

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ПОРОД МАЛГИНСКОЙ СВИТЫ МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ И ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (юго-восток Сибирской платформы)

Е.А. Сулова^{1,2}, Т.М. Парфенова^{1,2}, С.В. Сараев¹, К.Е. Наговицин^{1,2}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Органическое вещество (ОВ) и породы верхней пачки малгинской свиты мезопротерозоя юго-востока Сибирской платформы изучены современными методами исследования. В битумоидах идентифицированы гомологические ряды алкановых, трициклановых и гопановых углеводородов. Среди редких сохранившихся в аргиллитах микрофоссилий определены *Leiosphaeridia crassa*, *L. Minutissima*, cf. *Leiosphaeridia tenuissima*, cf. *Glomovertella* и *Oscillatoriopis* sp. Геохимическое, литологическое и палеонтологическое изучение показало, что основным источником ОВ были бактериальные микросообщества и в меньшей степени эукариотические микроорганизмы. На основе седиментологического анализа и исследования биомаркеров выполнена реконструкция условий осадконакопления. В работе обсуждается модель формирования черных сланцев и карбонатных пород малгинской свиты. Обоснована гипотеза, что высокоуглеродистые породы формировались в некомпенсированных депрессиях в субконтинентальных обстановках мелководного морского бассейна эпиконтинентального типа.

Представлены оценки генерационного потенциала и катагенеза ОВ потенциально нефтепроизводящих пород малгинской свиты. По результатам пиролиза, битуминологии, изучения углеводородов установлено присутствие в горючих сланцах, аргиллитах и карбонатных породах автохтонных и паравтохтонных битумоидов. Показано, что породы малгинской свиты могли участвовать в нефтегазообразовании в Учуро-Майском регионе.

Органическая геохимия, седиментология, биомаркеры, малгинская свита, черные сланцы, мезопротерозой, Сибирская платформа.

ORGANIC GEOCHEMISTRY OF ROCKS OF THE MESOPROTEROZOIC MALGIN FORMATION AND THEIR DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS (southeastern Siberian Platform)

E.A. Suslova, T.M. Parfenova, S.V. Saraev, and K.E. Nagovitsyn

Organic matter (OM) and rocks of the upper member of the Mesoproterozoic Malgin Formation in the southeastern Siberian Platform have been studied by modern research methods. Analysis has revealed homologous series of alkanes, tricyclanes, and hopanes in the bitumens. *Leiosphaeridia crassa*, *L. Minutissima*, cf. *Leiosphaeridia tenuissima*, cf. *Glomovertella*, and *Oscillatoriopis* sp. have been identified among the rare microfossils preserved in mudstones. Geochemical, lithological, and paleontological studies have shown that bacterial microcommunities and, to a lesser extent, eukaryotic microorganisms were the main source of OM. Based on results of sedimentological analysis and study of biomarkers, the depositional environment has been reconstructed. A model for the accumulation of black shales and carbonate rocks of the Malgin Formation is considered. The hypothesis that the highly carbonaceous rocks formed in uncompensated depressions of shallow epicontinental marine suboxidation environments is substantiated. The petroleum potential and degree of OM catagenesis of the Malgin Formation rocks are evaluated. Pyrolysis, bitumen analysis, and hydrocarbon composition study have revealed autochthonous and parautochthonous bitumens in the oil shales, mudstones, and carbonate rocks. The obtained data show that the Malgin Formation rocks might have participated in petroleum generation in the Uchur–Maya region.

Organic geochemistry, sedimentology, biomarkers, Malgin Formation, black shales, Mesoproterozoic, Siberian Platform

ВВЕДЕНИЕ

Черносланцевые толщи докембрия известны в осадочных бассейнах Европы, Азии, Африки, Австралии и Северной Америки [Donnelly, Crick, 1988; Summons et al., 1988; Pratt et al., 1991; Peters, Moldowan, 1993; Конторович и др., 1995, 1999; Vazhenova, Arefiev, 1997; Тимошина, 2004, 2005; Gros-

jean et al., 2009; Blumenberg et al., 2012; Пономарева, Соболев, 2013; Flannery, George, 2014; Luo et al., 2015; и др.]. Исследование их органического вещества (ОВ) направлено на решение проблем происхождения и эволюции биосферы, геологии и геохимии древнейших месторождений каустобиолитов.

На Сибирской платформе ОВ черных сланцев протерозоя, как правило, характеризуется высокой степенью зрелости. На юго-востоке Сибирской платформы в Учуро-Майском структурно-фациальном регионе среди потенциально нефтегазопродуцирующих пород протерозоя и фанерозоя рассматривают сравнительно слабо преобразованную в катагенезе верхнюю подсвиту малгинской свиты мезопротерозойского возраста [Баженова и др., 1981, 2011, 2014; Матвиенко, Соболев, 1984; Соболев, 1987; Шишкин и др., 2010; Дахнова и др., 2014; Баженова, Маргулис, 2014]. Ее типовой разрез изучен на западном склоне скал Талах-Хайа на р. Мая [Семихатов, Серебряков, 1983]. Свита залегает на тоттинских отложениях и перекрывается доломитами ципандинской свиты. В кавернах и трещинах известняков малгинской свиты обнаружены и описаны битумопроявления [Неручев, Ильин, 1959; Баженова и др., 1981; Семихатов, Серебряков, 1983; Матвиенко, Соболев, 1984; Шишкин и др., 2010; и др.].

Цель настоящего исследования — уточнить особенности атомно-молекулярного состава ОВ, его природу и условия формирования обогащенных и обедненных ОВ пород малгинской свиты, оценить их участие в нефтегазообразовании на юго-востоке Сибирской платформы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Во время экспедиционных работ 2011 г. в четырех разрезах на обнажениях скал Малгина (правый берег р. Мая) (рис. 1) Т.М. Парфеновой, К.Е. Наговицыным и С.В. Сараевым собрана коллекция пород верхней пачки малгинской свиты. В полевых и лабораторных условиях выполнены макроскопическое изучение пород и седиментологический анализ отложений.

Проведен комплекс аналитических работ. Породы дробили до 0.25 мм. После обработки образцов соляной кислотой оценивали содержание нерастворимого остатка (НО). С применением экспресс-анализатора АН-7529 определяли содержание органического углерода ($C_{орг}$) в 54 образцах. Методом пиролиза на экспресс-анализаторе SR Analyzer—POPI (Pyrolytic Oil Productivity Index) изучали породы и НО. Были определены «битумоидная» составляющая (S_1 , мг УВ/г породы), «керогеновая» (S_2 , мг УВ/г породы), температура максимальной скорости выделения углеводородов (УВ) — T_{max} (°C). По пиролизу получены удовлетворительные результаты для 46 образцов пород. Битумоид экстрагировали хлороформом при комнатной температуре с применением центрифуги из 50 г навесок дробленых пород. Экстракт очищали ртутью от элементарной серы. Групповой состав битумоидов определяли методом жидкостно-адсорбционной хроматографии. Асфальтены отделяли избытком петролейного эфира. Затем мальтены делили на фракции насыщенных УВ, ароматических соединений и смол (бензолных и спиртобензолных). Разделение смол выполнено для 44 образцов битумоидов.

УВ метанонафтеновых фракций изучали методами газожидкостной хроматографии (ГЖХ) и хромато-масс-спектрометрии (ХМС). На хроматографе 5890 series II Gas Chromatograph анализировали нормальные алканы и изопреноиды. Полициклические УВ исследовали на масс-спектрометре 5972 series (Mass selective detector) с компьютерной системой регистрации при температурах от 100 до 290 °C. Идентификация соединений проводилась по времени удерживания и методом сравнения спектров индивидуальных молекул с опубликованными.

Измерение $\delta^{13}C$ бескарбонатного вещества (28 проб НО) пород выполнялось на масс-спектрометре МИ 1201В относительным методом в Томском филиале СНИИГГиМСа под руководством Н.Л. Падалко. Он заключается в

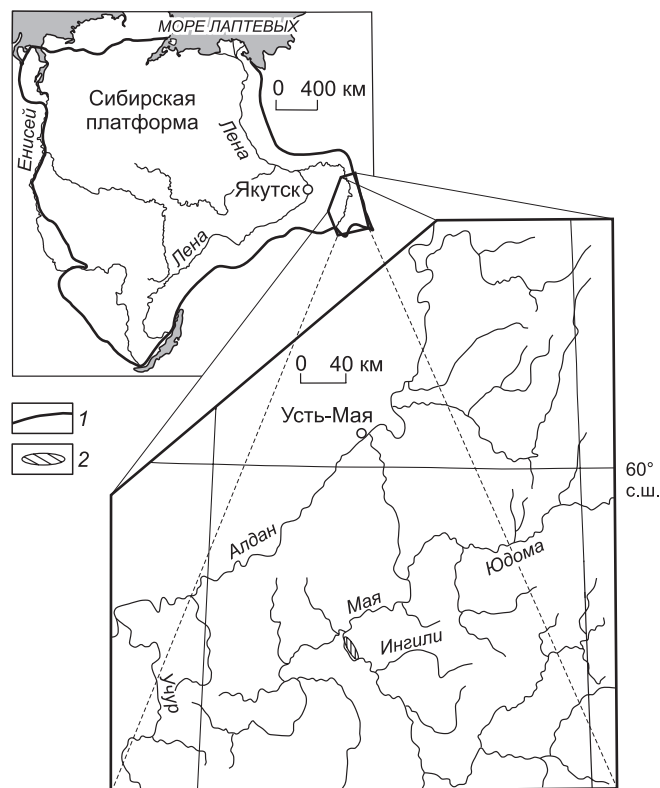


Рис. 1. Место отбора образцов.

1 — граница Сибирской платформы; 2 — территория распространения изученных разрезов.

попеременном измерении токов двух масс m/z 44, 45 образца и стандарта, представляющих собой газ (CO_2).

Для микроскопических исследований органостенных микрофоссилий образцы аргиллитов и горючих сланцев малгинской свиты растворяли плавиковой кислотой (HF). ОВ в мацерате, как правило, представлено аморфными органическими пленками. Только в слабообогатенных ОВ аргиллитах обнаружены органостенные микрофоссилии. Они изучались под микроскопом **Karl Zeiss Axiolmager**, оборудованном методом дифференциально-интерференционного контраста.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА, СОСТАВ, СТРУКТУРА, СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Район исследований расположен в пределах Учуро-Майской плиты. Её фундамент слагают породы архея, а чехол представлен протерозойскими, кембрийскими и юрскими отложениями. Тектонически спокойное залегание чехла (углы погружения не больше 2-4°) нарушается лишь вблизи крупных разломов [Семихатов, Серебряков, 1983].

Одно из самых представительных обнажений верхней части малгинской свиты, где сосредоточены горючие сланцы, расположено в нижнем по течению конце скал Малгина (среднее течение р. Мая). Детальное изучение строения этого сложноустроенного обнажения позволило составить сводный разрез верхней части малгинской свиты (рис. 2). Самая нижняя по течению часть обнажения (200—300 м), представленная известняками, ввиду сложного его тектонического строения не привлекалась к построению разреза.

В составе верхней части малгинской свиты выделены 6 пачек (снизу вверх).

Пачка 1. Отложения, предшествующие первому крупному уровню горючих сланцев, представлены пелитоморфными неясно-слоистыми известняками светло-серыми, иногда с зеленоватым оттенком

с редкой вкрапленностью пирита, с редкими прослоями калькаренитов. Слоистость обусловлена неравномерным распределением глинистого вещества (слойки менее 1 мм) и подчеркивается слабо-выраженной избирательной перекристаллизацией. Глинистые слои, «примазки» глинистого материала приурочены к поверхностям напластования, имеющих мелкоячеистое строение, обусловленное интерференционной рябью волнения. Среди известняков встречено около 10 прослоев (от 1 до 10 см) глинисто-углеродисто-известковых пород черного, темно-коричневого цвета с отчетливой параллельной микрослоистостью, листоватостью. Обогащенные углеродистым веществом микрослойки группируются в пакеты мощностью в первые миллиметры. В верхней части пачки известняков наблюдается пятнистая, полосчатая пропитка пород жидкими битумами. Видимая мощность пачки около 10 м.

Пачка 2. Представляет собой нижний горизонт горючих сланцев малгинской свиты. Преобладающие в пачке горючие сланцы разбиваются бо-

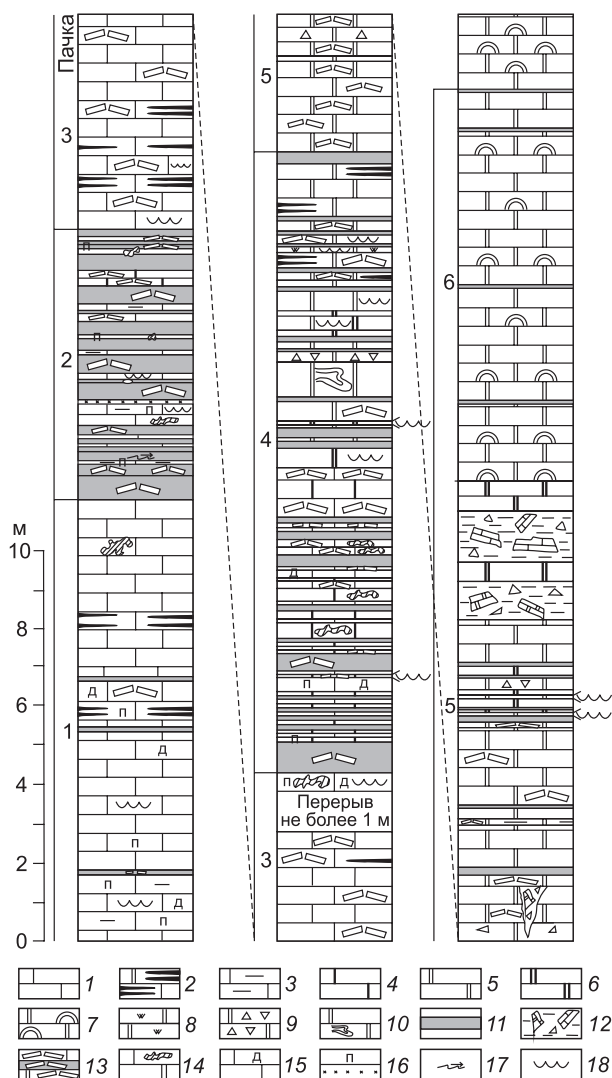


Рис. 2. Литологическая колонка разреза МС-1.

1 — известняки; 2 — известняки и доломиты с микропрослоями горючих сланцев; 3 — глинистые известняки; 4 — битуминозные известняки; 5 — доломиты; 6 — битуминозные доломиты; 7 — строматолитовые доломиты; 8 — кремнистые доломиты; 9 — оползневые доломитовые брекчии с карбонатным цементом; 10 — доломиты с оползневым строением; 11 — горючие сланцы; 12 — олистостромовые карбонатные брекчии с глинистым, карбонатно-глинистым цементом и указанием состава обломков; 13 — интракластовые штормовые брекчии; 14 — пропитка битумом пород, «выпоты» нефти; 15 — доломитизация известняков; 16 — вкрапленность пирита и оbohреные прослои сульфидов; 17 — рябь течения; 18 — рябь волнения.

лее чем на 10 слоев (пакетов), имеющих мощность от первых сантиметров до 65 см и разделенных маломощными прослоями известняков (см. рис. 2). Горючие сланцы — черные тонко-, микролистоватые (бумажные), в тонких гибких пластинках загораются от пламени спички и горят ровным коптящим пламенем, издавая специфический запах жженой резины. Минеральная часть горючих сланцев представлена тонкодисперсным известковым и глинистым веществом. В зависимости от его количества рассматриваемые породы от пламени спички либо загораются, либо тлеют с выделением дыма и запаха. Горючие сланцы с высоким содержанием ОВ обладают микролистоватостью, с повышением минеральной примеси в них она переходит в плитчатость. На отдельных плоскостях напластования видны знаки интерференционной ряби волнения.

К характерной особенности горючих сланцев и других пород изученного разреза относится явление в строении их слоев известковых образований размером от первых сантиметров до первых дециметров пластинчатой, лепешковидной, линзовидной формы. Одни исследователи рассматривают их как конкреции [Семихатов, Серебряков, 1983], другие как внутрiformационные конгломератобрекчии [Давыдов, 1975]. Установленная тонкая слойчатость в таких образованиях часто имеет ориентировку, отличную от слойчатости вмещающего слоя, и, безусловно, свидетельствует об интракластовом их характере. Присутствие вместе с этим ряби волнения указывает на штормовую природу этих мономиктовых конгломератобрекчий. Не исключено, что часть из них, судя по геологической обстановке, может являться палеосейсмитами [Seilacher, 1969; Сараев, 2012]. Обломки, как правило, имеют наиболее чистый карбонатный состав и максимально светлую окраску, в отличие от вмещающей породы. Это приводит к выборочной перекристаллизации отдельных обломков, гомогенизации их структуры и в итоге к сходству с конкреционными образованиями.

Известняки из маломощных прослоев среди горючих сланцев представлены светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми породами с пелитоморфной и силтитопсаммитовой структурой и неявно выраженной слойчатостью. Границы прослоев известняков резкие. Судя по цвету, они контрастно отличаются по содержанию ОВ от вмещающих их горючих сланцев и свидетельствуют о периодической резкой смене обстановки осадконакопления. Их возникновение, как и появление интракластовых брекчий, связано с проявлением катастрофических штормов, ненадолго прерывавших замедленную биогенную седиментацию. На фоне их светлой окраски наблюдается пятнистая и полосчатая текстура, связанная с пропиткой жидкими битумами. В исключительно редких случаях известняки имеют коричневый, темно-коричневый цвет за счет приуроченности вторичного битуминозного вещества к перекристаллизованным частям прослоев. В верхней части пачки в прослоях известняков появляются интракластовые штормовые брекчии. Мощность пачки 7 м.

Пачка 3. Разделяет два горизонта горючих сланцев. Она представлена переслаивающимися черными, коричневыми (разных оттенков) перекристаллизованными известняками и светло-серыми, серыми с зеленоватым оттенком пелитоморфными известняками с редкими тонкими (первые сантиметры) прослоями горючих сланцев. Первичная слойчатость неотчетливая, часто затушеванная процессами перекристаллизации. Породы толсто-, среднеплитчатые. Местами, как и в вышеописанной пачке, наблюдаются интракластовые штормовые брекчии. Количество прослоев пелитоморфных известняков, сохранившихся от перекристаллизации, увеличивается в верхней части пачки. Мощность пачки около 7 м.

Пачка 4. Представляет собой второй горизонт горючих сланцев. Она характеризуется переслаиванием преобладающих горючих сланцев и известняков, битуминозных известняков, а в верхней половине пачки доломитов и битуминозных доломитов. Как и в нижнем горизонте, границы слоев горючих сланцев и переслаивающихся с ними карбонатных пород, как правило, резкие, здесь также характерны прослои штормовых интракластовых брекчий и интерференционная рябь волнения. Максимальная мощность прослоев тонко-, микролистоватых горючих сланцев составляет 0.8 м.

В отличие от нижнего горизонта углеродистых пород в верхнем появляются прослои известняков и доломитов с тонкодисперсным ОВ, окрашивающим породу в темно-коричневый, коричневый цвет. Отличительной чертой его является также часто наблюдаемое неравномерное распределение ОВ в прослоях горючих сланцев. Прослои горючих сланцев иногда имеют неровную нижнюю границу, представленную поверхностью интерференционной ряби. Как уже отмечалось, характерной отличительной чертой верхнего горизонта горючих сланцев является большая степень перекристаллизации и метасоматической доломитизации прослоев известняков. Вместе с тем в нижней части пачки еще широко распространены светло-серые с зеленоватым оттенком прослои известняков, подобные описанным в нижних пачках. Большая их часть испытала перекристаллизацию и вследствие увеличения пористости и проницаемости пропитку вторичным тонкодисперсным битуминозным веществом. Вместе с тем в этой пачке появились и первичные тонко-, микрослойчатые пелитоморфные известняки, образующие с горючими сланцами постепенные переходы. В верхней половине пачки известняки полностью замещены доломитами, имеющими либо массивное кристаллическое строение без признаков исходных пород, либо представленными тонкослойчатыми разностями (среди последних возможно присутствие раннеди-

агенетических доломитов). В скальных обнажениях на вертикальных стенках прослоев доломитов и известняков наблюдаются нефтяные выпоты. Для отдельных прослоев доломита впервые в этой части разреза малгинской свиты появились признаки подводного оползания (крупная пльчатость и сопровождающие её оползневые брекчии). В кавернах доломитовых прослоев замечены пленки черного битума. Мощность пачки около 15 м.

Пачка 5. Сложена доломитами с редкими маломощными прослоями горючих сланцев, сосредоточенных в верхней половине пачки. Доломиты подразделяются на несколько разновидностей: 1) широко распространены в нижней половине пачки тонкослойчатые серые с коричневым оттенком доломиты тонко-, мелкообломочные с полосчатой неравномерной перекристаллизацией, с интерференционной рябью волнения; 2) доломиты битуминозные темно-коричневые, темно-серые до черных тонко-, параллельнослойчатые тонкоплитчатые, переслаивающиеся с горючими сланцами и тяготеющие к верхней половине пачки; 3) доломиты седиментационно-нарушенные: доломитовые оползневые брекчии, карбонатные брекчии, слагающие редкие, но крупные кластические дайки и сравнительно маломощные (первые метры) олистостромы, доломиты с признаками седиментационного будинажа. Матрикс оползневых (олистостромовых) брекчий, как правило, имеет существенно-глинистый состав. Среди олистолитов наряду с доломитами отмечаются известняки, преобладающие в олистостроме в верхней части пачки. Впервые на подводно-оползневую (олистостромовую) природу отложений в этой части разреза указали С.Г. Неручев и А.Ф. Ильин [1959]. Горючие сланцы в описываемой пачке слагают маломощные прослои (от первых миллиметров до 20 см) и по внешним признакам не отличаются от расположенных ниже по разрезу. На простирании пачки (вверх по течению р. Мая, к началу скал Малгина) встречаются более крупные олистостромовые образования. Мощность пачки около 15 м.

Пачка 6. Сложена типичными для ципандинской свиты доломитами микрослойчатыми (пластово-строматолитовыми) толстоплитчатыми. С малгинской свитой эту часть разреза связывает присутствие здесь редких тонких (1—2 см) прослоев микролистоватых горючих сланцев. Мощность 10 м.

МИКРОФОССИЛИИ

Из двух образцов аргиллитов нижней части разреза удалось выделить органостенные микрофоссилии (рис. 3). Среди них преобладают мелкие (менее 20 мкм) утолщенные и тонкие сферические формы неясного систематического положения *Leiosphaeridia crassa* и *L. minutissima*. Вероятно, они являются остатками одиночных коккоидных цианобактерий. Встречены единичные колонии сферических клеток микронной размерности, по-видимому, бактериальной природы и более крупные с клетками до 20 мкм, возможно, колониальные коккоидные цианобактерии. Кроме этого, в образцах обнаружены два экземпляра крупных тонкостенных сферических оболочек акритарх cf. *Leiosphaeridia tenuissima* размером 80—100 мкм, сильноразрушенных в процессе гомогенизации ОВ на этапе диагенеза. Размерный диапазон этих микроорганизмов позволяет предположить их эукариотическую природу.

В пробах найдены нитчатые остатки. Они представлены несколькими хорошо сохранившимися трихомами осцилляториевых цианобактерий *Oscillatorioopsis* sp. шириной 60—70 мкм и единичной нахдой свернутой в плоский моток спиральной нити cf. *Glomovertella*.

Таким образом, большинство обнаруженных микрофоссилий в породах малгинской свиты по морфологическому разнообразию и размерному диапазону следует рассматривать как остатки бактерий и цианобактерий. Есть лишь единичные более крупные акритархи, которые могут являться остатками эукариотических микроорганизмов.

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ПОРОД

Анализ содержания НО, $C_{орг}$, результатов битуминологии, пиролиза, литологии и изучения молекулярного состава позволил разделить породы верхней пачки малгинской свиты на две группы. К первой группе были отнесены породы, содержащие преимущественно автохтонный битумоид, ко второй — паравтохтонный. Рассмотрим характеристики двух групп пород.

Наличие преимущественно автохтонного битумоида установлено в серых и черных тонкослойчатых аргиллитах, горючих сланцах, глинистых известняках и доломитах. Содержание НО в этих породах изменяется от 17 до 87 % (табл. 1.). Содержание $C_{орг}$ варьирует в пределах 1.94—12.69 % (среднее — 6.24 %), $S_{общ}$ = 0.11—1.38 %, битумоида ($B_{хл}$) — 0.102—0.640 % на породу. Значения битумоидного коэффициента (β) изменяются от 1.8 до 11.1 % (4.0 % — среднее). Насыщенные УВ составляют от 3 до 27 % на битумоид, ароматические соединения — от 13 до 28 % (рис. 4.). Сумма УВ лежит в интервале 19—44 % на битумоид, среднее значение — 30 %. Суммарное содержание смол фиксируется в пределах от 50 до 66 %. Содержание асфальтеновых компонентов в автохтонных битумоидах малгинской свиты изменяется от 1 до 23 % (среднее — 13 %). Сумма асфальтосмолистых (АС) компонентов меняется в битумоидах от 56 до 81 % на битумоид, среднее значение — 70 % (см. рис. 4). Значение

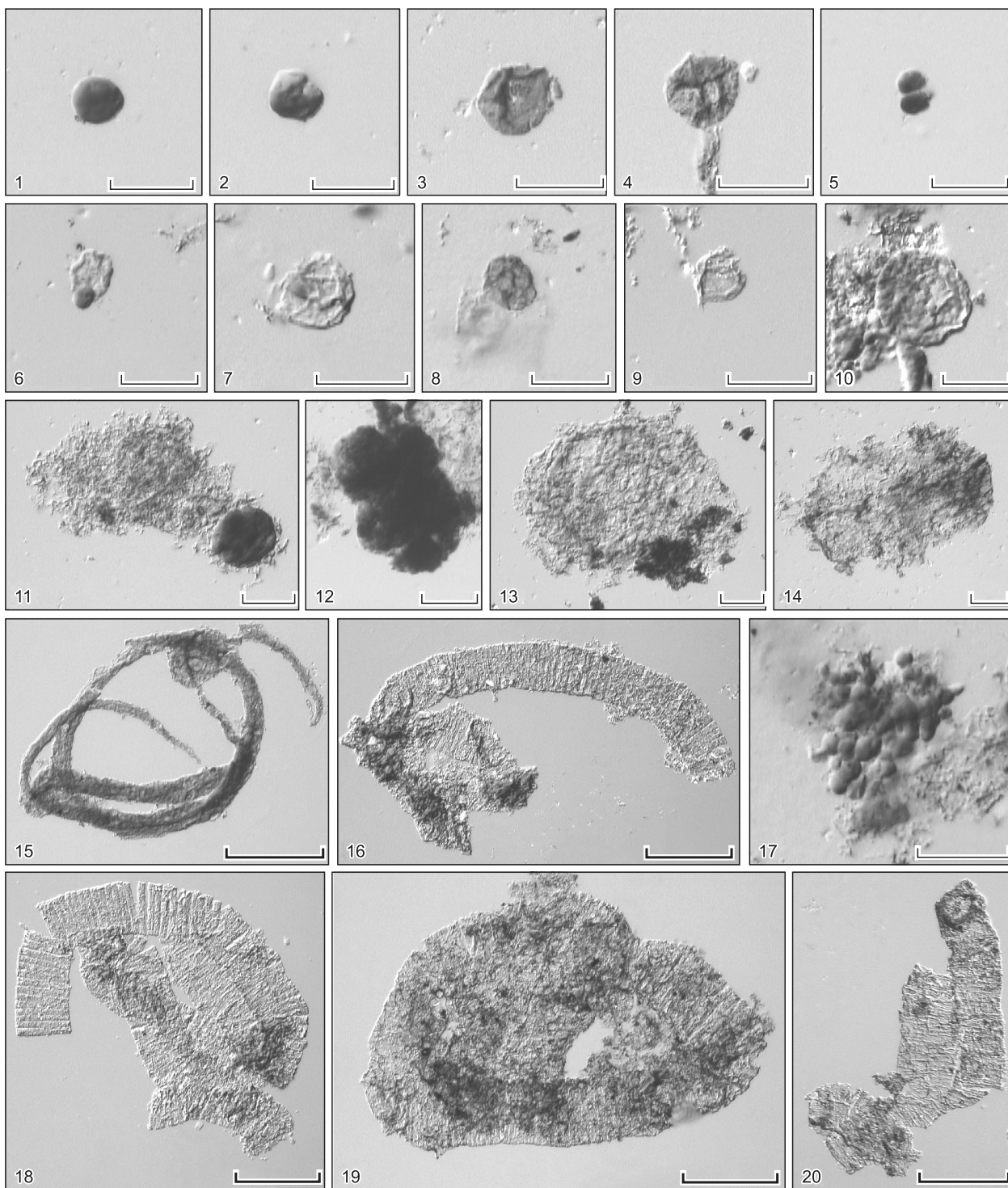


Рис. 3. Органостенные микрофоссилии малгинской свиты.

Тонкая масштабная линейка соответствует 20 мкм, толстая — 100 мкм. 1—4 — *Leiosphaeridia crassa* — мелкие сферические оболочки с утолщенной стенкой; 5 — мелкая коккоидная клетка в стадии деления, морфологически близкая к хроококковому цианобактериям; 6 — наложение мелкого экземпляра *Leiosphaeridia crassa* на более крупный *L. minutissima*; 7—10 — *L. minutissima*, мелкие тонкостенные сферические оболочки; 11 — утолщенная оболочка *L. crassa*, захоронившаяся на обрывке гомогенизированной органической пленки, в центральной части пленки видны остатки почти разрушенной *L. minutissima*; 12 — колония плохой сохранности, состоящая из крупных утолщенных сферических оболочек, возможно, колониальные коккоидные цианобактерии; 13, 14 — акритархи 80—100 мкм cf. *Leiosphaeridia tenuissima* — относительно крупные тонкостенные сферические оболочки плохой сохранности; 15 — cf. *Clomovertella*, спиральная нитчатая форма, свернутая в плоский(?) моток; 16, 18—20 — *Oscillatorioopsis* sp., трихомы хорошей сохранности очень крупных осцилляториевых цианобактерий; 17 — колония из очень мелких (1—3 мкм) сферических клеток, вероятнее всего, бактериальной природы.

Таблица 1.

Характеристика пород и битумоидов малгинской свиты

Параметр		Группа пород		
		I	II	
		37*	17*	
НО, %		$\frac{17-87}{38}$	$\frac{5-12}{8}$	
C _{орг} , %		$\frac{1.94-12.69}{6.24}$	$\frac{0.04-1.10}{0.31}$	
S _{общ} , %		$\frac{0.11-1.38}{0.47}$	$\frac{0.01-0.76}{0.32}$	
Пиролиз	S ₁ , мг УВ/г породы	$\frac{0.32-2.10}{1.10}$	$\frac{0.03-0.40}{0.16}$	
	S ₂ , мг УВ/г породы	$\frac{4.9-71.5}{31.7}$	$\frac{0.1-3.6}{1.6}$	
	PI	$\frac{0.02-0.14}{0.04}$	$\frac{0.06-0.18}{0.11}$	
	HI, мг УВ/г C _{орг}	$\frac{252-715}{483}$	$\frac{87-384}{257}$	
	T _{max} , °C	$\frac{429-446}{440}$	$\frac{435-446}{442}$	
Выход B _{хлр} , %		$\frac{0.102-0.640}{0.297}$	$\frac{0.002-0.104}{0.030}$	
β		$\frac{1.8-11.1}{4.0}$	$\frac{1.6-19.9}{8.6}$	
Групповой состав битумоида, %	Углеводороды	Насыщенные	$\frac{3.4-27.2}{10.2}$	$\frac{13.1-41.9}{28.2}$
		Ароматические	$\frac{13.5-28.2}{19.5}$	$\frac{5.2-24.5}{14.1}$
		Сумма	$\frac{18.8-44.2}{29.7}$	$\frac{28.2-53.0}{42.3}$
	Смолы	Бензольные	$\frac{7.2-27.1}{19.8}$	$\frac{10.3-25.6}{12.2}$
		Спирто-бензольные	$\frac{26.2-54.8}{37.3}$	$\frac{28.1-44.9}{26.7}$
		Сумма	$\frac{50.1-66.3}{57.6}$	$\frac{24.0-65.7}{50.4}$
	Асфальтеновые компоненты		$\frac{0.8-23.2}{12.7}$	$\frac{3.2-26.6}{7.4}$
ΣУВ/ΣАС		$\frac{0.2-0.8}{0.4}$	$\frac{0.4-1.1}{0.8}$	
Углеводородный состав, %	Насыщенные	$\frac{17-63}{33}$	$\frac{46-89}{66}$	
	Ароматические	$\frac{37-83}{67}$	$\frac{11-54}{34}$	
Насыщенные/ароматические		$\frac{0.2-1.7}{0.5}$	$\frac{0.9-8.1}{2.5}$	

Примечание. Здесь и далее: над чертой — разброс значений, под чертой — среднее.

* Количество образцов.

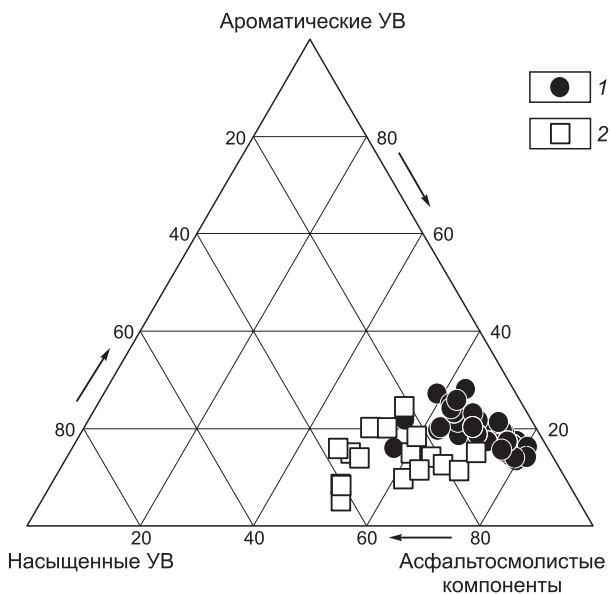
ния S₁ первой группы пород изменяются от 0.32 до 2.10 мг УВ/г породы, S₂ — от 4.9 до 71.52 мг УВ/г породы. Индекс продуктивности (PI) в среднем равен 0.04, редко имеет повышенные до 0.14 значения (см. табл. 1). Пирограммы пород и НО первой группы являются типичными, характеризующими нефтепроизводящие породы (рис. 5, а, б). Температуры максимального выхода УВ в среднем составляют 440 °C. Значения водородного индекса (HI) лежат в интервале 252—715 мг УВ/г C_{орг} (рис. 6).

Породы второй группы, содержащие преимущественно паравтохтонный битумоид, представлены плитчатыми, иногда массивными, серыми и светло-серыми доломитами и известняками. В них содержа-

Рис. 4. Тригонограмма группового состава битумоидов из пород малгинской свиты.

1 — автохтонный битумоид; 2 — паравтохтонный битумоид.

ние НО изменяется в интервале 5—12 %, $C_{орг} = 0.04—1.1$ %, $S_{общ} = 0.01—0.76$ %, выход битумоида составляет 0.002—0.104 % (см. табл. 1). Значение β достигает 19.9 %. В паравтохтонных битумоидах наблюдаются повышенные содержания насыщенных УВ как на битумоид, так и на сумму насыщенных и ароматических фракций (см. табл. 1, рис. 4), а также пониженные содержания асфальтосмолистых компонентов. Часто на пирограммах известняков не фиксировались S_1 и S_2 . Дополнительно был выполнен пиролиз НО этих пород. На пирограммах установлено присутствие 2—3 пиков, не типичных для потенциально нефтепроизводящих пород (см. рис. 5, в, з). Эти пики зарегистрированы в низкотемпературной области, что указывает на отсутствие автохтонного ОВ в данных образцах. Содержания S_1 , S_2 в породах, значения НІ в **удовлетворительно изученных образцах пород второй группы** существенно ниже по сравнению с первой группой (см. табл. 1, рис. 6). Среднее значение РІ равно 0.11, максимальное — 0.18. Температуры максимального выхода УВ меняются от 435 до 446 °С.



Насыщенные фракции автохтонных и паравтохтонных битумоидов имеют близкие состав, содержания и распределения УВ (табл. 2, рис. 7, 8).

На ГЖ хроматограммах определены алканы нормального строения. Максимум их распределения приходится на $n-C_{16-20}$ (см. рис. 7). Соотношения n -алканов и изопреноидов показаны в табл. 2. Следует отметить, что отношение Pt/Ph битумоидов малгинской свиты в среднем составляет 1.5, четных и нечетных n -алканов (CPI — carbon preference index) сохраняется на уровне 1. Во всех изученных пробах отсутствуют 12- и 13-монометилалканы, что отмечалось ранее [Баженова и др., 2014; Дахнова и др., 2014]. Наличие этих специфических алканов установлено в нефтях Сибирской и Восточно-Европейской

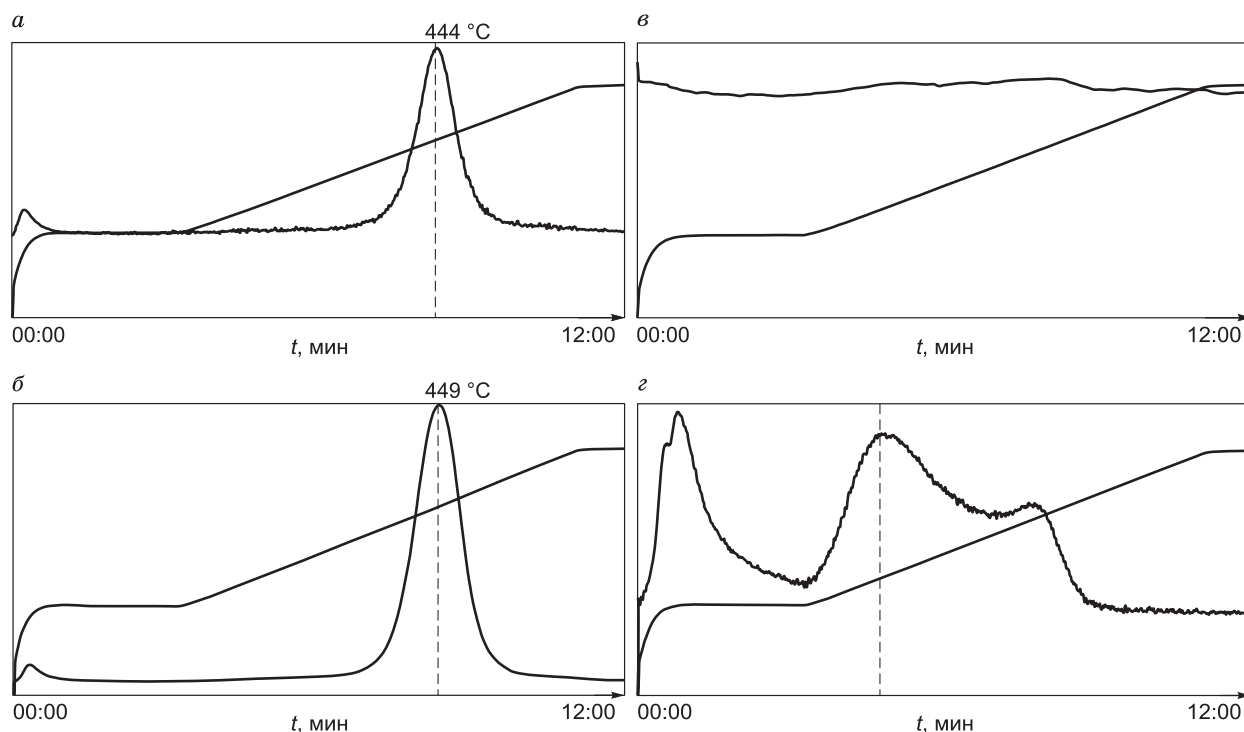


Рис. 5. Пирограммы пород (а) и НО (б) первой группы, пород (в) и НО (з) второй группы.

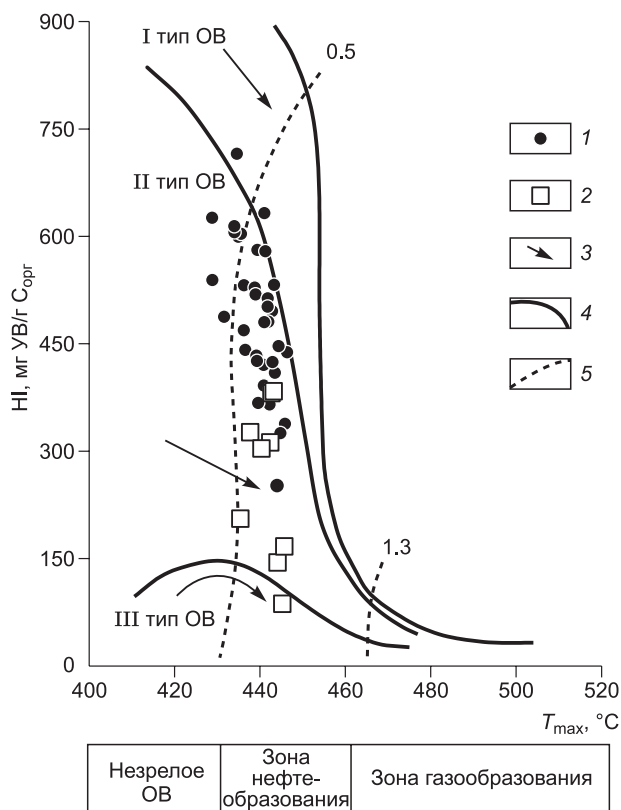


Рис. 6. Диаграмма HI— T_{\max} для пород малгинской свиты.

1, 2 — породы, содержащие битумоид автохтонный (1) и паравтохтонный (2); 3 — направленность изменений величин HI и T_{\max} в катагенезе; 4 — линии, ограничивающие максимальные значения HI для трех типов органического вещества (I — аквагенного озерного, II — аквагенного морского, III — террагенного); 5 — изолинии отражательной способности витринита (R_{Vt}^0 , %).

платформ [Петров, 1984; Bazhenova, Arefiev, 1997; Конторович и др., 1999, 2005; Каширцев, 2003; Конторович, 2004; Тимошина, 2005]. Эти УВ обнаружены в неопротерозойских нефтепроизводящих толщах и нефтях Омана [Grosjean et al., 2009]. Их появление связывают с особенностями докембрийской биоты.

Необходимо обратить внимание, что на масс-хроматограммах по m/z 217 и 218 достоверно идентифицировать изомеры и гомологи стерановых УВ не удалось. Исследование насыщенных фракций в режиме сканирования показало, что на этих хроматограммах регистрируются пики терпановых УВ. Ранее М.В. Дахнова и ее коллеги показали, что охарактеризовать распределение стеранов и оценить стерановые коэффициенты ОВ верхней пачки малгинской свиты нельзя из-за их низких концентраций [Баженова и др., 2014; Дахнова и др., 2014].

На масс-хроматограммах по m/z 191 насыщенных фракций автохтонных и паравтохтонных битумоидов определены терпановые УВ (см. рис. 8). Установлено наличие трицикланов C_{19-31} , в их распределении доминируют C_{21} и C_{23} (см. рис. 8). Содержание трицикланов в терпанах в среднем равно 20 %

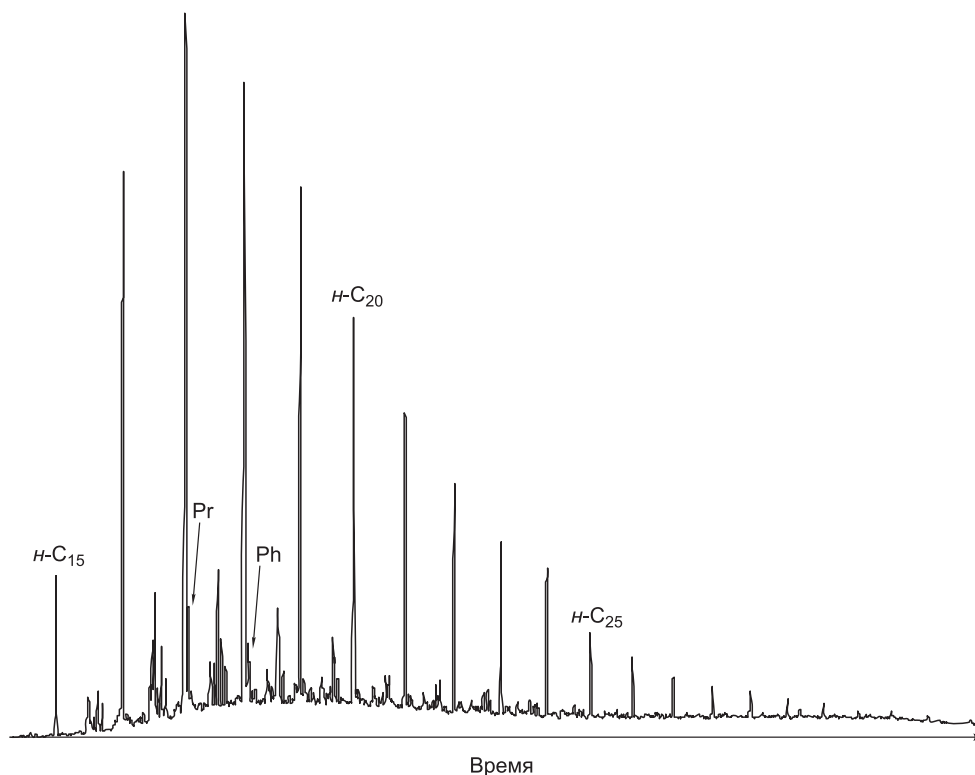


Рис. 7. Типовая хроматограмма метанонафтеновой фракции автохтонного и паравтохтонного битумоидов.

(см. табл. 2). Значения трицикланового индекса ($2 \cdot \sum C_{19-20} / \sum C_{23-26}$) изменяются от 0.6 до 3.6 (см. табл. 2). Как правило, они выше, чем значения, известные для аквагенного ОВ [Конторович и др., 1999]. Средние содержания тетрацикланов C_{24-27} в терпанах равны 2.6 % (см. табл. 2).

Среди терпановых УВ преобладают гопаны и гомогопаны (см. табл. 2, рис. 8). Суммарное их содержание фиксируется на уровне 70 %. На масс-хроматограммах идентифицированы гомологи гопана C_{27-35} . Отношение триснорнеогопана (Ts) к трисноргопану (Tm) в среднем на уровне 0.5. Его значения редко опускаются до 0.16 в автохтонных битумоидах и повышаются до 0.94 в паравтохтонных (см. табл. 2). Соотношение гомогопанов C_{35}/C_{34} варьирует от 0.2 до 1.0, среднее — 0.55. Во всех изученных пробах малгинской свиты обнаружен $17\alpha(H)$ -диагопан (см. рис. 6). Впервые наличие этого специфического биомаркера в битумоидах малгинской свиты было выявлено М.В. Дахновой с коллегами [Баженова и др., 2014; Дахнова и др., 2014].

Содержание моретанов состава C_{29-32} не превышает 10 % на сумму терпанов. Отношение изомеров S и R моретана состава C_{32} меняется от 0.3 до 1.1, среднее — 0.6 (см. табл. 2). Количество гаммацера на среди терпанов не превышает 0.5 %.

Значения $\delta^{13}C$ нерастворимых остатков пород малгинской свиты варьирует от -33.2 до -31.5 ‰, среднее равно -32.5 ‰. По материалам Т.К. Баженовой с соавторами [2014], битумоиды малгинской свиты характеризуются $\delta^{13}C$ от -32.8 до -31.8 ‰, насыщенные фракции — от -32.7 до -30.7 ‰, ароматические фракции — от -33.0 до -31.0 ‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Тип, биологические предшественники и условия накопления ОВ

Полученные высокие оценки ИИ, распределения алканов нормального строения и трицикланов, величины отношения $n-C_{27}/n-C_{17}$, $\delta^{13}C$ нерастворимых остатков пород и анализ опубликованных материалов [Баженова и др., 1981, 2014; Матвиенко, Соболев, 1984; Соболев, 1987; Дахнова и др., 2014] показывают, что автохтонное ОВ малгинской свиты горючих сланцев, аргиллитов, карбонатных пород является аквагенным (II тип).

Показанное в настоящей работе отсутствие стеранов или следовое их количество [Баженова и др., 2014; Дахнова и др., 2014] свидетельствует, что существенного вклада эукариот в ОВ малгинской свиты не было. Похожие результаты были получены при исследовании биомаркеров мезопротерозойских пород формаций Хиамалинг на севере Китая [Luo et al., 2015], Тоурист на северо-западе Африки [Blumenberg et al., 2012] и Велкерри на севере Австралии [Flannery, George, 2014]. Авторами не были определены стерановые УВ. Возраст этих толщ варьирует в интервале 1.1—1.4 млрд лет. Однако в ОВ формации Нансач в Северной Америке (США) с возрастом 1.1 млрд лет, рифейских и вендских породах осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы России идентифицированы стераны [Pratt et al., 1991; Bazhenova, Arefev, 1997]. Анализ материалов по докембрийским осадочным комплексам Азии, Африки, Америки, Австралии (табл. 3) и ранние обобщения исследований по геохимии биомаркеров протерозоя, молекулярных датировок и данных по происхождению эукариот [Summons, Walter, 1990; Berney, Pawlowski, 2006] свидетельствуют, что находки стероидов в черных сланцах и эукариотных микрофоссилий в породах фиксируются начиная с 1.1 млрд лет. Наши наблюдения дополняют сведения о том, что простейшие эукариоты стали широко распространяться в морских бассейнах на Земле позднее мезопротерозоя.

Таблица 2. Соотношения алкановых и терпановых углеводородов, групповой состав терпанов метанофтеновых фракций битумоидов пород малгинской свиты

Параметр	Группа пород		
	I	II	
	37*	17*	
Pr/Ph	$\frac{0.6-2.0}{1.5}$	$\frac{0.6-1.9}{1.5}$	
Pr/n-C ₁₇	$\frac{0.1-1.3}{0.2}$	$\frac{0.2-0.7}{0.3}$	
Ph/n-C ₁₈	$\frac{0.1-0.8}{0.2}$	$\frac{0.1-0.7}{0.2}$	
n-C ₂₇ /n-C ₁₇	$\frac{0.05-0.38}{0.12}$	$\frac{0.11-0.56}{0.23}$	
$\Sigma(n-C_i)/\Sigma(iso-C_i)$	$\frac{2.4-16.3}{10.3}$	$\frac{5.2-13.1}{8.4}$	
CPI	$\frac{0.91-1.42}{1.09}$	$\frac{0.91-1.88}{1.06}$	
$2 \cdot \Sigma(C_{19-20})/\Sigma(C_{23-26})$	$\frac{1.0-3.6}{2.2}$	$\frac{0.6-2.7}{1.5}$	
Ts/Tm	$\frac{0.16-0.86}{0.42}$	$\frac{0.38-0.94}{0.62}$	
Моретаны C ₃₂ S/C ₃₂ R	$\frac{0.3-0.9}{0.6}$	$\frac{0.4-1.1}{0.6}$	
Гомогопаны C ₃₅ /C ₃₄	$\frac{0.4-0.7}{0.6}$	$\frac{0.2-1.0}{0.6}$	
На сумму терпанов, %	Гопаны	$\frac{34.1-43.2}{39.9}$	$\frac{32.1-43.7}{38.1}$
	Гомогопаны	$\frac{20.7-41.5}{32.0}$	$\frac{25.8-42.6}{32.9}$
	Моретаны	$\frac{2.7-8.5}{4.6}$	$\frac{2.9-5.1}{3.6}$
	Трицикланы	$\frac{12.3-34.4}{20.9}$	$\frac{15.4-35.4}{22.9}$
	Тетрацикланы	$\frac{1.5-4.3}{2.6}$	$\frac{1.9-3.3}{2.6}$

* Количество образцов.

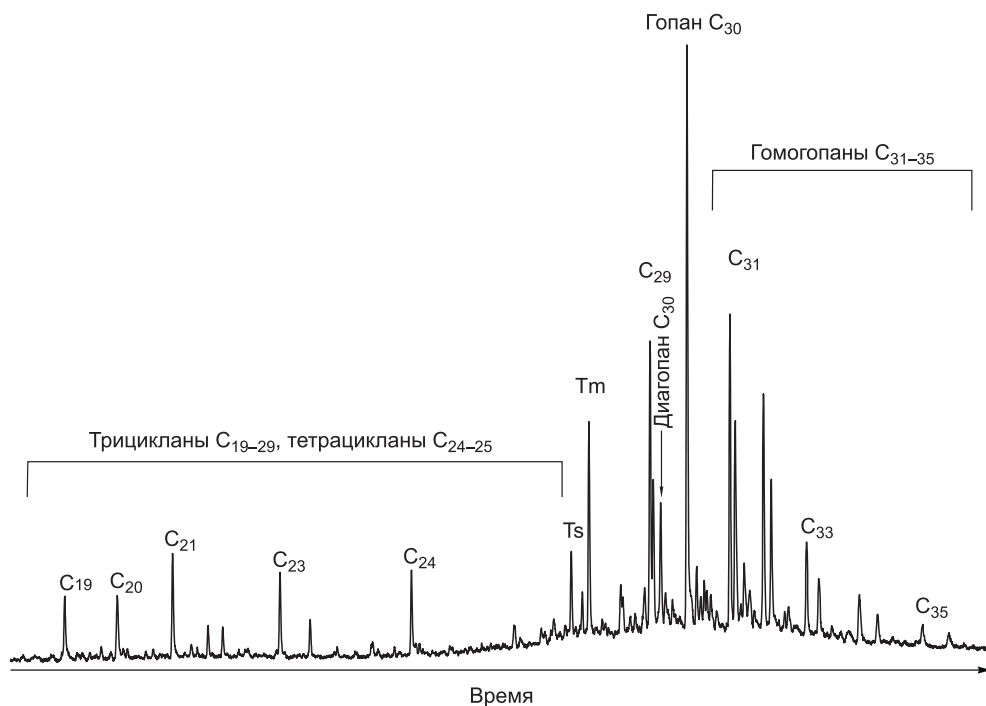


Рис. 8. Типовая масс-хроматограмма по m/z 191 метанофтеновой фракции автохтонных и паравтохтонных битумоидов.

Ts — триснорнеогопан, Tm — трисноргопан.

Заслуживает внимание высокое содержание трицикланов среди терпановых УВ малгинской свиты. Долгое время их связывали с зелеными водорослями *Tasmanites*. Это подтверждалось анализом керогенов тасманиевых сланцев пермского возраста [Peters, Moldowan, 1993; Greenwood et al., 2000]. Лабораторные эксперименты с применением пиролиза концентратов микрофоссилий, выделенных из образцов силура и девона Юго-Восточной Турции показали, что высокие содержания трициклановых УВ могли обеспечить акритархи *Leiosphaeridia* [Dutta et al., 2006]. В образцах малгинской свиты, как было отмечено выше, обнаружены крупные остатки таких микрофоссилий. По-видимому, акритархи мезопротерозойских бассейнов синтезировали предшественники трициклановых УВ.

Высокие содержания гопанов, установленные в каждом образце, указывают, что основным источником ОВ являлись прокариоты [Peters, Moldowan, 1993; и др.]. Изучение органостенных микрофоссилий подтверждает это предположение. Особенности их морфологии показывают, что бактерии и цианобактерии малгинской свиты представлены одноклеточными и многоклеточными прокариотами, которые могли как вести планктонный образ жизни, так и участвовать в формировании бактериальных матов.

Представленная выше седиментационная характеристика малгинской свиты и анализ посвященной ей литературы позволяют сделать вывод о формировании ее осадков в обстановках мелководного морского бассейна эпиконтинентального типа, существовавшего в пределах Учуро-Майской плиты. По мнению Э. Хэллема [1983], такие обстановки, не имеющие аналогов среди современных, были одними из наиболее характерных при формировании тонкослоистых высокоуглеродистых отложений в морях прошлого. Согласно работам этого автора, накопление высокоуглеродистых пород в большинстве случаев обусловлено существованием сравнительно крупных топографических неровностей дна эпиконтинентального бассейна, особенно контрастно проявленных на начальной стадии трансгрессий. Из-за общей мелководности эпиконтинентального моря, слабого уклона его дна в сторону океана и связанным с этим отсутствием или незначительным действием приливно-отливных и океанических течений возникают застойные явления вод в этих впадинах. В мелководных бассейнах базис действия штормового волнения приближается к глубине эвфотической зоны. Таким образом, застой в водной среде возникает в результате сочетания высокой биопродуктивности и ограниченной придонной циркуляции. При этом вокруг впадин с изолированными объемами застойной воды накапливались отложения в аэробных условиях. Как правило, в ходе эволюции эпиконтинентального бассейна эти понижения заполнялись осадками и по всему бассейну восстанавливалась циркуляция вод. При быстром же погружении некоторых депрессий осадки не успевали их заполнять, что приводило к длительному и масштабному накоплению

Таблица 3. Характеристика пород протерозоя осадочных бассейнов Азии, Америки и Австралии

Местоположение	Возраст	Литология	C _{орг} %	Страны	Предполагаемые авторами биопредшественники	Источник
Азия, Аравийская платформа, Южно-Оманский соляной бассейн, супергруппа Хафф, группа Ара	542 млн лет	Сланцы, карбонаты	0.13—10.4	C ₂₆ —C ₃₀	Зеленые и хризофитовые водоросли, губки, бактерии	[Grosjean et al., 2009]
Азия, северо-восток Сибирской платформе, западный и северный склоны Оленекского поднятия, хатыпытская свита	544—550 млн лет	Глинистые известняки и доломиты, горючие сланцы	0.04—4.19, 12—14 в сланцах	C ₂₇ —C ₃₀	Бактерии и одноклеточные водоросли	[Конторович и др., 1995; Каширцев, 2003]
Северная Америка, Большой каньон, группа Чуар, формация Квагунт	850 млн лет	Битуминозный глинистый доломит и глинистый доломит с кремнистыми конкрециями	1.2, 1.7	C ₂₆ —C ₃₀	Мембраны липидов микроорганизмов, в том числе эукариотов. Вероятно, эукариотические водоросли (возможно, родофиты), акригархи. Возможно, незначительный вклад цианобактерий	[Summons et al., 1988]
Северная Америка, Мидконтинентальная рифтовая система, формация Нансач	1.1 млрд лет	Темно-серые до зеленоватых песчаники, алевролиты и илистые глинистые сланцы	От < 0.3 до 2.8	C ₂₆ —C ₃₀	Бактерии, эукариоты, возможно водоросли и акригархи	[Pratt et al., 1991]
Северо-Западная Африка, Мавритания, бассейн Таудени, формация Туарист	1.1 млрд лет	Черные сланцы	10.1—22.2	—	Цианобактериальные маты, акригархи	[Blumenberg et al., 2012]
Азия, Северный Китай, формация Хиамалинг	1.37 млрд лет	Железистые песчаники, аргиллиты, кремнистые брекчии, сланцы, строматолиты	0.12—4.10	—	Прокариоты, преимущественно цианобактерии	[Luo et al., 2015]
Северная Австралия, бассейн МакАргур, формация Велкерри	1.43 млрд лет	Черные углеродистые сланцы, серо-зеленые низкоуглеродистые сланцы	0.07—6.45	—	Цианобактериальные маты	[Donnelly, Crick, 1988; Flannery, George, 2014]

высокоуглеродистых осадков. Одним из следствий этой модели является то, что углеродистые отложения этих впадин являются более глубоководными образованиями, чем окружающие их слабообогатенные ОВ осадки. Малгинский морской бассейн имел продолжение и на смежной территории с менее стабильной геодинамикой — в Юдомо-Майском прогибе, где горючие сланцы в малгинской свите не обнаружены.

В последнее время в качестве главного источника ОВ морских высокоуглеродистых докембрийских отложений рассматривают бентосное сообщество цианобактериальных матов, формирующихся на глубинах (до 50—60 м), где возможен фотосинтез [Жмур и др., 1993, 1995; Розанов, Заварзин, 1997; Жмур, 2000; Розанов, 2003; Заварзин, 2004]. Предполагается, что накопление биомассы шло в окисленных условиях у самой поверхности мата, ниже которой в ходе сульфатредукции или метаногенеза происходила деструкция ОВ [Жмур и др., 1993; Жмур, 2000]. Образованная при деструкции ОВ углекислота расходовалась на формирование карбонатов.

Эта совокупная модель образования горючих сланцев применима и к высокоуглеродистым образованиям малгинской свиты. Показанные выше седиментационные признаки свидетельствуют, что при формировании верхнемалгинских отложений господствовали штормовые обстановки (рябь волнения, штормовые мономиктовые брекчии). В условиях мелководного бассейна базис штормового волнения при накоплении осадков малгинской свиты, по-видимому, был приближен к границе эвфотической зоны. Высокоуглеродистые осадки могли накапливаться в обстановке цианобактериальных матов.

Прослой светлоокрашенных тонко-, мелкообломочных известняков, так же как и прослой мономиктовых брекчий и отдельные обломки известняков среди горючих сланцев, по-видимому, отвечали эпизодам катастрофических штормов, приносящих материал с окружающего мелководья. Отсутствие фрагментов слоек высокоуглеродистых образований связано с известной способностью цианобактериальных матов и пленок противостоять размыву и закреплять рыхлые осадки [Петров, 2001].

Появление в верхней части верхнемалгинской толщи признаков оползания и отдельных выклинивающихся по простиранию олистостромовых тел требует своего объяснения. Существенного изменения глубин бассейна, судя по седиментационным признакам, в это время не наблюдалось. Вероятнее всего, их появление связано при переходе от горючих сланцев к накоплению строматолитовых доломитов ципандинского типа с резким увеличением скорости осадконакопления по границам впадины. Это способствовало увеличению крутизны склона впадины и появлению олистостромов перед ее окончательным быстрым заполнением. Подтверждением этому служит и подмеченная в работе [Семихатов, Серебряков, 1983] выдержанность по площади общей мощности малгинской и ципандинской свит несмотря на резкую изменчивость мощностей каждой из них.

Переход отложений малгинского типа в ципандинские ознаменовался быстрым усилением карбонатакопления в цианобактериальных матах. Если в горючих сланцах малгинской свиты, отвечающих этапу замедленной биогенной седиментации, карбонатное вещество часто не являлось преобладающим в осадке, а в некоторых слоях и отсутствовало вовсе, то в строматолитах (ципандинский тип осадков) его появление было обусловлено не только существованием цианобактериальных матов, но и привносом обломочного (аллотигенного) карбонатного материала.

Молекулярные исследования битумоидов ОВ, показавшие присутствие 17 α (H)-дигопана, значения гомогопанового коэффициента C_{35}/C_{34} меньше 1, повышенные оценки отношения Pr/Ph также указывают на субокислительные обстановки при формировании аномально углеродистых и обедненных ОВ осадков в морском бассейне с хорошей аэрацией вод. Пониженные значения HI пород второй группы наводят на мысль о более активном окислении ОВ во время накопления карбонатных осадков. Умеренные количества общего содержания серы в породах двух групп показывают, что в диагенезе шли процессы сульфатредукции. Низкие содержания гаммацераана свидетельствуют о нормальной солёности вод малгинского морского бассейна.

Оценка катагенеза ОВ и признаков миграции нефтидов малгинской свиты

Наши оценки T_{max} , CPI, Ts/Tm, изомеров моретана C_{32} дополняют и подтверждают выводы, полученные ранее при анализе элементного состава керогенов, пиролиза пород и молекулярных характеристик битумоидов малгинской свиты [Баженова и др., 1981, 2011; Матвиенко, Соболев, 1984; Соболев, 1987; Дахнова и др., 2014]. Они показывают, что зрелость ОВ соответствует стадии мезокатагенеза (МК₁¹ — МК₁²) [Конторович, 1976]. Это же демонстрирует микроскопическое исследование органических остатков концентратов. Извлеченные тонкие аморфные пленки и микрофоссилии имеют янтарно-желтый или коричневый цвет, что является показателем незначительных температурных изменений ОВ. Т.К. Баженова, анализируя региональный катагенез ОВ малгинской свиты, отмечает увеличение температурной преобразованности по площади с запада на восток до апокатагенеза в Алдано-Майском краево-м прогибе [Баженова и др., 2014].

Макроскопическое наблюдение «выпотов» нефтеподобного вещества на поверхностях горючих сланцев, аргиллитов и глинистых известняков, заполнение каверн и трещин перекристаллизованных карбонатных пород и неравномерное окрашивание их в коричневый цвет, высокие значения битумоидного коэффициента, индекса продуктивности, не типичное для нефтепроизводящих пород распределение низкотемпературных пиков на пирограммах, повышенные содержания УВ и пониженные асфальтенов в битумоидах низкоуглеродистых известняков и доломитов указывают на вторичное перераспределение ОВ, следы миграции битумоидов внутри малгинских отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное исследование органической геохимии, седиментологии и палеонтологии позволило получить дополнительные сведения об особенностях битумоидов горючих сланцев, аргиллитов и карбонатных пород малгинской свиты и обстановках их формирования.

Ранее в основном уделялось внимание высокоуглеродистым породам этой свиты. Впервые выполнено детальное изучение коллекций ОВ пород с содержанием $C_{орг}$ меньше 1 % и ниже 0.1 %. Показано, что эти породы чередуются в разрезах малгинской свиты. Это связано с изменением обстановок седиментации во время накопления мощной толщи осадков, скорости минерализации карбонатного вещества.

Предполагается, что основным источником ОВ верхней части малгинской свиты были бентосные и планктонные бактериальные сообщества. Заметный вклад в ОВ вносили акритархи вероятного эукариотического происхождения.

Аномально высокие содержания ОВ, его тип, стадия катагенеза, следы миграции в углеродистой толще свидетельствуют, что породы малгинской свиты могли быть источником нефти и газа на северо-восточном склоне Алданской антеклизы. На юго-востоке Сибирской платформы был выделен майский очаг нефтегазообразования, оценено количество нефтяных и газовых УВ, генерированных малгинской

свитой [Баженова и др., 2011, 2014; и др.]. Месторождений нефти и битумов, связанных с этим очагом, пока не выявлено.

Работа выполнена при поддержке проектов фундаментальных научных исследований 73.2.1, 73.4.3, ОНЗ-1 РАН, РФФИ 16-05-00936.

ЛИТЕРАТУРА

Баженова Т.К., Маргулис Л.С. Нефтегазообразование в Алдано-Майском бассейне Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2014, т. 9, № 4, http://www.ngtp.ru/rub/1/44_2014.pdf.

Баженова Т.К., Белецкая С.Н., Беляева Л.С., Биккенина Д.А., Гурко Н.Н., Ивановская А.В., Ипатов Ю.И., Кичуева У.О., Макаров К.К., Неручев С.Г., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А., Рудавская В.А., Соловьева И.Л., Файзуллина Е.М., Шапиро А.И., Шиманский В.К., Шуменкова Ю.М., Арефьев О.А., Гуляева Н.Д., Кулибакина И.Б., Работнов В.Т., Прохоров В.С., Шадский И.П. Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности. Л., Недра, 1981, 211 с.

Баженова Т.К., Дахнова М.В., Можегова С.В. Верхний протерозой Сибирской платформы — основной источник нефтегазоносности ее домезозойского мегабассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2011, т. 6, № 2, http://www.ngtp.ru/rub/1/17_2011.pdf.

Баженова Т.К., Дахнова М.В., Жеглова Т.П., Лебедев В.С., Можегова С.В., Ларкин В.Н., Назарова Е.С., Нечитайло Г.С., Грайзер Э.М., Кисилев С.М., Киселева Ю.А., Горюнова Е.А., Борисова Л.Б. Нефтематеринские формации, нефти и газы докембрия и нижнего—среднего кембрия Сибирской платформы. М., ВНИГНИ, 2014, 128 с.

Давыдов Ю.В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления (состав и происхождение). Новосибирск, Наука, 1975, 128 с.

Дахнова М.В., Жеглова Т.П., Можегова С.В. Генерационные характеристики ОВ и распределение биомаркеров в битумоидах нефтематеринских пород рифея, венда и кембрия Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 953—961.

Жмур С.И. Источник углерода и условия накопления морских горюче- и черносланцевых толщ // Труды Международного симпозиума (2—7 июня 1998 г., Петрозаводск), Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 2000, с. 11—15.

Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А., Лобзова Р.В. Цианобактериальная бентосная система — продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии // Литология и полезные ископаемые, 1993, № 6, с. 122—127.

Жмур С.И., Бурзин М.Б., Горленко В.М. Цианобактериальные маты и формирование углеродистых пород в позднем докембрии // Литология и полезные ископаемые, 1995, № 2, с. 206—214.

Заварзин Г.А. Будущее отбирается прошлым // Вестн. РАН, 2004, т. 74, № 9, с. 813—822.

Каширцев В.А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск, ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003, 160 с.

Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М., Недра, 1976, 250 с.

Конторович А.Э. Эволюция нафтидогенеза в истории Земли // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (7), с. 784—802.

Конторович А.Э., Каширцев В.А., Филп Р.П. Биоопаны в отложениях докембрия северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 1995, т. 345, № 1, с. 106—110.

Конторович А.Э., Бахтуров С.Ф., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Конторович А.А., Кринин В.А., Ларичев А.И., Ли Году, Меленевский В.Н., Тимошина И.Д., Фрадкин Г.С., Хоменко А.В. Разновозрастные очаги нафтидообразования и нафтидонакопления на Северо-Азиатском кратоне // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1676—1693.

Конторович А.Э., Каширцев В.А., Меленевский В.Н., Тимошина И.Д. Состав углеводородов-биомаркеров в генетических семействах нефтей докембрия и кембрия Сибирской платформы // ДАН, 2005, т. 402, № 5, с. 651—655.

Матвиенко Н.И., Соболев П.Н. Микроэлементы и органическое вещество в планктоногенных отложениях малгинской свиты юго-востока Сибирской платформы // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1984, с. 69—77.

Неручев С.Г., Ильин А.Ф. О сингенетичных деформациях слоев в синийских отложениях р. Май в связи с проявлением сейсмических толчков // Материалы по геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 73—80.

Петров Ал. А. Углеводороды нефти. М., Наука, 1984, 264 с.

Петров П.Ю. Микробные маты как источник карбонатных осадков в позднем докембрии: свита линок, средний рифей Туруханского поднятия Сибири // *Литология и полезные ископаемые*, 2001, № 2, с. 191—215.

Пономарева О.С., Соболев П.Н. Геохимические исследования органического вещества нижнерифейской усть-ильинской свиты Западного Прианабарья (Ангаро-Котуйский рифейский палеопроект) // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 2013, № 3 (15), с. 63—67.

Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // *Палеонтологический журнал*, 2003, № 6, с. 41—49.

Розанов А.Ю., Заварзин Г.А. Бактериальная палеонтология // *Вестн. РАН*, 1997, т. 67, № 3, с. 241—245.

Сараев С.В. Палеосейсмичность в обстановках карбонатной седиментации // *Материалы Всероссийского литологического совещания (Санкт-Петербург, 25—29 сентября 2012 г.)*. СПб., СПбГУ, 2012, т. 1, с. 247—249.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, 224 с.

Соболев П.Н. Геохимия доманикитной малгинской свиты Юдомо-Майской впадины // *Геология угленосных сланцев Сибири*. Новосибирск, СНИИГТИМС, 1987, с. 69—76.

Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводивших пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45 (7), с. 901—910.

Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005, 166 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М. Мир, 1983, 327 с.

Шишкин Б.Б., Берилко Г.А., Соболев П.Н., Старосельцев В.С., Страхов А.Н. Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 2010, № 4, с. 26—40.

Bazhenov O.K., Arefiev O.A. Geochemical peculiarities of Pre-Cambrian source rocks in the East European Platform // *Org. Geochem.*, 1997, v. 24, p. 341—351.

Berney C., Pawlowski J. A molecular time-scale for eukaryote evolution recalibrated with the continuous microfossil record // *Proc. R. Soc. London, Ser. B*, 2006, v. 273, p. 1867—1872.

Blumenberg M., Thiel V., Riegel W., Kah L.C., Reitner J. Biomarkers of black shales formed by microbial mats, Late Mesoproterozoic (1.1 Ga) Taoudeni Basin, Mauritania // *Precamb. Res.*, 2012, v. 196—197, p. 113—127.

Donnelly T.N., Crick I.H. Depositional environment of the Middle Proterozoic Velkerri Formation in Northern Australia: geochemical evidence // *Precamb. Res.*, 1988, v. 42, p. 165—172.

Dutta S., Greenwood P.F., Brocke R., Schaefer R.G., Ulrich M. New insights into the relationship between Tasmanites and tricyclic terpenoids // *Org. Geochem.*, 2006, v. 37, p. 117—127.

Flannery E.N., George S.C. Assessing the syngeneity and indigeneity of hydrocarbons in the ~1.4 Ga Velkerri Formation, McArthur Basin, using slice experiments // *Org. Geochem.*, 2014, v. 77, p. 115—125.

Greenwood P.F., Arouri K.R., George S.C. Tricyclic terpenoid composition of Tasmanites kerogen as determined by pyrolysis GC-MS // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 1249—1263.

Grosjean E., Love G.D., Stalvies C., Fike D.A., Summons R.E. Origin of petroleum in the Neoproterozoic—Cambrian South Oman Salt Basin // *Org. Geochem.*, 2009, v. 40, p. 87—110.

Luo G., Hallmann C., Xie S., Ruan X., Summons R. Comparative microbial diversity and redox environments of black shale and stromatolite facies in the Mesoproterozoic Xiamaling Formation // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2015, v. 151, p. 150—167.

Peters K.E., Moldowan J.M. The biomarker guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. New Jersey, Prentis Hall, Englewood Cliffs, 1993, 363 p.

Pratt L.M., Summons R.E., Hieshima G.B. Sterane and triterpane biomarkers in the Precambrian Nonesuch Formation, North American Midcontinent Rift // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 911—916.

Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites // *Sedimentology*, 1969, v. 13, p. 155—159.

Summons R.E., Walter M.R. Molecular fossils and microfossils of prokaryotes and protists from Proterozoic sediments // *Am. J. Sci.*, 1990, v. 290-A, p. 212—244.

Summons R.E., Brassell S.C., Eglinton G., Evans E., Horodyski R.J., Robinson N., Ward D.M. Distinctive hydrocarbon biomarkers from fossiliferous sediment of the Late Proterozoic Walcott Member, Chuar Group, Grand Canyon, Arizona // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 2625—2637.

*Поступила в редакцию
20 июля 2016 г.*