158. Farrimond, P. Three series of rearranged hopanes in Toarcian sediments (northern Italy) // P. Farrimond, N. Telnaes / *Organic Geochemistry*. – 1996. – V. 25. – P. 165-177.
159. George, S.C. Comparison of palaeo oil charges with currently reservoired hydrocarbons using molecular and isotopic analyses of oil-bearing fluid inclusions:

- Jabiru oil field, Timor Sea / S.C. George, P.F. Greenwood, G.A. Logan, R.A. Quezada, L.S.K. Pang, M. Lisk, F.W. Krieger, P.J. Eadington // Australian petroleum production and exploration association journal. – 1997. – V. 37. – № 1. – P. 490-504.
160. Grantham, P.J. The occurrence of unusual C₂₇ and C₂₉ sterane predominances in two types of Oman crude oil / P.J. Grantham // Organic Geochemistry. – 1986. – V. 9. – № 1. – P. 1-10.
161. Grantham, P.J. Variations in the sterane carbon number distributions of marine source rock derived crude oils through geological time / P.J. Grantham, L.L. Wakefield // Organic Geochemistry. – 1988. – V. 12. – № 1. – P. 61-73.
162. Li, M. Bakken/Madison petroleum systems in the Canadian Williston Basin. Part 1: C₂₁–C₂₆ 20-n-alkylpregnanes and their triaromatic analogs as indicators for Upper Devonian–Mississippian epicontinental black shale derived oils? / M. Li, C. Jiang // Organic Geochemistry. – 2001. – V. 32. – № 5. – P. 667-675.
163. Moldowan, J.M. Rearranged hopanes in sediments and petroleum / J.M. Moldowan, F.J. Fago, R.M.K. Carlson, D.C. Young, G.V. Duyne, J. Clardy, M. Schoell, C.T. Phillinger, D.S. Watt // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1991. – V. 55– P. 3333-3353.
164. Moldowan, J.M. Sensitivity of biomarker properties to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of SW-Germany / J.M. Moldowan, P. Sundararaman, M. Schoell // Organic Geochemistry. – 1986. – V. 10. – №. 4–6. – P. 915-926.
165. Mrkic, S. Organic geochemistry of Miocene source rocks from the Banat Depression (SE Pannonian Basin, Serbia) / S. Mrkic, K. Stojanovic, A. Kostic, H.P. Nytoft, A. Sajnovic // Organic Geochemistry. – 2011. – V. 42. – P. 655-677.
166. Noble, R. The occurrence of bisnorhopane, trisnorhopane and 25-norhopanes as free hydrocarbons in some Australian shales / R. Noble, R. Alexander, R.I. Kagi // Organic Geochemistry. – 1985. – V. 8. – № 2. – P. 171-176.

167. Nytoft, H.P. $17\alpha,21\alpha(\text{H})$ -hopanes: natural and synthetic / H.P. Nytoft, J.A. Bojesen-Koefoed // *Organic Geochemistry*. – 2001. – V. 32. – № 6. – P. 841-856.
168. Nytoft, H.P. C_{26} and C_{28-34} 28-norhopanes in sediments and petroleum / H.P. Nytoft, J.A. Bojesen-Koefoed, F.G. Christiansen // *Organic Geochemistry*. – 2000. – V. 31. – № 1. – P. 25-39.
169. Peters, K.E. Guidelines for evaluation petroleum source rock using programmed pyrolysis / K.E. Peters // *The American association of petroleum geologists*. – 1986. – V. 70. – № 3. – P. 318-329.
170. Peters, K.E. Selective biodegradation of extended hapanes to 25-norhopanes in petroleum reservoirs. Insights from molecular mechanics / K.E. Peters, J.M. Moldowan, M.A. McCaffrey, F.J. Fago // *Organic geochemistry*. – 1996. – V. 24. – №8/9. – P. 765-783.
171. Peters, K.E. The biomarker guide / K.E. Peters, C.C. Walters, J.M. Moldowan. – 2nd ed. – Cambridge: Cambridge University Press, 2005. – 1155 p.
172. Peters, K.E. The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments / K.E. Peters, J.M. Moldowan. – New Jersey, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1993. – 345 p.
173. Philp, R.P. Fossil fuel biomarkers: applications and spectra / R.P. Philp // *Methods in geochemistry and geophysics*; 23. – New York: Elsevier Science Publishers B.V., 1985. – 294 p.
174. Raiswell, R. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation / R. Raiswell, F. Buckley, R.A. Berner, T.F. Anderson // *Journal of sedimentary petrology*. – 1988. – V. 58. – № 5. – P. 812-819.
175. Rodchenko, A. Geochemistry of the early-mature organic matter of the Middle-Upper Jurassic deposits on the periphery of the West Siberian Basin [Электронный ресурс] / A. Rodchenko // The 28th International Meeting on Organic Geochemistry. IMOGE – 2017. Florence, Italy, 17-22 September 2017. – Режим доступа: <http://imog2017.org/wp-content/uploads/2017/04/350.pdf>

176. Seifert, W.K. Applications of steranes, terpanes and monoaromatics to the maturation, migration and source of crude oils / W.K. Seifert, J.M. Moldowan // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1978. – V. 42. – №. 1. – P. 77-95.
177. Sinninghe Bamste, J.S., C₂₇–C₃₀ neohop-13(18)-enes and their saturated and aromatic derivatives in sediments: Indicators for diagenesis and water column stratification / J.S. Sinninghe Bamste, S. Schouten, J.K. Volkman // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – V. 133. – P. 402-421.
178. Telnaes, N. Unusual triterpane distributions in lacustrine oils / N. Telnaes, G.H. Isaksen, P. Farrimond // *Organic Geochemistry*. – 1992. – V. 18. – № 6. – P. 785-789.
179. Ten Haven, H.L. Anomalies in steroid and hopanoid maturity indices / H.L. ten Haven, J.W. de Leeuw, T.M. Peakman, J.R. Maxwell // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986. – V. 50– P. 853-855.
180. Trendel, J.M. C(14a)-homo-26-nor-17 α -hopanes, a novel and unexpected series of molecular fossils in biodegraded petroleum / J.M. Trendel, R. Graff, P. Wehrung, P. Albrecht, D. Dessort, J. Connan // *Journal of the Chemical Society, Chemical Communications*. – 1993. – № 5. – P. 461-463.
181. Tyson, R.V. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview / R.V. Tyson, T.H. Pearson // *Geological society special publication*. – 1991. – № 58. – P. 1-24.
182. Volkman, J.K. Biomarker evidence for *Botryococcus* and a methane cycle in the Eocene Huadian oil shales, NE China / J.K. Volkman, Z. Zhang, X. Xie, J. Qin, T. Borjigin // *Organic Geochemistry*. – 2015. – V. 78. – P. 121-134.
183. Wang, C. Geochemical characteristics and applications of 18 α (H)-neohopanes and 17 α (H)-diahopanes / C. Wang, J. Fu, G. Sheng, Q. Xiao, J. Li, Y. Zhang, M. Piao // *Chinese Science Bulletin*. – 2000. – V. 45. – № 19. – P. 1742–1748.
184. Wang, G. Sulfur rich petroleum derived from lacustrine carbonate source rocks in Bohai Bay Basin, East China / G. Wang, T.-G. Wang, B.R.T. Simoneit, L. Zhang, X. Zhang // *Organic Geochemistry*. – 2010. – V. 41. – № 4. – P. 340–354.

185. Wang, G. Investigation of hydrocarbon biodegradation from a downhole profile in Bohai Bay Basin: Implications for the origin of 25-norhopanes / G. Wang, T.-G. Wang, B.R.T. Simoneit, L. Zhang // *Organic Geochemistry*. – 2013. – V. 55. – P. 72-84.
186. Wang, G. Pregnanes as molecular indicators for depositional environments of sediments and petroleum source rocks / G. Wang, X. Chang, T.-G. Wang, B. R.T. Simoneit // *Organic Geochemistry*. – 2015. – V. 78. – P. 110-120.
187. Zhu, Y. Geochemical characteristics of different kinds of crude oils in the Tarim basin, northwest China / Y. Zhu // *Chinese Journal of Geochemistry*. – 2001. – V. 20. – P. 73-87.
188. Zhu, Y. Jurassic oils in the central Sichuan basin, southwest China: Unusual biomarker distribution and possible origin / Y. Zhu, F. Hao, H. Zou, X. Cai, Y. Luo // *Organic Geochemistry*. – 2007. – V. 38. – № 11. – P. 1884-1896.

Фондовая литература

1. Комплексный научный анализ геолого-геофизических материалов по юго-западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, исследование кернового материала с целью прогноза нефтегазоносности, определения основных направлений освоения территории экономической оценки эффективности проекта: отчет о НИР / Беляев С.Ю., Ершов С.В. – Новосибирск, Красноярск: ИНГГ СО РАН, 2008Ф. – 357 с.
2. Геологическая модель, литолого-геохимические и геолого-геофизические критерии прогноза нефтеносности, обоснование типа коллектора, бассейновое моделирование генерации, количественная оценка начальных геологических ресурсов нефти в баженовской свите Западно-Сибирской НГП: отчет о НИР в 3 т. / Рыжкова С.В. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016Ф. – Т. 1-3.

Список рисунков

Рисунок 1.1 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы келлова и верхней юры Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Решение..., 2004].....	20
Рисунок 1.2 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы берриас-аптских отложений Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Постановления..., 2006]	21
Рисунок 1.3 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы апт-альб-сеноманских отложений Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Постановления..., 2006]	22
Рисунок 1.4 – Фрагмент региональной стратиграфической схемы апт-альб-сеноманских отложений Западной Сибири и корреляции местных стратиграфических подразделений [Постановления..., 2006]	23
Рисунок 1.5 – Схемы фациального районирования келлова и верхней юры (а), берриас-нижнего апта (б), апт-альб-сеномана (в) и верхнего мела без сеномана (г) северо-востока Западной Сибири [Решение..., 2004; Постановления..., 2006; Геологическая модель..., 2016Ф]	24
Рисунок 1.6 – Тектоническая карта западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих территорий по кровле среднетриас-юрского мегакомплекса [Фомин, 2016]	42
Рисунок 1.7 – Палеогеографические схемы северо-востока Западной Сибири в батский (а), келловейский (б), оксфордский (в) и волжский (г) века [Конторович и др., 2013].....	52
Рисунок 1.8 – Схема нефтегазогеологического районирования северо-востока Западной Сибири [Конторович, 2011]	57
Рисунок 1.9 – Схема нефтегазоносности региональных резервуаров северо-востока Западной Сибири по [Комплексный научный анализ..., 2008Ф] с изменениями	58
Рисунок 2.1 – Схема отбора образцов кернового материала и проб нефтей	90
Рисунок 2.2 – Схема обработки образцов.....	96

Рисунок 2.3 – Идентификация пиков алканов на хроматограммах а) террагенного битумоида гольчихинской свиты из скв. Паютская-1, гл. 3343,6 м и б) битумоида смешанного генезиса гольчихинской свиты из скв. Ушаковская-1, гл. 3169,1 м	106
Рисунок 2.4 – Типовые масс-хроматограммы стеранов (m/z 217 и 218) на примере образца из скв. Пеляткинская-15, гл. 3145,1 м, гольчихинская свита и идентификация пиков	108
Рисунок 2.5 – Идентификация пиков на масс-хроматограмме терпанов (m/z 191) на примере образца из скв. Озерная-10, гл.3621,5 м, сиговская свита	109
Рисунок 3.1 – Гистограммы распределения концентраций органического углерода в гольчихинской свите (а), ее верхней (б) и нижней (в) частях	118
Рисунок 3.2 – Карта распределения средних значений $C_{орг}$ в верхней части гольчихинской свиты и яновстанской свите	121
Рисунок 3.3 – Карта распределения средних значений $C_{орг}$ в нижней части гольчихинской свиты, сиговской и точинской свитах	122
Рисунок 3.4 – Корреляционный профиль келловей-берриасских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба с добавлением данных $C_{орг}$ и значений водородного индекса	123
Рисунок 3.5 – Гистограммы распределения концентраций органического углерода в яновстанской (а), сиговской (б) и точинской (в) свитах	125
Рисунок 3.6 – Зависимости выхода углеводородов в пике S_1 от хлороформенного битумоида (а) и содержания органического углерода (б) в породах	130
Рисунок 3.7 – Диаграмма изменения значений индекса PI от глубины отбора образцов	132
Рисунок 3.8 – Диаграмма зависимости водородного индекса HI от температуры максимального выхода углеводородов T_{max}	133
Рисунок 3.9 – Диаграмма зависимости водородного индекса HI от температуры максимального выхода углеводородов T_{max} с информацией о типе органического вещества, диагностированном по распределению углеводородов-биомаркеров	134

Рисунок 3.10 – Гистограмма распределения значений водородного индекса (НІ) в группах	135
Рисунок 3.11 – Зависимость значений отражательной способности витринита (а) и пиролитического параметра T_{max} (б) от глубины отбора образцов, зависимость значений отражательной способности витринита и температуры T_{max} (в).....	140
Рисунок 3.12 – Распределение характеристик элементного состава керогенов на диаграмме Ван Кревелена	146
Рисунок 3.13 – Зависимость концентраций кислорода от концентраций углерода в составе керогена	149
Рисунок 3.14 – Зависимости значений водородного индекса керогенов от содержания в них водорода (а) и атомного отношения Н/С (б).....	150
Рисунок 3.15 – Диаграмма зависимости водородного индекса НІ от температуры максимального выхода углеводородов T_{max} для керогенов.....	151
Рисунок 3.16 – Типовые пирограммы: кероген (а) и порода (б) точинской свиты из скв. Медвежья-316 (гл. 2060,0 м); кероген (в) и порода (г) гольчихинской свиты из скв. Пеляткинская-15 (гл. 3151,5 м); кероген (д) и порода (е) гольчихинской свиты из скв. Пайяхская-1 (гл. 4000,0 м)	153
Рисунок 3.17 – Изотопный состав углерода нерастворимых остатков пород по свитам	156
Рисунок 3.18 – Изотопный состав углерода керогенов.....	157
Рисунок 3.19 – Гистограмма распределения значений $\delta^{13}C$ для нерастворимых остатков пород, содержащих органическое вещество разного генезиса	158
Рисунок 3.20 – Зависимости изотопного состава углерода керогенов от содержания водорода (а), величины атомного отношения Н/С (б) и значений водородного индекса (в) керогенов.....	162
Рисунок 3.21 – Зависимость значений содержаний битумоидов (а) и битумоидного коэффициента (б) от глубины отбора образцов.....	1868
Рисунок 3.22 – Зависимость Успенского-Вассоевича.....	170

- Рисунок 3.23 – Зависимость значений коэффициента β от глубины отбора образцов: а - для преимущественно аквагенного ОВ (II и III группы) и террагенного ОВ (I и IV группы)..... 171
- Рисунок 3.24 – Тригонограммы распределения элементов группового состава битумоидов по группам: а – I группа, б – II группа, в - III группа, г – IV группа 173
- Рисунок 3.25 – Диаграммы зависимости от глубины отбора образцов содержания насыщенных углеводородов (а), ароматических углеводородов (б) и суммарного содержания углеводородов (в) в битумоидах 176
- Рисунок 3.26 – Диаграммы зависимости от глубины отбора образцов содержания смол (а), изменения отношения содержания бензольных и спирто-бензольных смол (б) и суммарного содержания асфальтеновых компонентов (в) в битумоидах 177
- Рисунок 3.27 – Типовые хроматограммы распределения нормальных и изопреноидных алканов насыщенных фракций битумоидов для групп: I группа: а – яновстанская свита скв. Медвежья-316, гл. 1979,3 м; II группа: б – яновстанская свита скв. Озерная-10 (гл. 3100,3 м); III группа: в – яновстанская свита скв. Туколандо-Вадинская-320, гл. 4070,0 м; IV группа: г - гольчихинская свита Паютская-1, гл. 3316,0 м, д - гольчихинская свита Нанадянская-310, гл. 3423,3 м, е - гольчихинская свита Дерябинская-9, гл. 3187,8 м. 182
- Рисунок 3.28 – Зависимость отношений пристан/н-алкан C_{17} и фитан/н-алкан C_{18} (график Коннона-Кассоу)..... 183
- Рисунок 3.29 – Зависимости биомаркерных параметров зрелости от глубины отбора образцов: а - carbon preference index (CPI), б - отношение S и R изомеров стеранов C_{29} , в - отношение изостеранов и биостерана состава C_{29} , г - отношение трисноргопана (Ts) и триснорнеогопана (Tm), д - отношение трисноргопана и гопана C_{30} , е - отношение норметилгопана (C_{29} Ts) и адиянтана C_{29} 184
- Рисунок 3.30 Тригонограммы распределения стерановых углеводородов C_{27} , C_{28} и C_{29} в изученных битумоидах и нефтях (а) и разделение битумоидов по типу ОВ (б) 192

Рисунок 3.31 – Распределение стерановых углеводородов в слабо преобразованном битумоиде I группы из скв. Медвежья-316 (гл. 1860,5 м): стераны (m/z 217), диастер-13(17)-ены (m/z 257), 4-метилдиастер-13(17)-ены (m/z 271) и 4-метилстераны (m/z 231)	197
Рисунок 3.32 – Зависимость отношения прегнаны/(прегнаны+стераны) от значений отражательной способности витринита	199
Рисунок 3.33 – Типовые масс-хроматограммы терпанов (m/z 191) битумоидов: а - I группа (скв. Хабейская-2, гольчихинская свита, гл. 2042,9 м); б - II группа (скв. Ушаковская-1, гольчихинская свита, гл. 3088,5 м; в - III группа (скв. Туколандо-Вадинская-320, яновстанская свита, гл. 4090,0 м); г - IV группа (скв. Горчинская-1, точинской свита, гл. 3011,1 м); д - нефть из скв. Пеляткинская-5, инт. 2685-2697 м.....	203
Рисунок 3.34 – Масс-хроматограммы терпановых УВ (m/z 191 и 367) для слабопреобразованного ОВ на примере образца яновстанской свиты из скв. Медвежья-316, гл. 1860,5 и масс-спектры негоп-13(18)-енов C ₂₇ , C ₂₉ и C ₃₀	207
Рисунок 3.35 – Распределение терпановых углеводородов 25,28,30-трисноргопана C ₂₇ , 28,30-бисноргопана C ₂₈ и 25,30-бисноргопанов C ₂₈ и C ₂₉ в разрезе скв. Медвежья-316. Составлено по материалам [Никитенко и др., 2008] с дополнениями	210
Рисунок 3.36 – Изменение гопановых параметров зрелости в зависимости от типа ОВ.....	213
Рисунок 3.37 – Диаграммы зависимости значений отношений перегруппированных гопанов C ₃₀ : диагопана (а), hY (б) и hZ (в) к гопану C ₃₀ в битумоидах от глубины отбора образцов	215
Рисунок 3.38 – Взаимосвязь между содержанием диагопана C* ₃₀ и гопана hY C ₃₀	218
Рисунок 3.39 – Зависимость содержания 25-норгопана C ₂₉ от концентраций гопана C ₃₀ в битумоидах	221

Рисунок 3.40 – Диаграммы зависимости трицикланового индекса от отношения стеранов C_{29}/C_{27}	224
Рисунок 3.41 – Распределение типов органического вещества в изученных интервалах келловей-берриасских отложений.....	228
Рисунок 4.1 – Типовые хроматограммы распределения нормальных и изопреноидных алканов нефтей из скважин: а - Пеляткинская-5, б - Сузунская-4, в - Средняяровская-2, г - Туколандо-Вадинская-320, д - Тагульская-11, е - Восточно-Мессояхская-35.....	238
Рисунок 4.2 – Различия распределения норгопанов в биодegradированных нефтях из скважин Восточно-Мессояхская-35 (а) и Тагульская-7 (б) и битумоиде сиговской свиты (гл. 1992,6 м) в скв. Медвежья-316.....	242

Список таблиц

Таблица 1.1 – Стратиграфические разбивки свит по скважинам.....	30
Таблица 1.2 – Эволюционная характеристика элементного состава керогена нижне- и среднеюрских терригенных пород ЕХРП (средние значения на начало градаций катагенеза) [Богородская и др., 2005].....	75
Таблица 2.1 – Материал исследования и сведения о количестве выполненных анализов.....	91
Таблица 2.2 – Исследованные меловые нефти.....	93
Таблица 2.3 – Сведения о количестве выполненных анализов	97
Таблица 3.1 – Содержание органического углерода, изотопный состав углерода и пиролитические характеристики ОВ верхнеюрских и приграничных отложений	116
Таблица 3.2 – Разделение изученных образцов на четыре группы.....	128
Таблица 3.3 – Геохимическая характеристика керогенов пород	145
Таблица 3.4 – Информация о количестве битумоидов, изученных в каждой группе, их выход и групповой состав	165
Таблица 3.5 – Соотношения алкановых углеводородов в битумоидах и нефтях.....	185
Таблица 3.6 – Стерановые углеводороды по группам битумоидов и в нефтях	191
Таблица 3.7 – Распределение и соотношения стерановых углеводородов в битумоидах и нефтях	191
Таблица 3.8 – Идентификация пиков на масс-хроматограммах m/z 257 и m/z 271	196
Таблица 3.9 – Распределение и соотношения терпановых углеводородов в битумоидах и нефтях	201
Таблица 3.10 – Распределение гопановых углеводородов в изученных битумоидах и нефтях.....	202
Таблица 3.11 – Таблица идентификации пиков на масс-хроматограммах $m/z=191$	204
Таблица 3.12 – Показатели зрелости органического вещества пород и нефтей.....	212
Таблица 3.13 – Распределение моретанов в битумоидах и нефтях	222

Таблица 3.14 – Распределение и соотношение трицикланов в битумоидах и нефтях	223
Таблица 4.1 – Физико-химические характеристики, фракционный и групповой составы биодegradированных и небидegradированных нефтей	236