

ЛИТОЛОГИЯ, ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ КУРЕЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

И.В. Вараксина¹, И.Д. Тимошина¹, А.Э. Конторович^{1,2}, И.В. Тумашов¹

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

Представлены результаты литолого-геохимических исследований палеозойских отложений, вскрытых в пределах Ледянской площади на севере Тунгусской синеклизы. Показано, что изученный разрез характеризуется терригенно-сульфатно-карбонатным составом и осложнен трапповыми интрузиями. Установлено, что осадконакопление в ордовикско-девонский период происходило в пределах эпиконтинентального бассейна с вариациями глубин от супралиторали до нижней сублиторали. В карбоне и перми доминировала прибрежно-континентальная седиментация, которая в позднепермское время сопровождалась вулканической деятельностью. На основании анализа фильтрационно-емкостных свойств пород выделено три потенциальных коллектора: рифогенные карбонатные отложения силура и песчаные горизонты ордовика и карбона. Флюидоупорами для этих резервуаров могут выступать глинисто-карбонатные породы нижнего силура, девонские карбонатно-сульфатно-глинистые пачки и пласты галита, тела долеритов и туфогенные породы. В результате геохимических исследований органического вещества сделан вывод о нескольких возможных источниках углеводородов, к которым относятся отложения верхнего протерозоя, нижнесреднекембрийского куонамского комплекса, юктинская свита среднего девона и угленосные отложения верхнего палеозоя.

Органическая геохимия, палеозойские отложения, литология, Тунгусская синеклиза, Ледянское поднятие.

LITHOLOGY, ORGANIC GEOCHEMISTRY, AND PETROLEUM POTENTIAL OF THE NORTHERN AREAS OF THE KUREIKA SYNECLISE

I.V. Varaksina, I.D. Timoshina, A.E. Kontorovich, and I.V. Tumashov

We present results of lithological and geochemical studies of Paleozoic deposits stripped by drilling within the Ledyanskaya area in the north of the Tunguska syncline. The studied section has a terrigenous sulfate-carbonate composition and is complicated by trap intrusions. We have established that the Ordovician-Devonian sedimentation proceeded within an epicontinental basin, with its depth varying from supralittoral to lower sublittoral zones. In the Carboniferous and Permian, coastal-continent sedimentation was predominant; in the Late Permian it was accompanied by volcanic activity. Analysis of the poroperm properties of rocks has distinguished three potential oil reservoirs: Silurian reef carbonate deposits and Ordovician and Carboniferous sand horizons. The Lower Silurian argillaceous-carbonate rocks and Devonian carbonate-sulfate-clay members, halite beds, dolerite bodies, and tuffaceous rocks are probably confining beds of these reservoirs. Geochemical study of organic matter has shown several possible sources of hydrocarbons: Upper Proterozoic deposits, Lower and Middle Cambrian Kuonamka complex, Middle Devonian Yukta Formation, and Upper Paleozoic coal-bearing deposits.

Organic geochemistry, Paleozoic deposits, lithology, Tunguska syncline, Ledyanskaya uplift

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Тунгусская нефтегазоносная область располагается на северо-западе Сибирской платформы и занимает территорию 430 тыс. км². Значительную часть территории области занимает плато Путорана — сложенный базальтами горный массив с сильно расчлененным рельефом и максимальными высотами до 1500—1700 м. На территории плато находятся верховья рек Курейка, Пясины, Хета, Котуй, а также правые притоки р. Нижняя Тунгуска с многочисленными глубокими каньонами, порогами и водопадами. Коренное население считает плато Путорана местом обитания Огненного бога — хозяина ада и мучителя человеческих душ.

Горный расчлененный рельеф, отсутствие судоходных рек, полное отсутствие дорог, предельно низкая плотность населения, суровый климат делают территорию Северо-Тунгусской нефтегазоносной

области труднодоступной. Достаточно отметить, что рельеф и природа плато Путорана полностью были изучены только после Великой Отечественной войны 1941—1945 гг. Труднодоступность территории, сложнейшие сейсмогеологические условия и низкая информативность материалов сейсморазведки, огромные сложности при завозе оборудования и бурении глубоких скважин, высокая стоимость работ являются главными причинами крайне низкой изученности территории области геолого-геофизическими методами.

Относительно перспектив нефтегазоносности Северо-Тунгусской области с 60-х гг. XX в. существуют разные точки зрения. Специалисты СНИИГГиМСа и ИГГ АН СССР (ныне ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН), признавая высокие риски, считали тем не менее территорию области высокоперспективной (Ф.Г. Гурари, С.А. Кащенко, А.Э. Конторович, В.С. Старосельцев, А.А. Трофимук, Э.Э. Фогиади, А.В. Хоменко и др.). Специалисты ВНИГРИ (Э.А. Базанов, В.А. Забалуев, В.Д. Козырев и др.), учитывая, что геологический разрез этой территории насыщен траппами, оценивали перспективы ее нефтегазоносности значительно ниже.

Несмотря на все эти сложности, в конце 80-х—начале 90-х гг. XX в. на севере области, на Ледянской площади, по инициативе главного геолога производственного геологического объединения «Енисейнефтегазгеология» В.А. Кренина были пробурены три скважины, одна из которых Ледянская-358 (далее Л-358) глубокая (3970 м). Геологическое описание керна этих скважин и его предварительное изучение было выполнено Т.А. Дивиной и В.С. Старосельцевым [Дивина и др., 1992]. Однако из-за начавшегося кризиса детальное исследование керна пробуренных скважин выполнить не удалось. Он остался в районе бурения и на долгие годы стал недоступен.

В 2005—2013 гг. сотрудники ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН по согласованию с Красноярскнедра собрали, систематизировали и перевезли в Новосибирск сохранившийся на севере Красноярского края керн. Работы выполнялись с участием студентов Новосибирского университета под руководством В.А. Маринова и П.А. Яна. В настоящее время керн, в том числе с Ледянской площади бурения, хранится в Центре геологических коллекций ИНГГ СО РАН. К сожалению, керн глубокой скважины Ледянская-358 (Л-358) найти не удалось. Спасение керна Ледянских скважин № 2 (Л-2) и № 3 (Л-3) сделало возможным его детальное литологическое, петрофизическое и геохимическое изучение. Результаты этих исследований приведены ниже.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА

В работе рассмотрены отложения палеозоя, вскрытые на Ледянском поднятии, расположенном в центральной части Путоранского выступа (рис. 1) [Конторович и др., 2009]. Разрез скв. Л-358 охарактеризован по публикациям В.С. Старосельцева, Т.А. Дивиной и др. [Дивина и др., 1992, 1996]. Литолого-стратиграфическое расчленение отложений скв. Л-2 и Л-3 проводилось сотрудниками ИНГГ СО РАН И.В. Вараксиной, Н.Г. Изох, О.Т. Обут, И.В. Тумашовым и др. Стратификация ордовика осуществлялась согласно схеме, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 2014 г. При расчленении среднего и верхнего палеозоя использовались материалы и публикации, которые составили основу проектов новых стратиграфических схем, принятых МСК к рассмотрению в 2012—2015 гг. Нижний палеозой в полном объеме вскрыт параметрической скв. Л-358. Колонковые скважины Л-2 и Л-3 пробурены до среднего ордовика, поэтому сопоставление разрезов проводилось, начиная с этого уровня (рис. 2).

Разрез нижнего кембрия в скв. Л-358 сложен доломитами *хетской* и *ледянской* свит. Породы перекристаллизованные, с реликтами водорослевых структур. В ледянской свите присутствуют прослои обломочных доломитов [Дивина и др., 1996]. *Тамуканская* свита среднего кембрия представлена переслаиванием органогенно-обломочных и глинистых известняков, в разной степени доломитизированных. Вверх по разрезу доломитизация возрастает. Верхнекембрийские свиты имеют преимущественно доломитовый состав. В нижней *арыканской* преобладают строматолитовые, микрофитолитовые и оолитовые доломиты. В верхней *хибарбинской* свите наблюдается тонкое переслаивание доломитов, доломитовых аргиллитов и ангидритов.

Отложения ордовика, согласно принятой схеме стратиграфического районирования, относятся к Маймечинской структурно-фашиальной зоне. В ее составе выделяются (снизу вверх) следующие свиты: бысьюряхская и устькуранахская нижнего ордовика, кунтыкахинская и мойеронская среднего ордовика [Дивина и др., 1992; Каньгин и др., 2007; Постановления..., 2014]. Нижний ордовик в скв. Л-358 в нижней части имеет доломитоглинистый состав (*бысьюряхская* свита), а в верхней сложен доломитами водорослевыми и глинистыми *устькуранахской* свиты. Средний ордовик вскрыт во всех скважинах. В его основании залегает *кунтыкахинская* свита, нижняя подсвита которой представлена переслаиванием пестроцветных аргиллитов, алевролитов и полевошпатово-литокластито-кварцевых песчаников, а верхняя — красноцветными сильно ангидритизированными известково-доломитистыми аргиллитами.

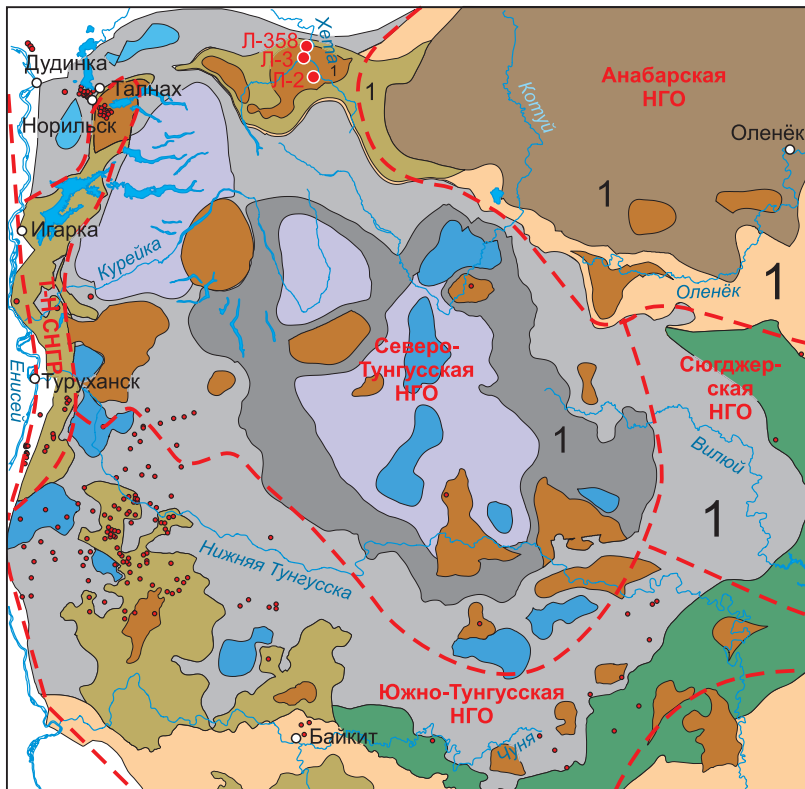
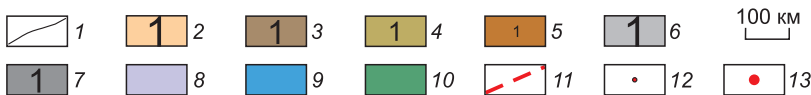


Рис. 1. Фрагмент тектонической карты венд-нижнепалеозойского структурного яруса Сибирской платформы [Конторович и др., 2009] с дополнениями.

1 — границы тектонических элементов; 2–5 — положительные структуры: 2 — надпорядковые (1 — Анабарская антеклиза), 3 — 0 порядка (1 — Анабарский мегасвод), 4 — I порядка (1 — Путоранский выступ), 5 — II порядка (1 — Ледяное куполовидное поднятие); 6–9 — отрицательные структуры: 6 — надпорядковые (1 — Курейская синеклиза), 7 — 0 порядка (1 — Туринская мегавпадина), 8 — I порядка, 9 — II порядка; 10 — Мархино-Чуньская мегамоноклиналь; 11 — границы нефтегазоносных областей; 12 — скважины, пробуренные на обозначенной территории; 13 — скважины, пробуренные на Ледянском поднятии. НГО — нефтегазоносные области, Т-Н СНГР — Туруханско-Норильский самостоятельный нефтегазоносный район.



В скв. Л-358 свита отличается повышенной мощностью за счет внедрения крупной (толщиной около 140 м) интрузии оливиновых габбро-долеритов, которая занимает

64 % от мощности ордовикских отложений. *Мойеронская* свита также имеет хорошо выраженное двучленное строение. Нижняя пачка сложена аргиллитами доломитоизвестковистыми, тонкослоистыми, с частыми ходами илоедов. В верхней глинисто-доломитоизвестковой пачке наблюдается постепенное возрастание роли карбонатной составляющей.

Силурийские отложения относятся к Ледянскому фациальному району и залегают на ордовике со стратиграфическим перерывом [Решения..., 1982; Тесаков и др., 2002]. Здесь выделены пять свит, стратотипом для которых является скв. Л-3 [Тесаков и др., 2000, 2002]. Нижний силур расчленен на три свиты. Глинисто-известковая *оранская* свита за счет вариаций в содержании глинистого материала и фаунистических остатков подразделяется на три подсвиты [Тесаков и др., 2002]. Породы характеризуются нодулярной текстурой. Возникновение такой текстуры возможно при дифференцированном уплотнении первоначально неоднородно распределенного глинистого и карбонатного вещества [Flügel, 2010]. Известняки содержат фаунистический детрит, среди которого в нижней подсвите определяются мелкие остракоды, брахиоподы, цефалоподы и криноидеи. В средней наблюдается укрупнение размерности фаунистических остатков, среди которых преобладают табуляты. В верхней подсвите присутствуют массивные прослои, обогащенные крупными обломками строматопорат и кораллов. Вышележащая *хукэлченская* свита отличается более глинистым составом и также делится на три подсвиты. В нижней доминируют глинистые известняки с тонкими прослоями мелкоорганогенно-обломочных разновидностей. В средней идет переслаивание известняков глинистых и аргиллитов известковистых, на некоторых интервалах с нодулярными текстурами. В карбонатных стяжениях содержатся биокласты раковин, иглокожих и редко кораллов. Верхняя подсвита состоит из органогенно-обломочных известняков. Фаунистические остатки представлены в основном обломками табулят, реже криноидей и брахиопод. В скв. Л-3 в кровле *хукэлченской* свиты выделяется биогерм мощностью около 11 м из кораллово-строматопоратовых известняков, для которых характерна доломитизация с усилением вверх по разрезу. *Мунильская* свита состоит из массивных кораллово-строматопоратовых доломитов, которые в скв. Л-3 образуют рифоподобную постройку мощностью около 30 м. В южном (скв. Л-2) и северном (скв. Л-358) разрезах она прослеживается в верхней подсвите, а в нижней переслаиваются органогенные, органогенно-обломочные и глинистые доломиты. В рифогенных отложениях широко развиты поры, каверны и стилолиты. Верхний силур подразделяется на две свиты. В *неракачинской* преобладают доломиты. В нижней подсвите — пористо-кавернозные кораллово-строматопоратовые. В верхней — глинистые

тонкослоистые с прослоями строматолитовых и оолито-интракласто-пизолитовых разновидностей. Присутствуют включения и слойки ангидрита, в кровле ангидритизация более интенсивная. *Кираская* свита имеет доломитоангидритоглинистый состав и состоит из циклов мощностью 0.5—1.0 м, нижние части которых представлены доломитами тонкогоризонтально-слоистыми с ходами илоедов. В верхних частях породы становятся более глинистыми и ангидритистыми, в кровле переходят в доломитоангидритовые аргиллиты.

Отложения девона в Ледянском структурно-фациальном районе согласно перекрывают породы силура [Решения..., 1982]. В основании выделяется нерасчлененная глинисто-карбонатная толща нижнедевонского возраста, которая сопоставляется с япахтинской, хребтовской, зубовской и курейской свитами Норильского стратиграфического района [Стратиграфическая основа..., 1995]. В Ледянских скважинах эта толща подразделяется на две пачки. Нижняя сложена доломитами строматолитовыми, пизолитовыми и глинистыми с редкими прослоями глинисто-ангидритовых пород. В верхней пачке наблюдается переслаивание доломитов и аргиллитов в разной степени ангидритизированных. Породы формируют циклы (0.5—1.6 м), в основании которых залегают доломиты, переходящие вверх по разрезу в более глинистые разновидности и заканчивающиеся тонкослоистыми глинистыми ангидритами. Средний девон с разрывом перекрывает нижележащие отложения и расчленяется на три свиты [Стратиграфическая основа..., 1995]. *Мантуровская* свита делится на три пачки. Нижняя представлена преимущественно красноцветными карбонатно-ангидритоглинистыми породами. В скв. Л-3 в составе пачки встречаются доломиты оолито-пизолитовые с многочисленными порами и кавернами, которые выполнены галитом и ангидритом. В южном направлении (скв. Л-2) происходит увеличение мощности свиты и содержания галита, появляются прослойки мощностью от нескольких сантиметров до 11 м. В северном разрезе (скв. Л-358) галит не зафиксирован. Средняя пачка характеризуется красноцветными тонкослоистыми глинисто-известково-ангидритовыми породами. В верхней пачке идет чередование слоев с преобладанием карбонатного или сульфатного материала. В *юктинской* свите преимущественно развиты известняки глинистые и ангидритистые, в разной степени доломитизированные. Вверх по разрезу возрастает роль сульфатно-карбонатных пород. В *накахозской* свите известняки доломитистые, глинистые, горизонтально- и волнисто-слоистые за счет примазок темно-серых аргиллитов с прослоями и пятнистыми включениями ангидритов. Вверх по разрезу количество ангидрита уменьшается. В верхнедевонской *каларгонской* свите, согласно залегающей на среднем девоне, доминируют известняки и известковистые доломиты, часто глинистые и микритовые, обогащенные очень мелким раковинным детритом. В кровле верхнего девона установлен крупный стратиграфический перерыв [Решения..., 1982; Стратиграфическая основа..., 1995]. В скв. Л-3 в прикровельной части в разрезе присутствует интрузия долеритов мощностью 13 м.

Каменноугольные отложения представлены *ханарской* свитой среднего—верхнего отделов, которая сложена переслаиванием углистых аргиллитов, углисто-глинистых алевролитов и песчаников. Разрез карбона на рассматриваемой площади характеризуется наличием многочисленных трапповых тел долеритов различной мощности (от 6 до 178 м), которые занимают от 25—30 % (скв. Л-3, Л-358) до 60 % (скв. Л-2) разреза. Песчаники преимущественно мелкозернистые, и алевролиты горизонтально- и косослоистые, литокластито-полевошпатово-кварцевые. Среди литокластов встречаются обломки кремней, кварцитов, редко эффузивов и алевритопесчаных пород. Часто присутствует примесь углефицированного растительного детрита. Верхняя часть карбона уничтожена размывом.

Пермские отложения также подверглись размыву. В скв. Л-358 к перми относится толща ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфопесчаников и туффитов. В скв. Л-3 в ее составе преобладают туфогенные породы. В южном направлении мощность пермской толщи уменьшается до полного исчезновения в скв. Л-2.

ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Литолого-фациальный анализ разреза позволил уточнить имеющиеся палеогеографические построения [Атлас..., 1968, 1969] в Ледянском районе. Реконструкция условий формирования различных типов пород показала, что седиментация на исследуемой территории в период с ордовика по девон происходила в пределах эпиконтинентального бассейна с вариациями глубин от супралиторали до нижней сублиторали.

В раннесреднеордовикский период формировались водорослевые доломиты и красноцветные терригенно-карбонатные отложения прибрежно-мелководной зоны, которые по мере наступления моря сменились глинисто-карбонатными породами более глубоководного шельфа. Верхнеордовикские отложения были размыты вследствие регрессии моря в предсилурийское время.

В начале силура на Сибирской платформе развилась обширная трансгрессия, а во второй половине этого периода началась регрессия. Этот тренд хорошо прослеживается в рассматриваемых разрезах.

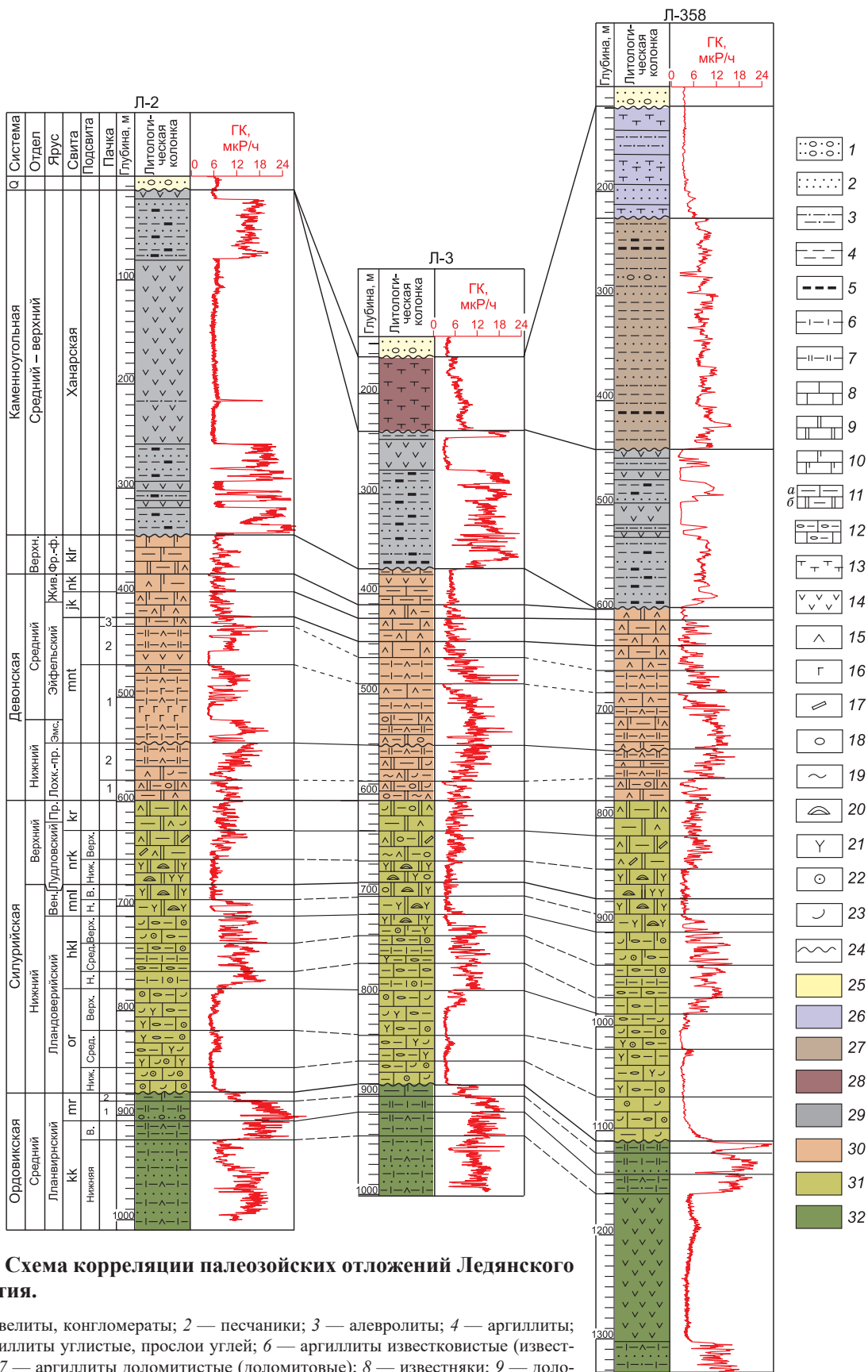


Рис. 2. Схема корреляции палеозойских отложений Ледянского поднятия.

1 — гравелиты, конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — аргиллиты углистые, прослои углей; 6 — аргиллиты известковистые (известковые); 7 — аргиллиты доломитистые (доломитовые); 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — известняки доломитовые (доломиты известковые); 11а — известняки глинистые, 11б — доломиты глинистые; 12 — глинисто-известковые породы с нодулярной структурой; 13 — туфы, туффиты; 14 — долериты; 15 — ангидрит, гипс;

В нижнем силуре седиментация происходила преимущественно в пределах верхней сублиторали в условиях умеренной или низкой гидродинамики, где шло накопление глинисто-известковых осадков с обильной нормально-морской бентосной фауной. Затем на фоне постепенного обмеления бассейна наблюдается резкое сокращение практически всех бентосных сообществ, кроме строматопорат и табулят. На позднем этапе сформировалась рифоподобная кораллово-строматопоратная постройка. Рифогенные отложения перекрываются зарифовыми фациями верхнего силура. Наличие в них пластовых строматолитов свидетельствует о мелководной обстановке с относительно спокойным гидродинамическим режимом, который периодически нарушался штормовыми волнениями и образованием прослоев оолито-интракласто-пизолитовых доломитов. Появление ангидрита в кровле силура связано, по-видимому, с постепенной изоляцией бассейна.

Девонские карбонатно-ангидритоглинистые отложения формировались в основном в условиях мелководной осолоняющейся лагуны или залива с ограниченной циркуляцией вод. Остатки ископаемых организмов представлены здесь угнетенным комплексом эвригалинных форм, локализующихся в редких тонких слойках. Кроме того, в карбонатных прослоях иногда фиксируется примесь детрита брахиопод и криноидей, забрасываемого в лагунно-заливный бассейн во время штормов. В разрезе среднего девона в скв. Л-2 фиксируются как многочисленные мелкие слойки, так и крупные пласты галита, а в скв. Л-3 на этом уровне отмечаются только редкие мелкие включения соли. Такое очаговое распределение галита некоторые исследователи связывают с активными зонами разломов [Старосельцев, Дивина, 2012]. Однако эта версия не объясняет отсутствие признаков галитизации в нижележащих породах и в девонских отложениях некоторых скважин, расположенных непосредственно в разломных зонах. Вероятнее всего, накопление галита происходило за счет естественной мелководно-лагунной седиментации [Матухин, 1991]. Солевые осадки отлагались в небольших по площади кратковременно существовавших солеродных бассейнах, «соляных ваннах» с постоянным подтоком нормально-соленых морских вод, которые образовывались в наиболее удаленных от зон морского питания участках, т. е. в далеко вдающихся заливах моря, занимавших промежуточное положение между открытым морем и областью основного соленакопления [Жарков, 1974]. На это указывает и состав солевых толщ, содержащих обильную примесь глинисто-сульфатного и карбонатного материала.

В позднем девоне наблюдается постепенное обмеление бассейна и доминирование осадков приливно-отливной зоны. Верхние горизонты девона, как и каменноугольные отложения нижнего отдела, размыты в результате визейской регрессии.

Углистые аргиллиты, углисто-глинистые алевролиты и песчаники ханарской свиты средневерхнего карбона имеют континентальное происхождение и сформировались, вероятно, в условиях озерно-болотистой прибрежной равнины. В среднем карбоне в разрезе рассматриваемых скважин отмечаются многочисленные уровни с внедрением траппов.

В ранней перми на севере Ледянского поднятия продолжали накапливаться континентальные терригенно-угленосные отложения, а в поздней перми здесь начинают развиваться вулканогенные образования, отвечающие этапу траппового магматизма позднепермского-нижнесреднетриасового возраста.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ И ФЛЮИДОУПОРЫ

Анализ распределения пористости и проницаемости по разрезу показал, что в охарактеризованной его части выделяются три уровня пород с наиболее высокими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС), которые можно рассматривать в качестве коллекторов (рис. 3).

К первому уровню относятся песчаники кунтыкахинской свиты среднего ордовика прибрежно-морского генезиса, которые обладали хорошими первичными (синседиментационными) коллекторскими свойствами. Несмотря на то, что развитие порового карбонатно-сульфатного и кварцевого регенерационного типов цементов сократило пустотное пространство, значения пористости в них варьируют от 7 до 16 %, проницаемость составляет в среднем около 0.1×10^{-3} мкм², а в отдельных пластах достигает 100×10^{-3} мкм². Наиболее высокие показатели наблюдаются в интервалах с минимальным содержанием вторичного цемента. Глинисто-карбонатные отложения оранской и хукэлченской свит нижнего силура с крайне низкими значениями пористости до 1—2 % и проницаемости $\leq 0.001 \times 10^{-3}$ мкм² могут быть перспективны в качестве флюидоупора.

16 — галит; 17 — интракласты; 18 — оолиты; 19 — строматолиты; 20 — строматопораты; 21 — кораллы; 22 — криноидеи; 23 — раковинная фауна; 24 — стратиграфические перерывы; 25 — четвертичная система; 26 — триас; 27 — пермь; 28 — нерасчлененные триас и пермь; 29 — карбон; 30 — девон; 31 — силур; 32 — ордовик. Свиты: kk — кунтыкахинская, mg — мойеронская, or — оранская, hkl — хукэлченская, mnl — мунильская, nrk — неракачинская, kr — кираская, mnt — мантуровская, jk — юктинская, nk — накахозская, klr — каларгонская, hnr — ханарская. Ярусы: К. — карадокский, Вен. — венлокский, Пр. — пржидольский, Эмс. — эмский, Жив. — живетский, Фр. — франский, Ф. — фаменский.

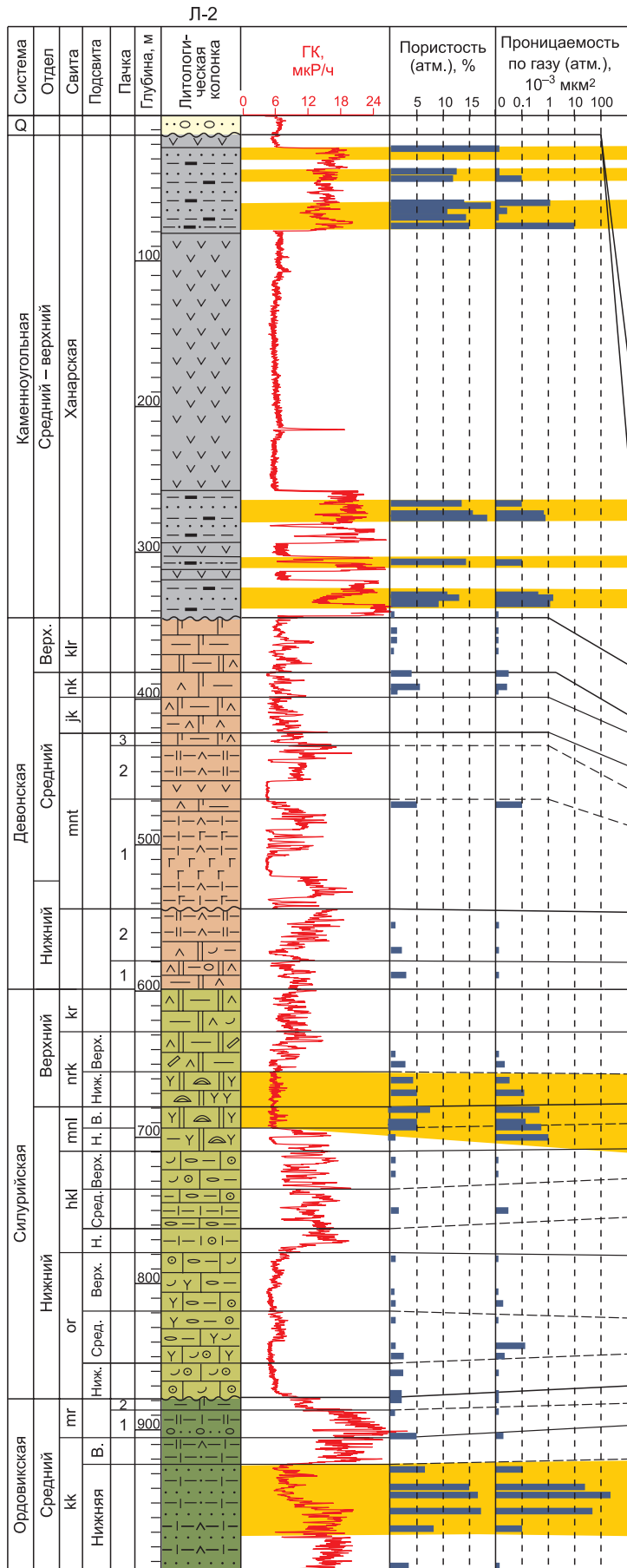


Рис. 3. Распределение пористости и проницаемости в палеозойском разрезе Ледянского поднятия. Желтым цветом показаны уровни потенциальных коллекторов.

Усл. обозн. см. на рис. 2

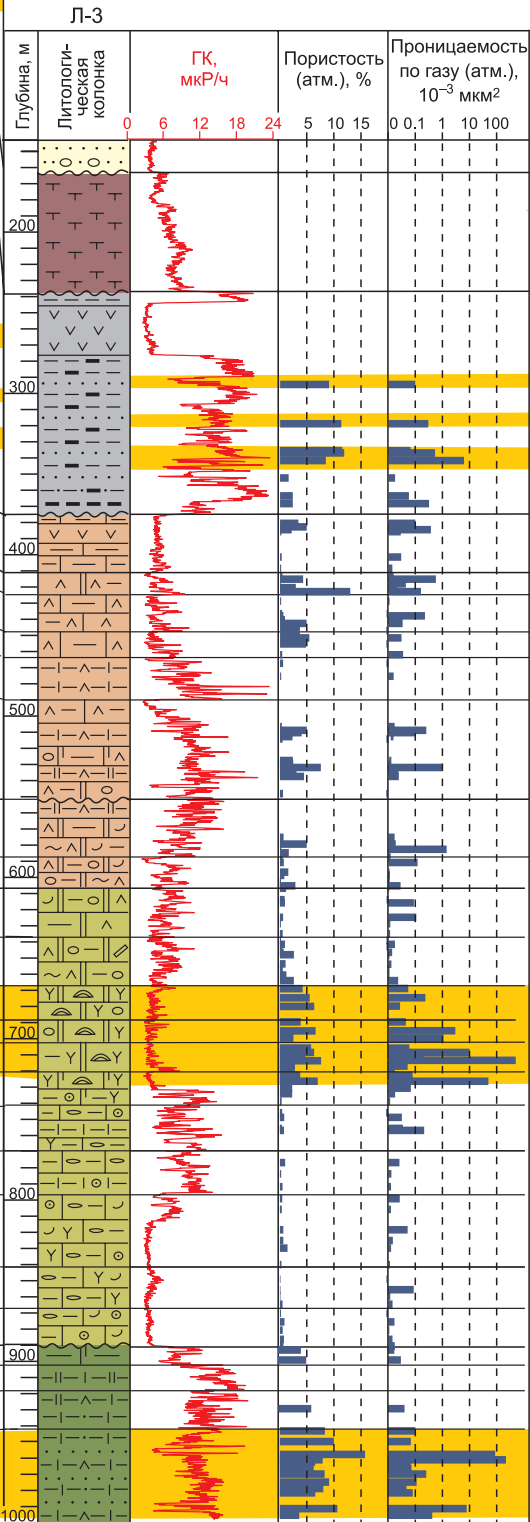


Таблица 1. Геохимические характеристики органического углерода ордовика—девона скв. Ледянская-3 и карбона скв. Ледянская-3 и Ледянская-2

Параметр	C ₂₋₃ ханарская свита	D ₃			D ₂			D ₁ неращущая толща	S ₂		S ₁			O ₂	
		каларгонская	накозская	юктинская	мантуровская	кираская	неракачинская		мунильская	хукачинская	оранская	мойронская	кунтыкинская		
Н.о., % на породе	24.0—93.0 82.6 (28)	1.6—38.8 11.9 (5)	5.6—19.6 11.5 (3)	10.4—39.0 24.3 (6)	6.2—64.0 37.2 (17)	10.8—22.2 18.2 (7)	1.1—34.0 13.9 (9)	1.6—7.6 4.6 (2)	25.0—49.3 35.3 (11)	5.2—59.0 19.8 (9)	14.0—61.0 41.1 (4)	27.4—82.0 61.7 (9)			
C _{орг} , % на породе	0.6—38.9 7.6 (28)	0.1—0.3 0.2 (5)	0.2—2.5 1.0 (3)	0.1—0.7 0.3 (6)	0.1—0.4 0.2 (17)	0.1—0.2 0.1 (7)	0.1—0.2 0.2 (9)	0.2 0.2 (2)	0.1 0.1 (11)	0.1—0.2 0.1 (9)	0.1—0.2 0.2 (4)	0.04—0.2 0.1 (9)			
δ ¹³ C, ‰	-24.0—-22 -23.5 (14)	-27.7 (1)	-27.9 (1)	-29.9...-26.7 -28.3 (2)	-29.7...-27.3 -28.6 (4)	-29.2 (1)	-30.2 (1)	-28.0 (1)	-27.4 (1)	-30...-26 -28.3 (2)	-29.4 (1)	-25.7 (1)			

Примечание. Здесь и в табл. 2: над чертой — разброс значений, под чертой — среднее значение, в скобках — количество образцов.

Второй уровень развития коллекторов связан с крупной рифогенной кораллово-строматопоратовой постройкой, сформированной в силуре во время накопления мунильской и неракачинской свит. Многочисленные каверны и поры выщелачивания, присутствующие в ней, развивались по первичным пустотам в скелетах колониальных организмов и между ними. Однако последующая частичная, реже полная цементация пустот постседиментационным доломитом значительно снизила открытую пористость, значения которой в рифогенных породах в среднем около 5 %. Дополнительную емкость создают многочисленные микростилолиты, развивающиеся по плоскостям напластования и выполненные битуминозным веществом. Отмечается широкое развитие открытых трещин, часто с щелевидными расширениями за счет процессов растворения. Невысокие значения пористости при относительно высокой проницаемости от 1×10^{-3} до 495×10^{-3} мкм² позволяют предположить наличие на этом уровне коллектора каверново-трещинного типа [Багринцева и др., 2003]. Покрышкой могут служить практически непроницаемые карбонатно-сульфатно-глинистые отложения и пласты каменной соли девонского возраста.

Третий потенциальный горизонт развития пород коллекторов — это песчаники ханарской свиты карбона прибрежно-континентального генезиса, которые обладают высокими значениями пористости от 5 до 10—17 % и проницаемости $1—10 \times 10^{-3}$ мкм². К сожалению, выше этого уровня отсутствует выдержанный надежный флюидоупор. Однако в качестве локальных покрышек здесь могут выступать тела долеритов в отложениях карбона и туфогенные образования пермотриасового возраста.

Поскольку в настоящем исследовании авторы не располагали керном из кембрийской части разреза для прогноза вероятных уровней развития коллекторов и флюидоупоров, их характеристика не рассматривается. Из общегеологических соображений, кембрийский комплекс является на рассматриваемой территории перспективным.

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ

В работе впервые для района исследований было выполнено изучение органической геохимии разреза по схеме, принятой в ИНГТ СО РАН. Результаты сведены в табл. 1, 2 и показаны на рис. 4.

Средний—верхний карбон (ханарская свита). Содержание органического углерода в аргиллитах ханарской свиты варьирует от 0.6 до 7.2 %. В углистых аргиллитах и высокозольных углях оно меняется от 10 до 40 %.

Рассеянное органическое вещество и угли ханарской свиты генетически связаны с высшей наземной растительностью, на что указывают относительно низкое содержание в органическом веществе изотопа ¹²C (δ¹³C меняется от -24.4 до -22.5 ‰) и низкое содержание водорода в керогене (3.1—4.3 %).

Отражательная способность витринита в масле в породах среднего—верхнего карбона в скважинах Ледянская-2 и Ледянская-3 очень высокая. Она показывает, что на глубинах до 300—340 м при незначительных вариациях в значениях R_{vt}⁰ катагенез органического вещества очень высокий, он достиг градации апокатагенеза и метакатагенеза (полуантрацитовая, антрацитовая и мегаантрацитовая стадии по угольной шкале катагенеза), и только в скв. Ледянская-3 на глубинах 370—375 м уровень катагенетической преобразованности ниже и отвечает мезокатагенезу. Такой высокий катагенез органического вещества показывает, что оно подверглось контактовому катагенезу за счет внедрения интрузий траппов.

Угли ханарской свиты претерпели первоначально в эпоху пермотриасового магматизма контактовый катагенез и метаморфизм, а

Таблица 2. Битумоиды, их групповой состав и углеводороды-биомаркеры в силуре и девоне скв. Ледянская-3 и карбоне скв. Ледянская-3 и Ледянская-2

Параметр	C ₂₋₃	D ₃	D ₂		D ₁	S ₂		
	ханарская свита	каларгонская	юктинская	мантуровская	нерасчлененная толща	кираская	неракачинская	
$b_{хл}$, % на породу	<u>0.001—0.83</u> 0.13 (17)	<u>0.01—0.03</u> 0.03 (2)	<u>0.02—0.26</u> 0.14 (2)	<u>0.07—0.08</u> 0.08 (2)	<u>0.02—0.03</u> 0.02 (2)	0.02	0.04	
β , %	<u>0.1—2.0</u> 0.8 (14)	<u>3.1—7.6</u> 5.3 (2)	<u>5.2—7.6</u> 6.4 (2)	<u>8.5—16.0</u> 12.2 (2)	<u>4.8—5.7</u> 5.2 (2)	7.0	17.2	
Групповой состав, % на битумоид	насыщенные УВ	<u>5.5—29.2</u> 13.2 (14)	<u>30.9—47.4</u> 39.2 (2)	<u>11.9—18.9</u> 15.4 (2)	<u>16.4—28.4</u> 22.4 (2)	<u>20.5—32.5</u> 26.5 (2)	33.2	39.1
	ароматические УВ	<u>6.3—50.6</u> 24.0 (14)	<u>11.0—17.4</u> 14.2 (2)	<u>15.2—18.5</u> 16.9 (2)	<u>20.7—30.0</u> 25.4 (2)	<u>15.2—19.4</u> 17.3 (2)	16.5	17.4
	смолы	<u>35.1—68.8</u> 53.2 (14)	<u>41.6—48.7</u> 45.2 (2)	<u>45.9—63.2</u> 54.5 (2)	<u>43.3—47.6</u> 45.4 (2)	<u>46.2—57.5</u> 51.8 (2)	47.6	42.4
	асфальтены	<u>3.5—34.2</u> 10.3 (14)	<u>2.9</u> 2.9 (2)	<u>9.7—16.7</u> 13.2 (2)	<u>3.3—10.3</u> 6.8 (2)	<u>2.6—6.1</u> 4.3 (2)	2.7	1.1
Ациклические УВ	Pr/Ph	<u>0.2—2.2</u> 1.3 (14)	<u>0.8—1.0</u> 0.9 (2)	<u>0.8—1.1</u> 0.9 (2)	<u>0.8—1.0</u> 0.9 (2)	<u>0.3—1.1</u> 0.7 (2)	0.9	1.0
	Pr/nC ₁₇	<u>0.1—1.0</u> 0.6 (14)	<u>0.6—0.7</u> 0.6 (2)	<u>0.2—0.5</u> 0.3 (2)	<u>0.4—0.8</u> 0.6 (2)	<u>0.9—1.1</u> 1.0 (2)	0.3	0.2
	Ph/nC ₁₈	<u>0.1—0.5</u> 0.3 (14)	<u>0.6—0.9</u> 0.7 (2)	<u>0.2—0.3</u> 0.2 (2)	<u>0.5—0.9</u> 0.7 (2)	<u>1.3</u> 1.3 (2)	0.3	0.3
	nC ₂₇ /nC ₁₇	<u>0.3—4.6</u> 1.6 (14)	<u>0.1—0.9</u> 0.5 (2)	<u>1.0—2.0</u> 1.5 (2)	<u>0.9—1.4</u> 1.1 (2)	<u>0.5—1.8</u> 1.1 (2)	0.8	1.0
	СРІ	<u>1.0—1.5</u> 1.3 (14)	<u>1.1—1.2</u> 1.2 (2)	<u>1.1—1.2</u> 1.1 (2)	<u>1.0—1.2</u> 1.1 (2)	<u>1.5—1.6</u> 1.5 (2)	1.1	1.0
Стераны	$\beta\alpha/(\alpha\alpha+\beta\beta)$	<u>0.1—0.5</u> 0.4 (13)	<u>0.6—0.7</u> 0.6 (2)	<u>0.3—0.5</u> 0.4 (2)	<u>0.2—0.7</u> 0.5 (2)	<u>0.5</u> 0.5 (2)	0.6	0.7
	C ₂₉ /C ₂₇	<u>1.2—9.7</u> 4.5 (13)	<u>0.9—1.2</u> 1.1 (2)	<u>1.8—2.2</u> 2.0 (2)	<u>1.1—1.4</u> 1.3 (2)	<u>1.4—1.8</u> 1.6 (2)	0.6	1.2
	$\beta\beta(20S+20R)/\alpha\alpha20R$ в C ₂₉	<u>0.6—3.4</u> 1.5 (13)	<u>1.1—2.6</u> 1.8 (2)	<u>0.6—1.4</u> 1.0 (2)	<u>1.4—1.6</u> 1.5 (2)	<u>0.9—1.7</u> 1.3 (2)	1.0	1.5
Терпаны	T _s /T _m в гопанах	<u>0.01—0.4</u> 0.1 (13)	<u>0.1—0.7</u> 0.4 (2)	<u>0.2</u> 0.2 (2)	<u>0.1—0.4</u> 0.2 (2)	<u>0.04</u> 0.04 (2)	0.04	0.3
	C ₃₅ /C ₃₄ в гомогпанах	<u>0.2—1.6</u> 0.9 (13)	<u>0.2—0.8</u> 0.5 (2)	<u>0.2—0.3</u> 0.3 (2)	<u>0.2</u> 0.2 (2)	<u>0.2</u> 0.2 (2)	0.3	0.4
	2C ₁₉₋₂₀ /C ₂₃₋₂₆ в трицикланах	<u>0.6—8.9</u> 3.4 (13)	<u>0.7—4.9</u> 2.8 (2)	<u>1.1—2.9</u> 2.0 (2)	<u>1.1—4.3</u> 2.7 (2)	<u>1.5—3.8</u> 2.7 (2)	3.5	4.6
	гопаны C ₂₇₋₃₅ /трицикланы C ₁₉₋₃₁	<u>1.1—36.8</u> 20.8 (13)	<u>3.5—16.3</u> 9.9 (2)	<u>18.4—24.1</u> 21.3 (2)	<u>8.4—51.7</u> 16.9 (2)	<u>15.6—18.2</u> 16.9 (2)	12.4	15.3

затем гипергенное окисление. За счет этого в них при высокой отражательной способности витринита и низком содержании водорода (в % на горючую массу) угли содержат относительно низкие концентрации углерода и высокие кислорода.

Содержание битумоидов в аргиллитах невысокое — 0.005—0.06 %, битумоидный коэффициент — 0.1—2.0 %.

По групповому составу битумоиды ханарской свиты делятся на две группы (см. табл. 2). В групповом составе битумоидов первой группы преобладают смолы и асфальтены. Содержание смол меняется от 50 до 70 %, асфальтенов — от 3.5 до 15.0 %. В одном из образцов этой группы (скв. Ледянская-3, 308 м) содержание асфальтенов аномально высокое — 34.2 %, а суммы смол и асфальтенов — 84.7 %. В основной массе битумоидов этой группы ароматических углеводородов существенно больше, чем насыщенных. Отношение их концентраций равно 0.5—0.8. Однако в единичных образцах преобладают насыщенные углеводороды (рис. 5). В этих образцах соотношение насыщенных и ароматических углеводородов меняется в интервале 1.2—1.7.

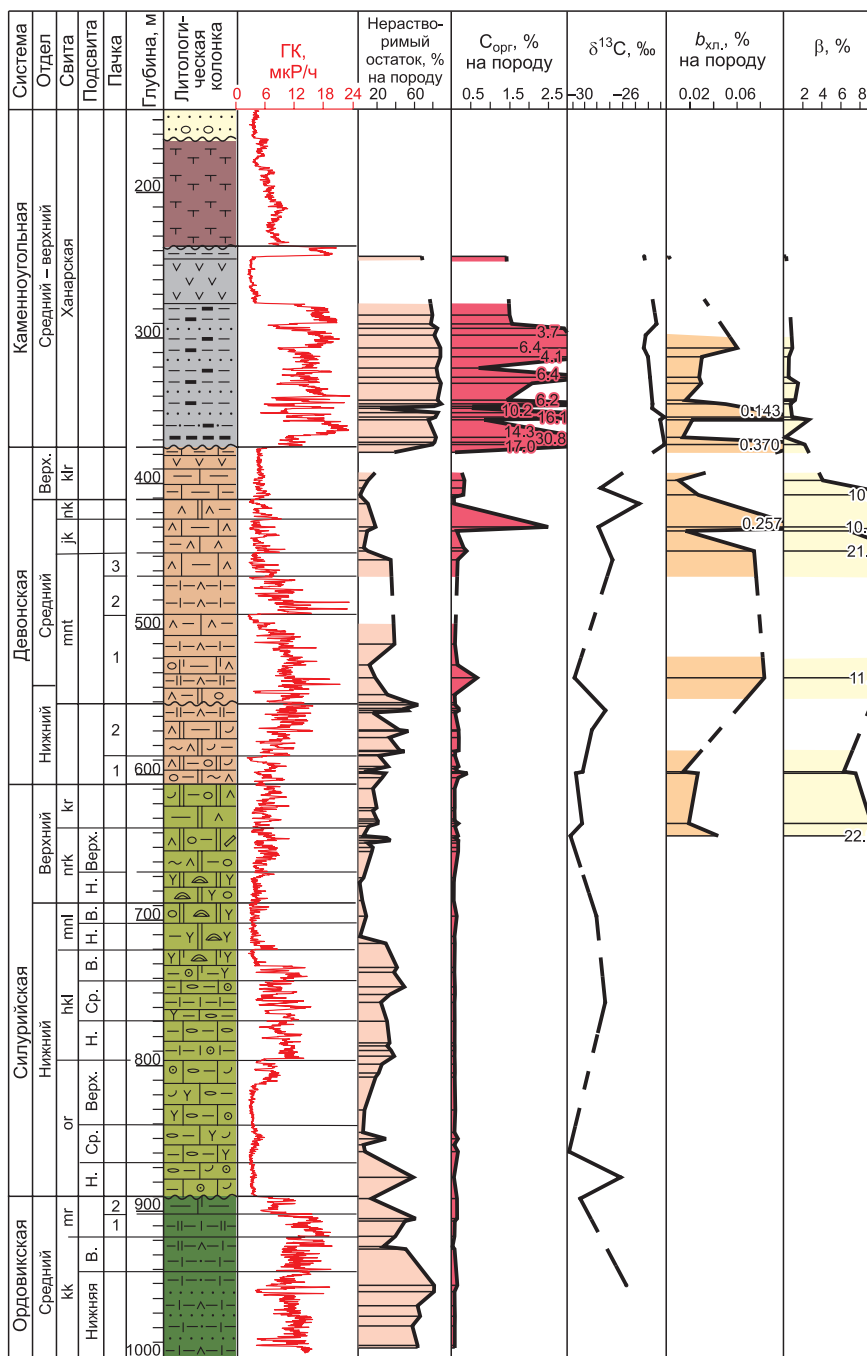


Рис. 4. Литолого-геохимический разрез палеозоя скв. Ледянская-3.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Во второй группе битумоидов концентрация углеводородов около 50 % (49.5—61.2 %). В этой группе битумоидов концентрация смол около 40 %, асфальтенов — до 10 %. В битумоидах этой группы насыщенных углеводородов меньше, чем ароматических. В них соотношение насыщенных и ароматических углеводородов меняется в интервале 0.2—0.3.

Был изучен состав углеводородов-биомаркеров в битумоидах ханарской свиты. В составе *n*-алканов битумоидов описываемой свиты в максимальных концентрациях, как правило, находятся углеводороды C₂₃—C₂₇. В единичных образцах в высоких концентрациях находятся углеводороды C₁₇—C₁₉ и одновременно C₂₃—C₂₇. Важно подчеркнуть, что в большинстве образцов битумоидов концентрации углеводородов C₂₃ и C₂₅ выше, чем углеводородов C₂₄ и C₂₆.

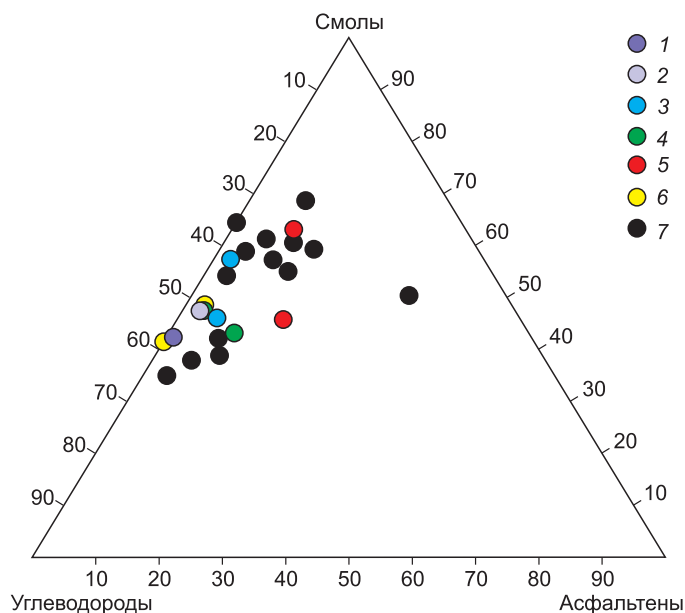


Рис. 5. Тригонограмма группового состава битумоидов для палеозоя Ледянской площади на северо-западе Сибирской платформы.

Образцы из свит: 1 — неракачинская (S_2), 2 — кираская (S_2), 3 — нерасчлененная толща (D_1), 4 — мантуровская (D_2), 5 — юктинская (D_2), 6 — каларгонская (D_3), 7 — ханарская (C_{2-3}).

C_{27} — C_{30} . В большинстве изученных образцов битумоидов вторым по концентрации являются метилхолестаны (C_{28}), в единичных образцах холестераны (C_{27}) (рис. 6). В минимальных концентрациях присутствуют стераны C_{30} .

В составе терпанов во фракциях углеводородов битумоидов ханарской свиты основной группой углеводородов являются гопаны. Далее в большинстве изученных образцов по последовательно снижающейся концентрации идут моретаны, трицикланы и тетрацикланы. Среди гопанов в максимальной концентрации находится гопан C_{31} и только в двух образцах собственно гопан — C_{30} . В составе гопанов углеводород с 27 атомами углерода T_s (C_{27}), новообразующийся при катагенезе, присутствует в существенно меньших концентрациях, чем углеводород T_m (C_{27}), наследующий скелет от липидов живого вещества, соответственно, отношение концентраций этих углеводородов T_s/T_m низкое — 0.01—0.4.

Совместный анализ всей совокупности описанных геохимических данных показывает по одним параметрам их согласованность, по другим — их противоречивость.

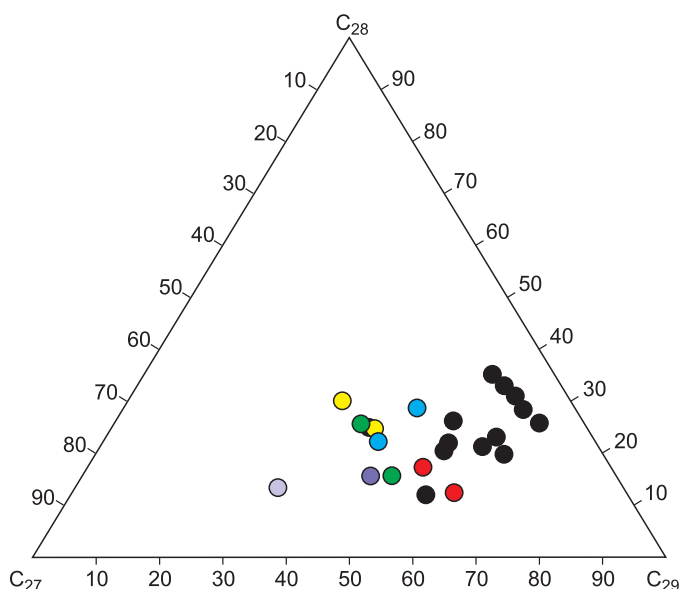
Петрографические исследования органического вещества, изотопный состав углерода в нем, повышенное содержание в составе насыщенных алифатических высокомолекулярных n -алканов C_{23} — C_{27} , стеранов C_{29} , высокие значения трицикланового индекса в совокупности указывают, что источником этого органического вещества и битумоидов в его составе была высшая наземная растительность (террагенное органическое вещество). Это указывает на сингенетичность рассеянных битумоидов вмещающей угленосной толще.

Высокая отражательная способность витринита является свидетельством его высокой катагенетической преобразованности в результате контактового катагенеза (см. выше, разрез насыщен интрузиями долеритов).

Вместе с тем преобладание среди высокомолекулярных n -алканов соединений с нечетным числом атомов углерода в цепи и низкие значения T_s/T_m указывают, что органическое вещество, в котором образовались битумоиды, не подвергалось высокому катагенезу. Это «кажущееся» противоречие тре-

Рис. 6. Тригонограмма стеранов в битумоидах палеозоя Ледянской площади на северо-западе Сибирской платформы.

Усл. обозн. см. на рис. 5.



бует объяснения. Скорее всего, рассеянные битумоиды ханарской свиты являются аллохтонными продуктами посттрапповой миграции. На широкое развитие таких процессов на Сибирской платформе ранее указывали Т.К. Баженова, С.И. Гольдберг, С.А. Кашенко, А.Э. Конторович, А.И. Ларичев и др. [Гольдберг, Макаров, 1966; Баженова, Кашенко, 1971; Конторович и др., 1978; Геология..., 1981]. Миграция этих углеводородов происходила, скорее всего, из депрессионных зон, где разрез не насыщен или существенно менее насыщен интрузиями долеритов.

Девон. Содержание органического углерода в осадочных породах девона в районе исследований независимо от литологии пород низкое, от 0.1 до 0.7 %. Исключением является юктинская свита, в доломитах которой среднее содержание органического углерода равно 0.3 %, в одном образце глинистого доломита юктинской свиты концентрация $C_{\text{орг}}$ достигает 2.5 %.

Керогены ОВ девона содержат в повышенных концентрациях изотоп ^{12}C , в них $\delta^{13}\text{C}$ меняется от -27.3 до -29.7 ‰. Исключение составляют два образца, в которых значения $\delta^{13}\text{C}$ равно -24.7 и -26.7 ‰. Изотопный состав углерода керогена указывает на аквагенную природу (планктон, бактерии, археи) исходного органического вещества. В единственном образце с содержанием $C_{\text{орг}}$ более 1 % значение T_{max} при пиролизе равно 438 °С, что позволяет предполагать катагенез на уровне МК_1^2 — МК_2 .

Содержание битумоидов в доломитах и мергелях девона меняется в интервале от 0.01 и 0.07 % на породу. В глинистых доломитах оно выше и в одном образце юктинской свиты достигает 0.26 %. Групповой состав позволяет предполагать их аллохтонную природу: битумоидный коэффициент в них высокий, от 7 до 21 %, в групповом составе большинства битумоидов концентрация углеводородов около 50 % (46.4—58.4 %), среди углеводородов преобладают насыщенные, отношение концентраций насыщенных и ароматических углеводородов в среднем 1.6, в единичных образцах достигает 4.3. Концентрация асфальтенов в битумоидах невысокая. В составе стеранов концентрации этилхолестанов (до 55.3 %), как правило, несколько выше, чем холестеранов (до 33.1 %). В составе терпанов по концентрации резко преобладают гопаны (82—89 %). Трициклановый индекс в изученных образцах меняется от 0.7 до 4.3.

Есть основания предполагать, что в составе битумоидов девона значительна примесь аллохтонных битумоидов. Судя по составу, они могли мигрировать из нижнепалеозойских или верхнепротерозойских пород, залегающих ниже [Конторович и др., 1982, 1999].

Ордовик—силур. Содержание органического углерода в осадочных породах ордовика (кунтыкахинская и мойеронская свиты) и силура (оранская и кираская свиты) в районе исследований независимо от литологии пород очень низкое, от 0.04 до 0.2 %. При таких содержаниях органического углерода невозможно проводить пиролитические исследования, выделить керогены и сколько-нибудь детально исследовать битумоиды. Единственная информация, которую удалось получить, это изотопный состав керогена углерода, который указывает на повышенные концентрации изотопа ^{12}C , $\delta^{13}\text{C}$ меняется от -30.4 до -27.4 ‰. И лишь в двух образцах значение $\delta^{13}\text{C}$ равно -26.1 и -25.7 ‰. Большинство анализов однозначно указывает на аквагенную природу (планктон, бактерии, археи) исходного органического вещества [Конторович и др., 1985а, б].

Битумоиды удалось выделить только в двух образцах доломитов силура. Содержание битумоидов в них ничтожно — 0.02 и 0.04 % на породу. Групповой состав позволяет предполагать их аллохтонную природу: битумоидный коэффициент в них высокий, а в составе углеводородов насыщенные соединения резко преобладают над ароматическими, концентрация алифатических и циклоалифатических углеводородов в два раза выше, чем ароматических. В составе стеранов в одном образце существенно преобладает концентрация холестеранов (54.2 %), во втором — концентрация этилхолестанов (45.0 %) выше, чем холестеранов (31.2 %). В составе терпанов по концентрации резко преобладают гопаны (> 80 %). Трициклановый индекс в изученных образцах очень высокий — 3.5 и 4.6.

В изученной части разреза нефтепроизводящих пород с высоким начальным генерационным потенциалом не выделено. Вместе с тем повсеместное наличие аллохтонных битумоидов указывает, что в палеозойском разрезе Курейской синеклизы интенсивно протекали процессы вторичной миграции битумоидов [Неручев, 1962]. Можно предполагать, что очаги генерации углеводородов находились в зоне района исследований ниже по разрезу либо в пределах наиболее погруженной части Курейской синеклизы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследования палеозойских отложений, вскрытых скважинами в разрезах Северо-Тунгусской нефтегазоносной области на Ледянской площади, сводятся к следующему.

1. На Ледянской площади вскрыт мощный разрез средневерхнепалеозойских отложений, характеризующийся неоднородным составом и внедрением трапповых интрузий. На основании литологических исследований выяснено, что ордовик представлен преимущественно терригенными породами.

В силуре доминируют карбонатные отложения. Девон характеризуется смешанным терригенно-сульфатно-карбонатным составом. Карбон сложен углисто-терригенными породами.

2. Установлено, что осадконакопление в ордовикско-девонский период происходило в широком спектре мелководно-морских обстановок: прибрежных частях открытого шельфа, приливно-отливных отмелях, засоленных мелководных лагунах и рифовых зонах. В карбоне господствовала прибрежно-континентальная седиментация.

3. В изученной части разреза выделены три потенциальных горизонта развития пород-коллекторов: — песчаники ордовика;

— рифогенные породы силура, в которых наиболее интенсивно прошли постседиментационные процессы выщелачивания и стилолитобразования;

— песчаники карбона, в которых сохранилась первичная пористость.

В качестве флюидоупоров этих резервуаров могут выступать глинисто-карбонатные породы нижнего силура, девонские карбонатно-сульфатно-глинистые пачки и пласты галита, тела долеритов в нижнекаменноугольных отложениях, а также пермотриасовые туфогенные породы.

4. Главными источниками генерации углеводородов должны были являться отложения верхнего протерозоя и во внутренних районах Курейской синеклизы нижнесреднекембрийского куонамского комплекса, обогащенные аквагенным органическим веществом. В качестве нефтепроизводящей можно также рассматривать среднедевонскую юктинскую свиту, аквагенное ОВ которой могло генерировать небольшие количества жидких УВ [Зуева, 1979].

5. Битуминологические исследования показали, что во всей изученной части разреза повсеместно встречаются аллохтонные битумоиды. Это подтверждает, что в осадочном чехле Северо-Тунгусской нефтегазоносной области протекали процессы миграции углеводородов. Подтверждена посттрапповая фаза миграции углеводородов, что косвенно свидетельствует о наличии сохранившихся скоплений углеводородов в разрезе. Исследование геохимии углеводородов-биомаркеров в аллохтонных нафтидах показывает, что источниками части мигрировавших углеводородов были угленосные отложения верхнего палеозоя. Источником аллохтонных битумоидов в среднем и нижнем палеозое могло быть аквагенное органическое вещество верхнепротерозойских и кембрийских, отчасти девонских осадочных толщ.

6. Установлено, что разрез верхнего палеозоя интенсивно насыщен интрузиями траппов, как и в Южно-Тунгусской НГО и южнее р. Нижняя Тунгуска. В остальной изученной части разреза интрузии долеритов имеют небольшую мощность и не могли оказать серьезного негативного влияния на нефтегазоносность [Конторович и др., 1987, 1997; Старосельцев, 1990].

В целом полученные материалы не противоречат представлениям о высоких перспективах нефтегазоносности Северо-Тунгусской НГО.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Ред. А.П. Виноградов. Т. 1. М., ГУГК, 1968; Т. 2. М., ГУГК, 1969.

Багринцева К.И., Бочко Р.А., Дмитриевский А.Н. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., Иван Федоров, 2003, 264 с.

Баженова Т.К., Кащенко С.А. Основные этапы миграции нефти в Тунгусском нефтегазоносном бассейне // Труды СНИИГГиМСа, Новосибирск, 1971, вып. 137, с. 130—136.

Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М., Недра, 1981, 552 с.

Гольдберг И.С., Макаров К.К. Основные этапы и стадии миграции нефти в Тунгусской синеклизе и Анабарской антеклизе (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 1966, (3), с. 3—19.

Дивина Т.А., Старосельцев В.С., Лопушинская Т.В., Ядренкина А.Г. Ордовик и силур Ледянской площади по данным бурения // Геология и геофизика, 1992, (3), с. 19—27.

Дивина Т.А., Егорова Л.И., Салихов А.А., Старосельцев В.С., Белобородова Г.В. Новые материалы по стратиграфии докембрия и кембрия северо-востока Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (7), с. 23—33.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М., Недра, 1974, 392 с.

Зуева Т.Н. Геохимические критерии нефтегазоносности девонских и нижнекаменноугольных отложений // Закономерности размещения скоплений нефти и газа на Сибирской платформе. Новосибирск, 1979, с. 42—48 (Труды СНИИГГиМСа, вып. 271).

Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Сычев О.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2007, 269 с.

Конторович А.Э., Бабина Н.М., Богородская Л.И., Кащенко С.А., Ларичев А.И., Мельникова В.М., Соболев П.Н., Стасова О.Ф. История залежей нефти и газа в верхнедокембрийских и нижне-среднепалеозойских отложениях Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. Новосибирск, 1978, с. 61—97 (Труды СНИИГГиМСа, вып. 264).

Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. Главные зоны нефтегазоаккумуляции в Лено-Тунгусской провинции // Развитие учения академика И.М. Губкина в нефтяной геологии Сибири. Новосибирск, Наука, 1982, с. 22—42.

Конторович А.Э., Богородская Л.И., Гольшев С.И. Распределение стабильных изотопов углерода в седикахитах различной генетической природы // Геология и геофизика, 1985а (7), с. 3—11.

Конторович А.Э., Богородская Л.И., Гольшев С.И. Закономерности фракционирования изотопов углерода в седикахитах // Геология и геофизика, 1985б (9), с. 34—42.

Конторович А.Э., Мельников Н.В., Старосельцев В.С., Хоменко А.В. Влияние интрузивных траппов на нефтегазоносность палеозойских отложений Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1987 (5), с. 14—20.

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 нефтидообразования и нефтидоаккумуляции на Северо-Азиатском кратоне // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1676—1693.

Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Старосельцев В.С., Мандельбаум М.М., Мигурский А.В., Моисеев С.А., Сафронов А.Ф., Ситников В.С., Филиппов Ю.А., Хоменко А.В., Еремин Ю.Г., Быкова О.В. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы провинции // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (8), с. 851—862.

Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерализация). Новосибирск, Наука, 1991, 164 с.

Неручев С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти (результаты изучения органического вещества осадочных пород). Л., Гостоптехиздат, 1962, 224 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 43. СПб., ВСЕГЕИ, 2014, 49 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II. Средний и верхний палеозой. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1982, 129 с.

Старосельцев В.С. Осадочный комплекс под базальтами Тунгусской синеклизы — перспективный объект поиска УВ // Геология нефти и газа, 1990, № 1, с. 14—18.

Старосельцев В.С., Дивина Т.А. Механизм девонского соленакопления на северо-западе Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2012, № 2 (10), с. 88—95.

Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы / Ред. Р.Г. Матухин. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1995, 80 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В., Хромых В.Г., Базарова Л.С., Бергер А.Я., Ковалевская Е.О. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2000, 407 с.

Тесаков Ю.И., Симонов О.Н., Ковалевская Е.О., Лопушинская Т.В., Базарова Л.С., Бергер А.Я., Дивина Т.А., Москаленко Т.А., Хромых В.Г. Силур северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2002, 405 с.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Berlin, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010, 1006 p.

*Поступила в редакцию
16 августа 2016 г.*