

DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/32_2019

УДК 550.42:551.734/735(470.13)

Груздев Д.А., Котик И.С., Вевель Я.А., Журавлев А.В., Котик О.С.Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук (ФГБУН ИГ Коми НЦ УрО РАН), Сыктывкар, Россия, gruzdev@geo.komisc.ru**Приймак П.И.**

ООО «Тимано-Печорская газовая компания», Москва, Россия

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОКА КОСЬЮ-РОГОВСКОЙ ВПАДИНЫ (ПО ДАННЫМ СКВАЖИНЫ ЛЕВОГРУБЕЮСКАЯ-1)

Приводятся итоги изучения средне-верхнепалеозойского биогермно-отмельного комплекса на востоке Тимано-Печорской провинции. В результате литолого-петрографического изучения керна скв. Левогрубеюская-1 в девонско-каменноугольном интервале установлены фациальные аналоги типов разреза Большенадотского карбонатного комплекса. Предполагается, что полоса биогермно-отмельных образований края шельфа на всем ее протяжении сохраняла единый тип строения. Данные по фораминиферам и конодонтам позволили уточнить стратиграфическое расчленение разреза скважины. Проведенные геохимические исследования показали, что охарактеризованные керном девонско-каменноугольные отложения представлены преимущественно низкопродуктивными нефтегазоматеринскими породами. Средне- и высокопродуктивные нефтегазоматеринские породы предположительно слагают глинисто-карбонатные пачки средне-позднефранского возраста. Пиролитические данные и результаты определения по индексу окраски конодонтов указывают на высокий уровень зрелости органического вещества, соответствующий главной зоне газогенерации.

Ключевые слова: литолого-петрографическое изучение керна, фаши, органические вещества, углеводороды, верхний палеозой, Косью-Роговская впадина, Тимано-Печорская провинция.

Введение

Область складчато-надвиговых дислокаций востока Косью-Роговской впадины и прилегающего западного склона Урала рассматривается в качестве перспективной территории для обнаружения залежей углеводородов (УВ). В прошлые годы работами ОАО «Газпром» здесь проведен большой комплекс геофизических, буровых и научно-исследовательских работ [Геологическое строение..., 2015]. В настоящее время ООО «Тимано-Печорская газовая компания» продолжает изучение перспектив нефтегазоносности этой сложно построенной области. Поисковая скв. 1-Левогрубеюская пробурена за счет средств компании в зоне сочленения Косью-Роговской впадины и Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны. По результатам исследований керна предполагается, что в девонско-нижнекаменноугольной

части разреза скважины вскрыты мелководные карбонатные отложения, относящиеся к «рифогенному» палеозойскому комплексу, который прослеживается вдоль западного склона Урала [Приймак, Никонов, Куранова, 2013; Жукова, Петренко, 2015]. В этот комплекс входят также установленные в обнажениях бассейна рр. Большая Надота и Лемва позднедевонско-раннекаменноугольные биогермно-отмельные образования в составе Большенадотинского карбонатного комплекса и его обрамления. Доступность для изучения в естественных выходах позволила детально исследовать морфологию, строение и особенности распределения отдельных компонентов комплекса, на основании чего реконструировать историю его развития и построить модели седиментации для различных временных срезов [Елисеев, 1973; Skompski et al., 2001; Журавлев, 2012; Груздев, 2017].

Целью данных исследований являлась литолого-фациальная характеристика и оценка УВ-потенциала вскрытых скважиной палеозойских отложений, а также сопоставление с возрастными и фациальными аналогами в естественных выходах.

Геологическое строение

Исследуемая скв. Левогрубеюская-1 расположена в зоне сочленения интенсивно дислоцированных структур – Прилемвинской складчато-покровной зоны Косью-Роговской впадины и Восточно-Лемвинской складчато-покровной зоны Западного склона Урала [Прищепа и др., 2011] (рис. 1а). В структурно-формационном плане исследуемая территория расположена в области выхода батинальных сланцевых формаций Лемвинского покрова, которые надвинуты на девонско-нижнепермские отложения Нерцетинского паравтохтона [Юдин, 1994]. Сложное надвиговое строение отражено в разрезе скважины, где сверху вниз выделяется несколько покровов-пластин, образованных отложениями различных структурно-формационных зон (рис. 1б, с). Верхнюю часть разреза составляют нижнеордовикские глинистые отложения погурейской свиты Грубеинского покрова. Через тектоническое нарушение они контактируют с орогенными формациями нижней перми, под которыми залегают шельфовые карбонатные отложения девонско-каменноугольного возраста. Эта часть разреза выделяется в составе Харутинской пластины. Внутреннее строение пластины осложнено взбросо-надвигами, в результате чего наблюдается повторение верхнедевонско-каменноугольной части разреза. На глубине 3881 м и до забоя - 4106 м, скважиной снова вскрыты пермско-каменноугольные отложения, вероятно, относящиеся к паравтохтону.

Фактический материал

Основу данного исследования составили результаты литолого-петрографического, стратиграфического и геохимического изучений керна скв. Левогрубеюская-1 в диапазоне с 3 по 20 долбления. Ниже приводится описание охарактеризованных керном интервалов.

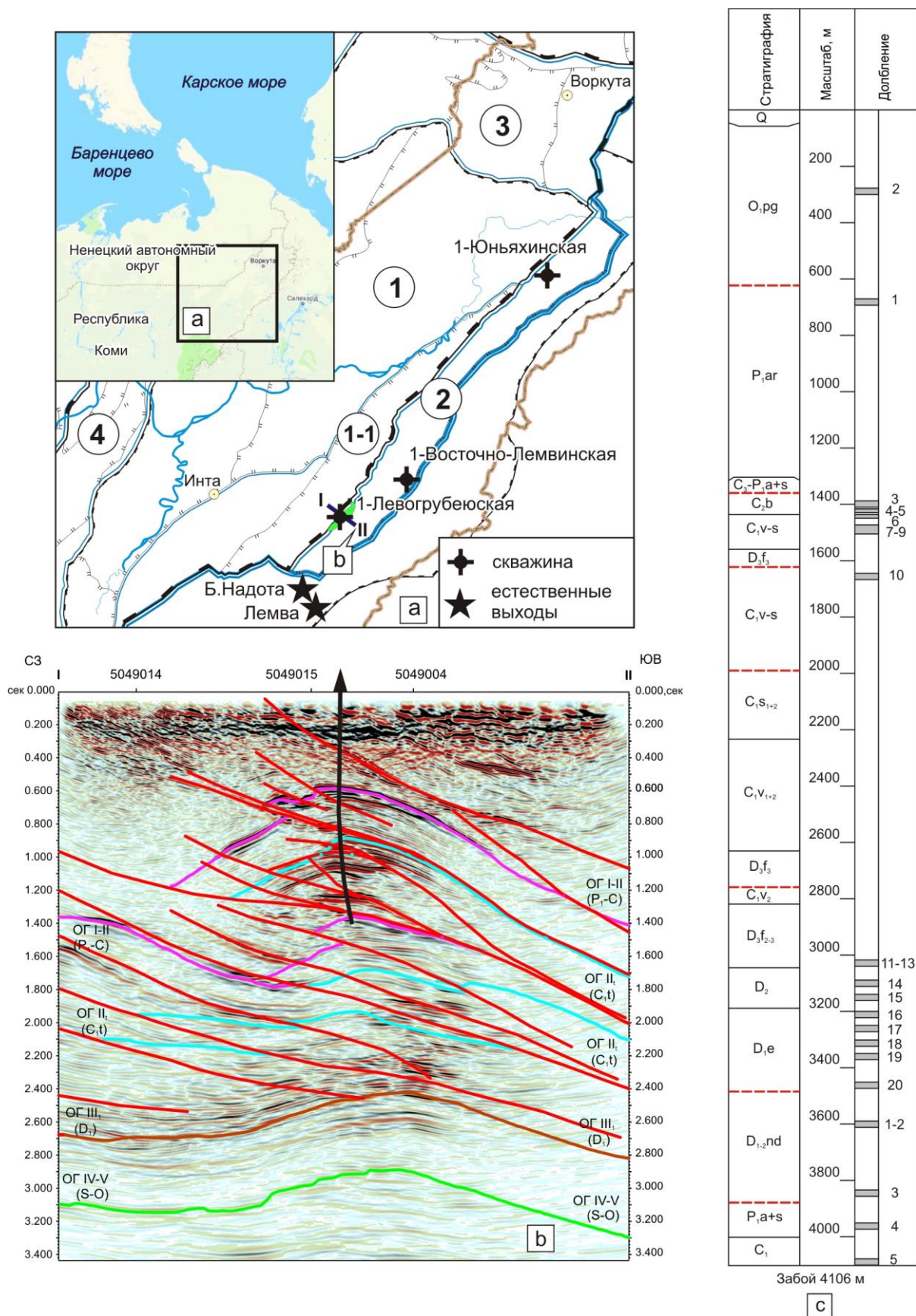


Рис. 1. Район и объект исследований

a – тектоническое районирование (по [Прищета и др., 2011]): 1 – Косью-Роговская впадина, 1-1 – Прилемвинская складчато-покровная зона, 2 – Восточно-Лемвинская складчато-покровная зона, 3 – Воркутское поперечное поднятие, 4 – гряда Чернышева; *b* – сейсмический временной разрез через Левогрубеюскую структуру; *c* – стратиграфическое расчленение скв. Левогрубеюская-1.

Долбление 3. Интервал глубин - 1395-1397 м. Чередование известняков тонко-мелкобиокластовых и тонкобиокластовых серых до светло-серых волнистослойчатых. Масштаб чередования - 0,1-0,2 м. Вниз по разрезу размер биокластов увеличивается до среднего и мелкого, встречаются отдельные остатки известковых водорослей. Микроскопически известняки представляют собой в различной степени перекристаллизованные фораминиферовые пакстоуны и грейнстоуны.

Керн рассечен разноориентированными прожилками белого кальцита. Местами отмечается высокая трещиноватость. Здесь А.И. Николаевым (ВНИГРИ) определены: *Eoschubertella ? propria* Nikolaev, 2005, *Staffellaeformes stshugorensis* Nikolaev, 2005 (гл. 1396,2 м) и *Eoschubertella ex gr. obscura* (Lee et Chen, 1930), *Staffellaeformes ? sp.*, *Pseudostaffella ex gr. Pseudostaffella proozawai* Kireeva, 1951, *Ps. cf. Ps. praegorskyi* Rauser, 1949, *Ps. cf. timanica* Rauser, 1951, *Ps. cf. Ps. nibelensis* Rauser, 1951 (гл. 1397 м). Встреченные фораминиферы характерны для верхней части башкирского яруса среднего карбона.

Возраст долбления 3 – С₂b₂.

Долбление 4. Интервал глубин - 1417-1417,7 м. Известняки от средне-мелкобиокластовых светло-серых (руд-грейнстоуны) в верхней части до мелкобиокластовых серых (грейнстоуны) в нижней части (рис. 2а). Вероятно, чередование с масштабом 0,1-0,15 м. Текстура пологоволнистослойчатая. В верхней части обнаружены конодонтовые элементы плохой сохранности *Declinognathodus ?*, *Neognathodus* sp., характерные для башкирского яруса среднего карбона. Фораминиферы *Tolyrammina* sp., единичные *Neoarchaediscus* sp., *Haplophragmina* cf. *Haplophragmina lata* Brazhnikova, 1983, *Insolentithea* sp., *Semiendothyra* sp., *Bradyina venusta* Reitlinger, 1951, *Palaeotexrulariidae*, *Plectostaffella* sp., *Pseudoendothyra ex gr. Pseudoendothyra variabilis* (Rauser, 1951), *Parastaffella preobrajenskyi* (Dutkevich, 1934), единичные *Eoschubertella ex gr. Eoschubertella obscura* (Lee et Chen). Возраст отложений - нижняя часть башкирского века, не древнее верхней половины северо-кельтменского времени. Встречены редкие зеленые водоросли зеленые водоросли *Epimastopora* sp., *Beresella* cf. *polyramosa* Kullik, 1964 и красные, похожие на *Pseudostacheoides loomisi* Petryk et Mamet, 1972 (гл. 1417,7 м). Присутствуют зачаточные оолиты.

Возраст долбления 4 – С₂b₁.

Долбление 5. Интервал глубин - 1417,1-1418,7 м. Известняки мелко-среднебиокластовые (фораминиферовые грейнстоуны) светло-серые, волнистокосослойчатые. Текстура подчеркнута распределением биокластического материала. Встречены фораминиферы - единичные *Pseudoglomospira* sp., *Paraarchaediscus convexus* (Grozdilova et Lebedeva, 1953), а также присутствуют *Eostaffella nauvalia* Rumyantseva, *Plectostafella* sp., *Pseudoendothyra mathildae* (Dutkevich).

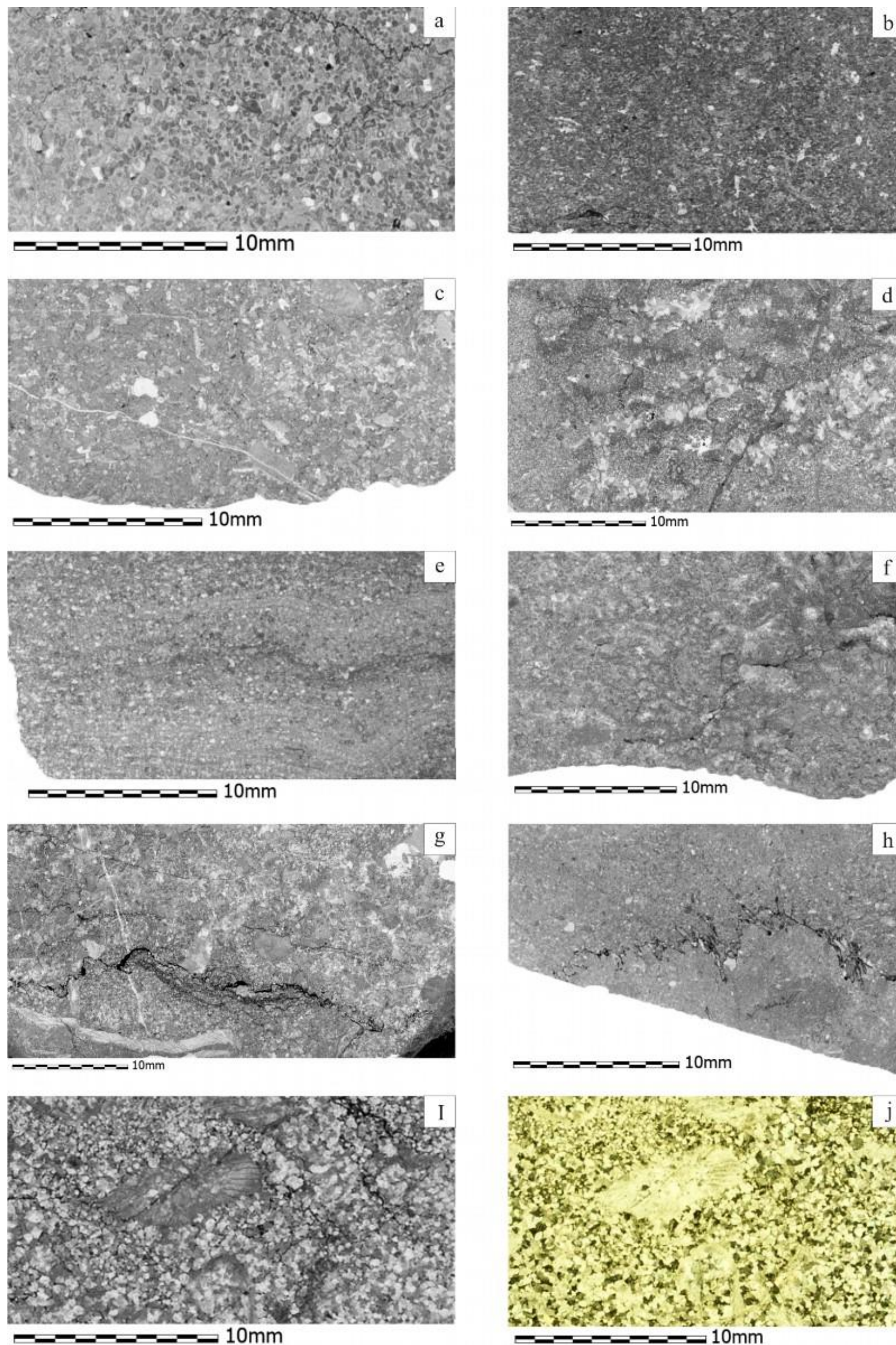


Рис. 2. Фотографии шлифов характерных типов пород из скв. Левогрубеюская-1

a - известняк средне-мелкобиокластовый (грейнстоун). Активноводное мелководье карбонатной платформы (обр. ЛГ 1-6); *b* - известняк тонкобиокластовый (грейнстоун). Относительное глубоководье карбонатной платформы (ЛГ 1-14); *c* - известняк мелкобиокластовый с рассеянным биокластическим материалом среднезернистой размерности (пак-грейнстоун). Западный тип разреза (обр. ЛГ 1-31); *d* - доломит мелкокристаллический с реликтовой текстурой микробиально-водорослевого известняка (доломит по бандстоуну). Центральный тип разреза (обр. ЛГ 1-54); *e* - известняк доломитовый с микробиально-водорослевыми корками, ветвистыми колониями кораллов, криноидеями (доломит по фреймстоуну). Центральный тип разреза (обр. ЛГ 1-61); *f* - известняк доломитовый тонкобиокластовый, с микробиальными корками и желваками (пак-вакстоун). Западный тип разреза (обр. ЛГ 1-59); *g* - известняк доломитовый крупно-среднебиокластовый (руд-флаутстоун) с криноидеями, строматопороидеями, створки брахиопод. Зона тылового склона рифа (ЛГ 1-92); *h* - известняк мелко-тонкобиокластовый, сутурный шов выполнен темно-серым глинистым веществом (грейн-пакстоун). Центральный тип разреза (ЛГ 1-44); *i* - доломит известковый мелкокристаллический, с перекристаллизованными одиночными ругозами, амфирами (?). Западный тип разреза (ЛГ 1-49); *j* - тот же в скрещенных николях.

Возраст долбления 5 – C_{2b1}.

Долбление 6. Интервал глубин - 1435-1440 м. Известняки местами доломитистые глинистые тонкобиокластовые (пакстоуны) серые неотчетливо волнистослойчатые, текстура намечена распределением мелкого биокластического материала, мелких раковин брахиопод и члеников криноидей. Вниз по разрезу известняки становятся тонкобиокластовыми (грейнстоуны, рис. 2b) серыми до темно-серых. В нижних 0,25 м - крупные раковины брахиопод. В породе наблюдаются секущие сутурные швы, выполненные черным глинистым веществом, и редкие секущие прожилки белого кальцита. Отмечается редкая рассеянная тонкая вкрапленность сульфидов. Фораминиферы: *Earlandia vulgaris* (Rauser et Reitlinger, 1940), *E. elegans* (Rauser et Reitlinger, 1940), редкие *Tolypammia* sp., много псевдогломоспир - *Pseudoglomospira* sp., *P. prisca* (Rauser, 1948), *P. duplicata* (Lipina, 1949), *P. elegans* (Reitlinger, 1950), присутствуют *Paraarchaediscus convexus* (Grozdilova et Lebedeva, 1953), мелкие *Endothyra* sp., *Endostaffella parva* (Moller, 1878), *Mediocris mediocris* (Vissarionova, 1948), *M. breviscula* (Ganelina, 1951), *Biseriella parva* (Chernysheva, 1948), *Globivalvulina* sp., *Eostaffella* sp., *Ikensieformis* ex gr. *ikensis* Vissarionova, 1948, *E. postmosquensis* Kireeva, 1950, *Eostaffellina* sp., *Plectostaffella* sp. Встречены красные водоросли *Ungdarella uralica* Maslov, 1956 (гл. 1436,3 м). (Мощность - 2,6 м).

Возраст самой верхней части долбления 6 – C_{2b1}.

Известняки пелит-тонкобиокластовые (пакстоуны) серые до темно-серых неотчетливо волнистослойчатые (текстура намечена глинистыми примазками и распределением детрита), с прослоями (0.1 м через 0,3-0,6 м) аргиллитов известковистых зеленовато-серых волнистослойчатых с раковинами брахиопод и рассеяной микровкрапленностью сульфидов. Комплекс фораминифер включает *Earlandia elegans* (Rauser et Reitlinger, 1940), *Tolypammia* sp., *Pseudoglomospira prisca* (Rauser, 1948), *Paraarchaediscus convexus* (Grozdilova et Lebedeva, 1953), редкие *Asteroarchaediscus* sp., *Neoarchaediscus* sp., *Rugosoarchaediscus* sp., единичная *Janischewskina* sp., *Endostaffella parva* (Moller, 1878), *Mediocris mediocris* (Vissarionova, 1948), *M. breviscula* (Ganelina, 1951), *Biseriella parva* (Chernysheva, 1948), *Eostaffella* sp., *E. mosquensis* Vissarionova, 1948, *Eostaffella pseudostruvei chomatifera* Kireeva, 1951. Секущие сутурные швы, прожилки кальцита, субвертикальные зеркала скольжения. (Мощность – 1,1 м). Обнаружены конодонтовые элементы плохой сохранности *Gnathodus* cf. *Gnathodus postbilineatus* Nigmatzhanov et Nemirovskaya, 1992, характерные для позднего серпухова. Встречены зеленые водоросли *Beresella* sp. (гл. 1437,7 м).

Возраст верхней части долбления 6 – C_{1s2}, возможно еще C_{2b1}.

Известняки пелитоморфные с рассеяным тонким биокластическим материалом (полибиокластовые вак-пакстоуны) темно-серые неотчетливо волнистослойчатые до

массивных. Раковины брахиопод, членики криноидей, ветвистые колонии кораллов. Фораминиферы *Earlandia vulgaris* (Rauser et Reitlinger, 1940), *E. elegans* (Rauser et Reitlinger, 1940), *Tolypamma* sp., *Pseudoammodiscus volgensis* (Rauser, 1948), *Pseudoglomospira duplicata* (Lipina, 1949), *P. elegans* (Reitlinger, 1950), *Rugosoarchaediscus* sp., *Insolentitheca* sp., *Mediocris breviscula* (Ganelina, 1951), *Tetrataxis* sp., *Consobrinella gibbosa minima* Lipina, 1948, *Biseriella parva* (Chernysheva, 1948), *Eostaffella mosquensis* Vissarionova, 1948. При раскалывании издают запах сероводорода. Межкристаллические пространства пропитаны битумом. Секущие прожилки кальцита. (Мощность – 0,8 м).

Возраст нижней части долбления 6 – C_{1s2}.

Чередование (масштаб - более 0,4 м) аргиллитов кремнисто-известковистых с рассеянным мелким биокластовым материалом, зеленовато-серых волнистослойчатых с пятнистым выделением доломита и битумной пропиткой и известняков тонко-мелкобиокластовых (полибиокластовые вакстоуны) серых до темно-серых неотчетливо волнистослойчатых. Известняки преобладают. (Мощность – 0,4 м).

Возраст самой нижней части долбления 6 – C_{1s2}.

Долбление 7. Интервал глубин - 1471,5-1473,1 м. Известняки тонкодетритовые с рассеянным мелким детритом (фораминиферово-пелоидные грейнстоуны) светло-серые пологоволнистослойчатые. Многочисленные секущие прожилки кальцита. Керн сильно разрушен.

Долбление 8. Интервал глубин - 1484-1491 м. Известняки мелкодетритовые с рассеянным средним детритом (пакстоуны до пак-грейнстоунов в нижней части, рис. 2с) светло-серые неотчетливо волнистослойчатые. Вниз по разрезу увеличивается содержание среднего детрита. Членики криноидей, в нижней части одиночные ругозы. Фораминиферы *Palaeotexulariidae*, *Biseriella* sp. Пропитка битумом по межкристаллическим пространствам. Редкие сутуры.

Долбление 9. Интервал глубин - 1491-1495,8 м. Известняки серые до светло-серых от мелко-среднебиокластовых (фораминиферово-сгустковые и полибиокластовые грейнстоуны) неотчетливо волнистослойчатых в верхней части до тонко-мелкобиокластовых и тонкобиокластовых (пак-грейнстоуны) пологоволнистослойчатых в нижней. Членики криноидей, известковые водоросли, одиночные ругозы. Фораминиферы поломанные и окатанные: *Pseudoglomospira* sp., *Endothyranopsis* cf. *Endothyranopsis sphaerica* (Rauser-Chernousova et Reitlinger), *Mediocris breviscula* (Ganelina), *Palaeotexulariidae*, *Biseriella* sp., *Parastaffella* sp.. Обнаружены цианофиты *Ortonella* sp., зеленые водоросли *Nanopora fragilissima* (Maslov, 1939), *Antracoporella* sp., *Epimastopora* ex gr. *Epimastopora urtazymensis* Tchuvashov et Anfimov, 1988 и красные водоросли семейства *Stacheinaceae* (гл. 1492,8-

1493,4 м). Род *Epimastopora* характерен для среднего карбона и более высоких стратиграфических уровней. Однако, на Урале Р.М. Иванова отмечает его появление уже в верхах серпуховского яруса нижнего карбона [Иванова, 2013].

Возраст долбления 9 – C_{1S2}.

Долбление 10. Интервал глубин - 1651-1653,9 м. Тонкое чередование (масштаб - 5-7 см) известняков мелко-тонкобиокластовых (пакстоуны) серых до темно-серых неотчетливо волнистослойчатых и известняков водорослево-сгустковых с рассеянным средним биокластическим материалом (грейн-пакстоуны) серых массивных. Границы чередования пологоволнистые, резкие. Отмечаются сутурные швы согласные со слойчатостью, выполненные темно-серым глинистым веществом (рис. 2h). В нижней части прожилки кальцита. Обнаружены поздневизейско-серпуховские конодонты *Hindeodus scitulus* (Hinde, 1900), *Idioproniodus claviger* (Roundy, 1926) и *Lochriea* sp. Фораминиферы *Earlandia minor* (Rauser), *E. elegans* (Rauser et Reitlinger), *Pseudoammodiscus volgensis* (Rauser), *Pseudoglomospira* sp., *Paraarchaediscus convexus* (Grozdilova et Lebedeva), *P. pauxillus* (Schlykova), *P. koktjubensis* (Rauser, 1948), *Planospirodiscus* sp., *Asteroarchaediscus rugosus* (Rauser), *A. baschkiricus* (Krestovnikov et Theodorovich, 1936), *Neoarchaediscus parvus* (Rauser), *Howchinia bradyana* (Howchin), *Planoendothyra spirilliniformis* (Brazhnikova et Potievskaja), *Omphalotis* ex gr. *Omphalotis omphalota* (Rauser et Reitlinger), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Janischewskina delicata* (Malakhova), *Endostaffella* sp., *Mediocris breviscula* (Ganelina), *Bradyina* sp., *Tetrataxis* sp., *Eostaffellina* sp., *Ikensieformis* ex gr. *Ikensieformis mirifica* (Brazhnikova), *Millerella* sp.. Встречены также поздневизейско-серпуховские водоросли (гл. 1651,6-1653,2 м). Это зеленые редкие *Nanopora fragilissima* (Maslov, 1939), *Fasciella kisilia* R.Ivanova, 1973, единичные *Kulikaella partita* R.Ivanova, 1990 и красные *Ungdarella uralica* Maslov, 1956, *Pseudoungdarella linearis* R.Ivanova, 1999. По данным Р.М. Ивановой [Иванова, 2013], на восточном склоне Среднего Урала *Pseudoungdarella linearis* R.Ivanova, 1999 встречается уже с серпуховского яруса. *Kulikaella partita* R.Ivanova, 1990 также более характерна для серпуховского яруса. В нижней части, на гл. 1653,2 м, зеленые водоросли представлены комплексом, который более характерен для позднего визе - единичными *N. undata* R.Ivanova, 1990, *Catena friata* Maslov, 1956, *Calsifolium okense* Schvetsov et Birina, 1935, красными *Pseudostacheoides loomisi* Petryk et Mamet, 1972, но так же присутствует и единичная *Kulikaella partita* R.Ivanova, 1990.

Возраст отложений в долблении 10 – позднесерпуховский (C_{1S2}).

Долбление 11. Интервал глубин - 3023-3023,9 м. Доломиты серые до темно-серых волнистослойчатые, местами с реликтами известняка светло-серого (грейнстоуна). Перекристаллизованные амфипоры (?). Отмечаются секущие прожилки кальцита.

Долбление 12. Интервал глубин - 3023,9-3025,8 м. Доломиты известковые серые до темно-серых неотчетливо волнистослойчатые за счет тонких глинистых примазок, сильно перекристаллизованные. Реликты известняка представлены вакстоунами. Отмечены перекристаллизованные ветвистые амфипоры (?) и одиночные ругозы (рис. 2i, j). Развита секущая прожилка кальцита и редкая тонкая вкрапленность сульфидов.

Долбление 13. Интервал глубин - 3034-3039,1 м. Доломит серый мелкокристаллический с реликтами известняка микробиально-водорослевого (баундстоуна, рис. 2d), сгустково-комковатого, желвакового (размер желваков до 5 см). Желваки и фенестры формируют неотчетливые прослои 0,2-0,5 м по мощности через 0,2-0,4 м. В нижней части (0,3 м) желваково-корковая текстура. Редкие амфипоры в средней части.

Долбление 14. Интервал глубин - 3090-3097 м. Известняк доломитовый мелкобиокластовый (реликты пакстоуна) серый до темно-серого комковатый, желваковый (размер желваков до 5 см), с раковинами брахиопод. Обнаружены единичные конодонтовые элементы *Neopanderodus unicostatus* (Branson et Mehl, 1933).

Долбление 15. Интервал глубин - 3143,3-3150,3 м. Известняк доломитовый до доломита известкового, пелит-тонкобиокластовый светло-серый с комковатой до пологоволнистослойчатой текстурой. Микробиально-водорослевые корки и желваки, ветвистые колонии кораллов, членики криноидей (рис. 2e, f). Микроскопически наблюдаются реликты вак- и фреймстоунов. На глубине 3144,1 м встречены фораминиферы *Cribrosphaeroides simplex* (Reitlinger), распространенные в девоне.

Долбление 16. Интервал глубин - 3200-3206,9 м. Известняки доломитистые до доломитовых, светло-серые до серых корково-желваковые (баундстоуны) с комковатой и массивной текстурой. Отдельные прослои (0,2 м по мощности) с многочисленными ветвистыми колониями строматопороидей и структурами обрастания. Прослои расположены с интервалом 0,6-1 м. Выделения битума по границам корок и желваков. Рассеянная тонкая вкрапленность сульфидов. Многочисленные разнонаправленные сутуры, в нижней части интервала выделения пирита вдоль сутур. Определены конодонты *Neopanderodus transitans* Ziegler et Lindstrom, 1971, *Belodella devonica* (Stauffer, 1938), *Polygnathus mashkovae* Bardashev, 1986, характерные для эмского яруса нижнего девона.

Долбление 17. Интервал глубин - 3253-3260 м. Известняки доломитовые светло-серые микробиально-водорослевые, желваково-корковые (фрейм- и баундстоуны). В нижней части преобладают желваки.

Долбление 18. Интервал глубин - 3298-3305 м. Известняки доломитовые до доломитов светло-серые органогенные микробиально-водорослевые (перекристаллизованные фреймстоуны) массивные. Корково-желваковые структуры, в нижней части желваковые с

мелко-среднебиокластовым заполнением (от 10 до 50%). Определены конодонты *Neopanderodus transitans* Ziegler et Lindstrom, 1971, *Belodella devonica* (Stauffer, 1938), *Polygnathus mashkovae* Bardashev, 1986, характерные для эмского яруса нижнего девона.

Долбление 19. Интервал глубин - 3350-3357 м. Градационные циклиты от доломита по известняку мелкобиокластовому (грейнстоун) слабо глинистому темно-серому волнистослойчатому до доломита тонкобиокластового глинистого пологоволнистослойчатого (реликты пак-грейнстоуна) с глинистыми примазками черного цвета, и до аргиллита черного слабо известковистого субпараллельнослойчатого. Мощность циклита - 0,1-0,2 м, минимальная в 1-2 м от верха долбления. Вниз по разрезу мощность аргиллитовой части сокращается от 1 см до 1 мм. В верхней части циклита на границе карбонат/аргиллит иногда есть комковатые текстуры. В керне отмечаются редкие прожилки белого кальцита и зеркала скольжения по аргиллитам. В карбонатных прослоях обнаружены конодонты *Polygnathus mashkovae* Bardashev, 1986, *Pandorinellina philipi* (Klapper, 1969), *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl, 1933), *Belodella* aff. *Belodella devonica* (Stauffer, 1938) характерные для эмского яруса нижнего девона с диахронным переотложением из пражских отложений.

Долбление 20. Интервал глубин - 3450-3457 м. Известняки доломитовые до доломитов серые до светло-серых крупно-среднебиокластовые мелкогустковые массивные, желваково-комковатые (флаут-рудстоун, рис. 2г). Секущие трещины заполнены кальцитом, присутствуют выполненные глинистым материалом сутуры. Обнаружены единичные конодонтовые элементы *Panderodus* sp. широкого стратиграфического распространения.

Биостратиграфия

Конодонты

Полученные данные по конодонтам позволяют сопоставить отложения, вскрытые в долблении 4 и верхней части долбления 6 (инт. гл. 1417-1435 м), с башкирским ярусом среднего карбона. Отложения, вскрытые в долблении 6 (инт. гл. 1436-1440 м) и долблении 10 (инт. гл. 1651-1653,9 м), по данным изучения конодонтов, коррелируются с верхневизейско-серпуховским стратиграфическим интервалом нижнего карбона. В долблении 14 (инт. гл. 3090-3097 м), долблении 16 (инт. гл. 3200-3206,9 м), долблении 18 (инт. гл. 3298-3305 м), долблении 19 (инт. гл. 3350-3357 м) вскрыты отложения эмского возраста. Причем комплексы конодонтов в долблении 19 позволяют предположить эмский возраст отложений с переотложением форм из пражского яруса. В долблении 20 (инт. гл. 3450-3457 м) содержатся конодонты, распространенные в широком временном диапазоне (от ордовика до среднего девона), но по своему стратиграфическому положению содержащие их отложения, возможно, не моложе раннего эмса.

Фораминиферы и водоросли

В долблении 3 (инт. гл. 1395-1397 м) встречен комплекс фораминифер, позволяющий отнести вмещающие отложения к верхней части башкирского яруса среднего карбона. На это указывают находки *Eoschubertella ? propria* Nikolaev, *Staffellaeformes* cf. *Staffellaeformes stchugorensis* Nikolaev, *Pseudostaffella* cf. *Pseudostaffella timanica* Rauser, *Ps.* cf. *Ps. nibelensis* Rauser. В долблении 4 (гл. 1417,3 м) встречена единичная *Eoschubertella* ex gr. *obscura* (Lee et Chen), которая также, как и конодонты, позволяет подтвердить башкирский возраст отложений, не моложе прикамского времени.

Отложения в интервалах глубин 1417,1-1418,7 м (долбление 5), 1435-1440 м (долбление 6) и 1484-1491 м (долбление 8), 1491-1495,8 м (долбление 9), 1651-1653,9 м (долбление 10) по фораминиферам коррелируются с верхневизейско-серпуховским интервалом. Находки зеленых водорослей таких, как *Epimastopora* ex gr. *urtazymensis* Tchuvashov et Anfimov (долбление 9) и *Pseudoungdarella linearis* R.Ivanova, *Kulikaella partita* R. Ivanova (долбление 10) позволяют предположить, что отложения, возможно, относятся к поздне-серпуховскому интервалу.

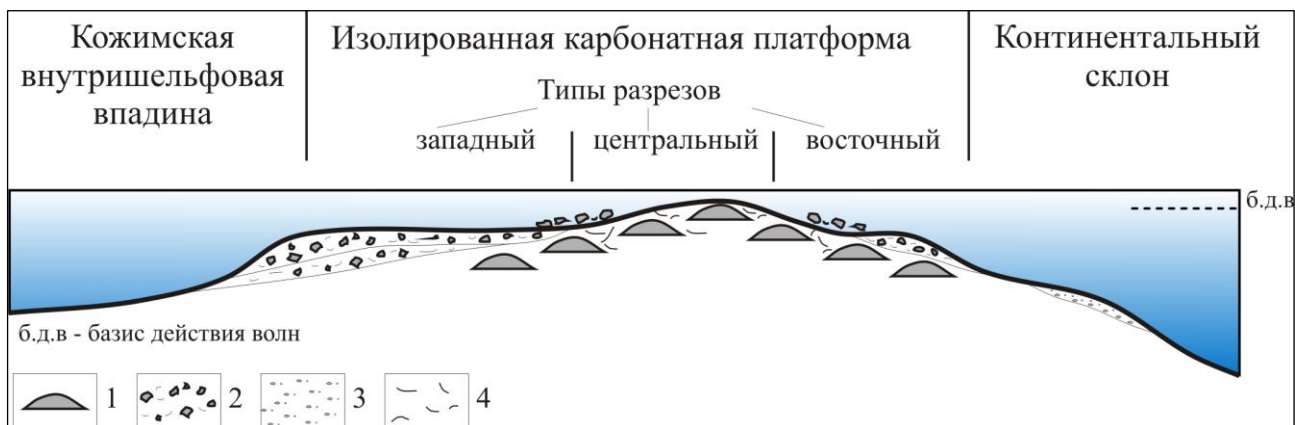
Литолого-фациальный анализ

Опробованный интервал разреза скважины состоит из нескольких тектонических блоков, находящихся в аллохтонном залегании и входящих в состав сложно построенной Харутской пластины [Приймак, Никонов, Куранова, 2013]. Исходя из текстурно-структурных характеристик, проведена типизация отложений, слагающих конкретные интервалы (с 3-го по 20-е долбления). Большую часть рассматриваемых долблений удалось сопоставить с возрастными и фациальными аналогами, наблюдаемыми в скальных выходах р. Большая Надота и ее притоках, в которых ранее установлены три типа разреза (рис. 3) [Груздев, 2017].

Отложения среднего карбона (башкирский ярус), вскрытые долблениями 3 и 4, представлены светло-серыми известняками, включающими как средне-мелкобиокластовые, так и тонкобиокластовые разности и формировавшиеся, соответственно, в зонах интенсивного и умеренного волнового воздействия на небольших глубинах в условиях карбонатной платформы. Отложения башкирского возраста (долбление 5 и верхняя часть долбления 6) в значительной степени сложены тонко и мелко-средне биокластовым материалом, сформировались в условиях закрытия внутришельфовой впадины и прекращения существования *изолированной* карбонатной платформы, на фоне обширной трансгрессии, при которой установились относительно глубоководные условия с умеренным волновым воздействием на дно.

Отложения, вскрытые в нижней части долбление 6, а также в долбление 7–9, имеют визе-серпуховский возраст. Представлены известняками тонко-мелкобиокластовыми, с

рассеянным мелким и средним биокластовым материалом. Выше по разрезу появляются прослойки аргиллита известковистого. Этот интервал отнесен авторами к западному типу разреза, для которого характерно накопление зернистых осадков внутренней части отмели.



**Рис. 3. Обобщенная схема распределения типов разрезов
позднедевонско-раннекаменноугольной изолированной карбонатной платформы**
(по [Груздев, 2017] с дополнениями)

1 – биогермы, 2 – продукты разрушения (биокластовые и обломочные известняки), 3 – градационные циклиты, 4 – биокластовый известняк.

Долбление 10 по биостратиграфическим данным произведено из визейско-серпуховского интервала. Отложения сформированы чередованием биокластового и водорослево-сгусткового известняков и в целом могут быть отнесены к центральному типу разреза, для которого, помимо раковинного материала, характерны остатки известковых водорослей.

Долбление 11 приурочено к первому девонскому блоку (долбление 11-15), к самой верхней и, соответственно, молодой его части. В нем вскрыты доломитизированные известняки с реликтовой волнисто-слоистой текстурой и остатками амфипор. Отложения условно отнесены к восточному типу разреза, для которого характерен как биокластический, так и биоморфный материал, участвующий в формировании органогенных построек края отмели.

Долбление 12 представлено доломитизированными волнисто-слоистыми известняками с реликтами ветвистых амфипор и одиночных ругоз и относится к западному типу разреза. Отложения накапливались в тыловой части органогенных построек, с умеренной, вплоть до низкой, волновой динамикой среды.

Долбление 13 слагают доломитизированные реликты микробиально-водорослевого известняка, с водорослевыми корками и желваками. Отложения относятся к центральному типу разреза, который представлен комплексом органогенных построек. Основными строителями этих построек выступали микробиально-водорослевые сообщества.

Долбление 14 представлено доломитизированным тонкобиокластовым известняком, с желваками водорослей (?) и относится к западному типу разреза (тыловая часть комплекса органогенных построек, с обилием биокластического материала).

Долбление 15 сложено известняком шламово-тонкобиокластовым с микробиально-водорослевыми корками и желваками, колониями кораллов, криноидеями. По своим характеристикам эти отложения, вероятно, относятся к восточному типу разреза, к мористой окраине позднедевонской органогенной постройки.

Долбления 16-18 формируют второй девонский блок (ранний девон, эмс) и по своим текстурно-структурным характеристикам относятся к образованиям Лемвинского рифового комплекса [Антошкина, 2003]. Долбление 16 представлено доломитизированными массивными известняками с ветвистыми строматопоратами, и отвечает тыловой части органогенной постройки с умеренной гидродинамикой. Долбления 17-18 представлены доломитизированными известняками, микробиально-водорослевыми, с желваками и корками, местами с биокластическим материалом межбиогермного заполнения. Такой текстурно-структурный набор характерен для центральной части органогенных сооружений с активной циркуляцией водных масс и обилием водорослей, цианофитов.

Долбления 19 и 20 входят в состав третьего девонского блока. Долбление 19 датировано по конодонтам ранним девоном (эмс). Эта часть разреза выделена в обособленную группу по текстурно-структурным характеристикам. Долбление 19 представлено карбонатными градационными циклитами, сформировавшимися в относительно глубоководных условиях, ниже базы воздействия волн. Долбление 20 сложено доломитизированными известняками биокластовыми и соответствует, вероятно, тыловой части органогенного сооружения.

В соответствии с разработанной ранее седиментационной моделью развития Большенадотинского карбонатного комплекса, возможны следующие варианты смены фациальных поясов по латерали внутри выделяемых в скважине тектонических блоков. Для группы долблений с 5 по 8, а также 9-10 (инт. гл. 1417-1491 м и 1491-1654 м) ожидается присутствие на востоке поздневизейского-серпуховского аналога Большенадотского рифа (риф Олыся). В долблениях с 11 по 15 (инт. гл. 3023-3150 м) фиксируются преимущественно тыловые и органогенные образования, соответственно восточнее можно предположить фронтальные обломочные шлейфы. Аналогичная смена фациальных поясов возможна для отложений раннедевонского возраста, вскрытых в долблениях 16-18 (инт. гл. 3200-3305 м). Для раннедевонских отложений, вскрытых в долблении 19, западнее вероятен источник сноса обломочного материала (расположенный на более высоком гипсометрическом уровне), а восточнее - дальнейшее углубление зоны разгрузки. Отложения долбления 20, вероятно, накапливались в районе развития фациально-стратиграфических аналогов рифа Лемва, в зоне

тылового склона рифа [Антошкина, 2003].

Геохимия органического вещества

Содержание органического вещества и его генерационный потенциал

Проведенные геохимические исследования палеозойских отложений, вскрытых скважиной, показали преимущественно низкое содержание в них органического углерода ($C_{орг}$, %). В карбонатных отложениях концентрации $C_{орг}$ составляют 0,04–0,48% (табл. 1). Повышенные содержания $C_{орг}$ до 0,63% установлены только в прослоях известковистых аргиллитов нижнедевонской части разреза (долбление 19).

Пиролитические исследования по методу Rock-Eval образцов из различных стратиграфических интервалов показывают низкие значения свободных УВ, содержащихся в породе (S_1) и связанных с керогеном (S_2). Параметры S_1 и S_2 составляют 0,01–0,03 и 0,01–0,05 мг УВ/г породы соответственно. Водородный индекс (НИ) изменяется от 4 до 45 мг УВ/г $C_{орг}$.

Катагенез органического вещества

Степень катагенетической преобразованности пород и вмещающего органического вещества оценивалась по данным пиролиза и индексам окраски конодонтов (ИОК). Уровень катагенетической преобразованности органического вещества по результатам пиролиза оценивался по величине T_{max} (температура максимума пика S_2 , °С) и значениям индекса продуктивности (PI). В проанализированных образцах корректные показатели зрелости T_{max} и PI установлены в образце ЛГ-6-1 (гл. 1439 м), составляющие соответственно 531°С и 0,39. Такие значения характерны для органического вещества высоких градаций катагенеза на уровне МК₅–АК₁ [Peters, Cassa, 1994]. В других образцах наблюдаются аномально низкие значения T_{max} – 296–382°С и высокие PI – 0,41–0,58. Низкие температуры пика S_2 при пиролизе и высокие значения индекса PI обусловлены присутствием в породах миграционных битумоидов [Peters, 1986]. Эти результаты не использовались для оценки зрелости органического вещества.

Для охарактеризованных конодонтами интервалов разреза проведено определение степени термального катагенеза по ИОК. Изменение цвета конодонтовых элементов, выраженные через ИОК, позволяет оценить степень термального воздействия на породу и уровень катагенеза вмещающего органического вещества. Более подробно методика определения степени катагенеза по ИОК рассмотрена ранее [Журавлев, 2017]. Полученные значения ИОК увеличиваются с глубиной залегания отложений и изменяются от 3,5 на глубине 1436 м до 5,5 на глубине 3451 м (табл. 2). По значениям ИОК интенсивность прогрева вскрытых скважиной отложений достигает 180–350°С, что отвечает градациям катагенеза МК₄–АК₃.

Таблица 1

Геохимические параметры отложений в скв. Левогрубеюская-1

Возраст	Глубина, м	Номер образца	Литология	Сорг, %	ХБА, %	* $\beta_{ХБА}$, %	S1	S2	НП	PI	Tmax, °C
C _{1v}	1439,7	6-2	известняк	0,09			0,03	0,05	45	0,39	531
C _{1v}	1651,1	10-1	известняк	0,18							
D _{3f2-3}	3023,1	11-1	доломит	0,48							
D _{3f2-3}	3038,2	13-1	доломит	0,11	0,0017	1,5	0,01	0,01	11	0,41	296
D _{1em}	3253,9	17-1	известняк	0,04							
D _{1em}	3350,3	19-2	известняк	0,06							
D _{1em}	3351,3	19-3	аргиллит	0,63	0,0038	0,6	0,02	0,03	4	0,58	382
D _{1em} (?)	3451	20-1	известняк	0,16	0,0027	1,7					

* $\beta_{ХБА} = ХБА/Сорг * 100\%$.

Таблица 2

Распределение значений индекса окраски конодонтов в скважине

Глубина, м	Индекс окраски конодонтов	Стадия катагенеза
1417	4,5	AK2
1436,7	3,5	MK4
1438,4	3,7	MK4
1439,3	4	AK1
1651,6	4	AK1
1652,2	4	AK1
1652,7	4,5	AK2
3023,95	5	AK3
3094	5	AK3
3200,7	5	AK3
3301,1	5	AK3
3302,2	5	AK3
3353,2	5,5	AK3-4
3451,0	5,5	AK3-4

Исходя из полученных данных, палеогеотермальный градиент составляет 0,06 град/м, что сопоставимо с таковым для Пай-Хойского карбонатного паравтохтона [Журавлев, 2017]. Аномально повышенные значения ИОК на глубине 1417 м (4,5), отвечающие прогреву до 300°C, вероятно, обусловлены динамометаморфизмом в зоне надвига. Это предположение подтверждается высокой степенью тектонической трещиноватости керна в этом интервале.

Высокому уровню катагенеза соответствует низкая доля битумоида в составе органического вещества. Низкие значения битумоидного коэффициента $\beta_{ХБА}$ – 0,6–1,7% (см. табл. 1) характерны для остаточных битумоидов на завершающих этапах процессов генерации УВ [Справочник..., 1998]. Остаточный характер битумоидов, как и повышенная битумонасыщенность, подтверждается петрографическими исследованиями в простом проходящем и ультрафиолетовом свете. Остаточные битумоиды присутствуют в глинисто-карбонатных нефтематеринских породах (рис. 4а). Они имеют равномерно-рассеянное распространение и коричневые тона люминесценции (то есть практически не люминесцируют), что в целом свидетельствует об остаточном сингенетичном битумоиде. В карбонатных породах в порах (рис. 4б, с, е), трещинах и сутурных швах (рис. 4ф) встречен тяжелый смолисто-асфальтеновый битум, потерявший свою подвижную (наиболее миграционную) маслянистую часть. В породах франского интервала присутствуют зональные участки с двумя типами битумоидов: утяжеленным смолистым (рис. 4е, ф) и более легким маслянистым (см. рис. 3 е, h). Следы перемещения или миграции более подвижных маслянистых битумоидов наблюдаются между зернами и в пустотах более трещиноватых

участков карбонатных пород (рис. 4b, g, h). Подобное сочетание битуминозных текстур, расположение и присутствие разных типов битумоидов указывают как на их остаточный характер, так и неоднократную миграцию более подвижных маслянистых УВ.

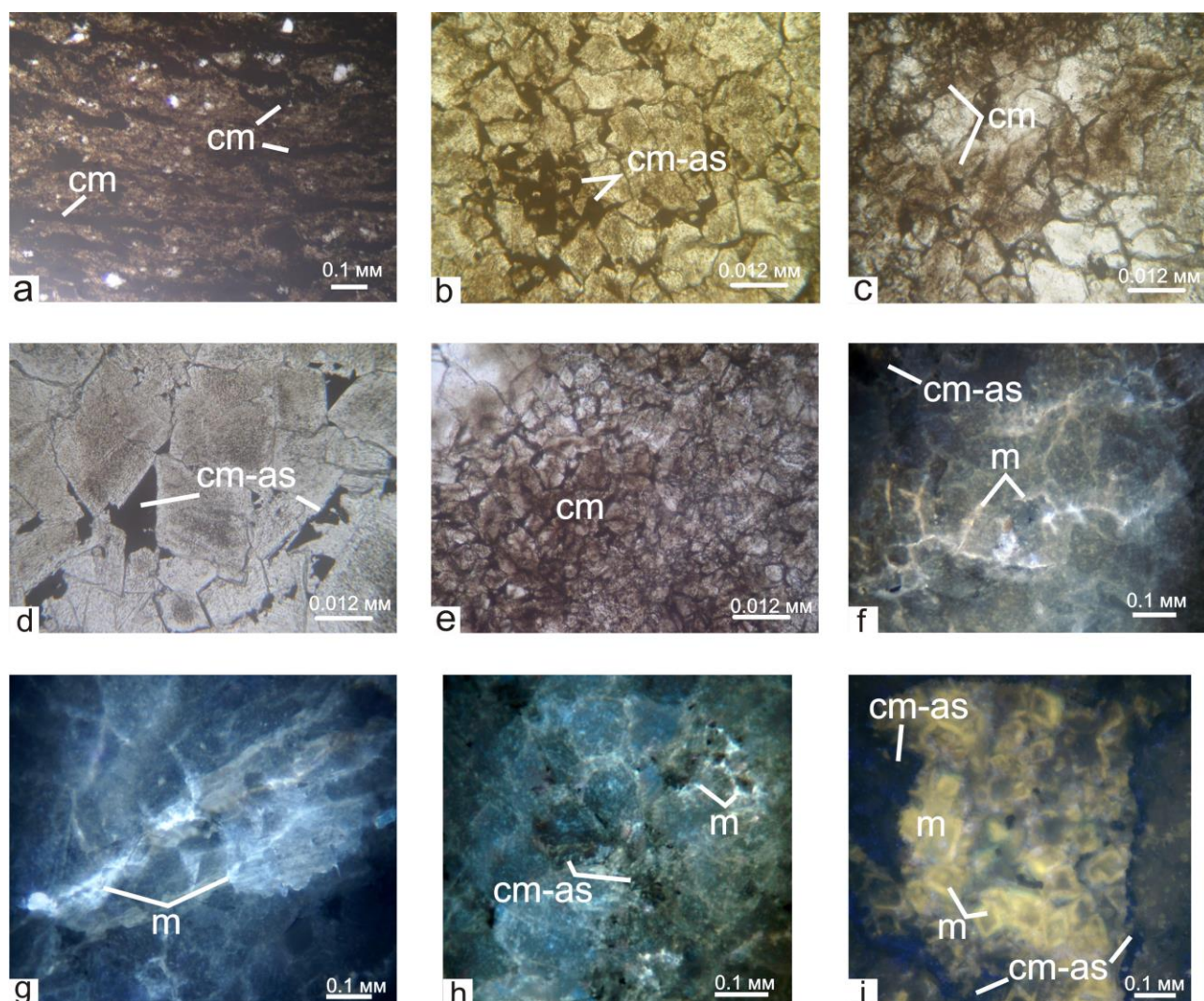


Рис. 4. Микрофотографии распространения битуминозных компонентов в породах *a–e* – проходящий свет, *f–i* – ультрафиолетовый свет. Образцы: *a* – 19-3; *b* – 20-1; *c, e, f–i* – 13-1; *d* – 11-1. Типы битумоидов: *m* – маслянистые, *cm* – смолистые, *cm-as* – смолисто-асфальтеновые.

Углеводородный состав битумоидов

Выход хлороформенного битумоида (ХБА, %) имеет низкое значение и составляет 0,0017–0,0038% (см. табл. 1). Индивидуальный УВ-состав алифатической фракции битумоидов изучался методом газовой хроматографии. Для всех образцов полученные хроматограммы имеют однотипное распределение *n*-алканов (рис. 5). Групповой максимум зафиксирован в области *n*-C₁₄-C₁₈, где преобладающим является алкан *n*-C₁₆. Его концентрация составляет 26–37% от суммы *n*-алканов, значения коэффициента $K_{C_{16}} = (2 \cdot C_{16} / C_{15} + C_{17})$ 2–2,9. На УВ с более высокими молекулярными весами (> *n*-C₂₀) приходится всего лишь 14–18%,

отношение $n\text{-C}_{17}/n\text{-C}_{27}$ - высокое (8–11,7) (табл. 3).

Концентрация изопреноидных алканов составляет 15–23%. Среди них преобладающим является пристан, отношение пристана к фитану (Pr/Ph) во всех образцах - 1,1. Значения отношения изопреноидов к n -алканам таких, как Pr/C₁₇, Ph/C₁₈, Pr+Ph/C₁₇+C₁₈ - повышенные, составляющие 0,4–0,7, 0,5–1,1 и 0,5–0,9 соответственно (см. табл. 3).

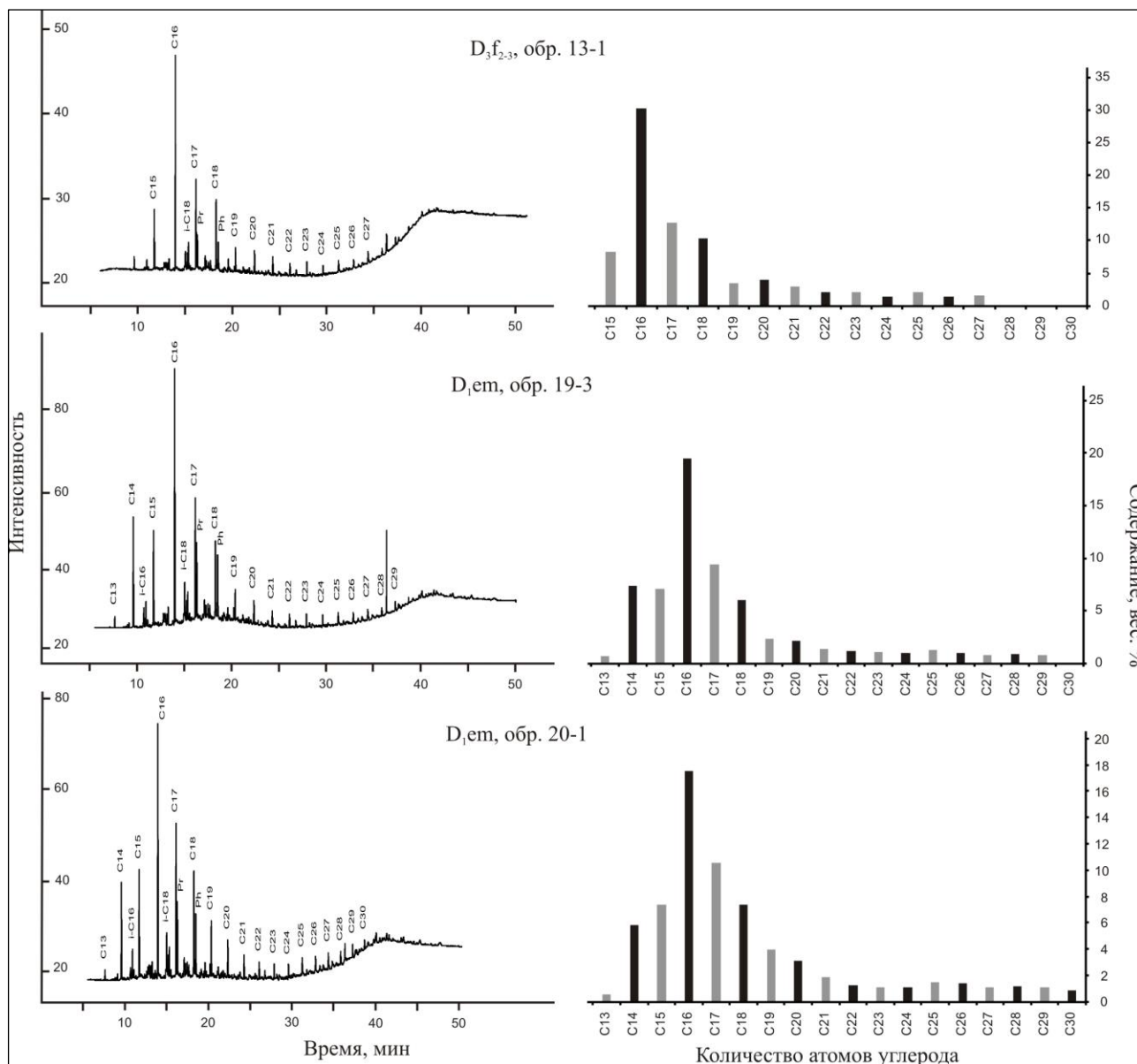


Рис. 5. Гистограммы и хроматограммы распределения n -алканов и изопреноидов в насыщенной фракции битумоидов

Таблица 3

Геохимические параметры алифатических углеводородов битумоидов

Номер образца	Глубина, м	Возраст	Фракционный состав n-алканов, %			i-алканы, %	C ₁₇ /C ₂₇	Pr/C ₁₇	Ph/C ₁₈	Pr/Ph	Pr+Ph/C ₁₇ +C ₁₈
			n-C ₁₄ -C ₂₀	n-C ₂₁ -C ₂₅	n-C ₂₆ -C ₃₀						
13-1	3038,2	D _{3f2-3}	83,5	13,0	3,5	15	8	0,4	0,5	1,1	0,5
19-3	3351,3	D _{1em}	84,5	9,1	5,3	23	11,7	0,7	1,1	1,1	0,9
20-1	3451,0	D _{1em}	81,1	9,9	8,2	20	9,3	0,6	0,8	1,1	0,7

Полученные геохимические данные также указывают на высокую зрелость органического вещества. Наблюдаемое для всех образцов молекулярно-массовое распределение характеризуется резким преобладанием *n*-алканов с относительно короткой цепью ($n\text{-C}_{14}\text{-C}_{20} > 80\%$) и низкими концентрациями алканов в области $n\text{-C}_{25}\text{-C}_{30}$ (5%), что является следствием крекинга высокомолекулярных УВ и образованием УВ-структур с более легкими молекулярными весами в результате катагенетических превращений на больших глубинах [Хант, 1982; Albrecht, 1976]. Подобное распределение *n*-алканов часто характерно для битумоидов из глубокопогруженных отложений с высокой степенью зрелости органического вещества прилегающих территорий Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [Данилевский, Склярова, Трифачев, 2003].

Обсуждение полученных результатов и выводы

Проведенные геохимические исследования показали, что охарактеризованные керном девонско-каменноугольные отложения в скв. Левогубеюская-1 представлены преимущественно низкопродуктивными нефтегазоматеринскими породами. В основном это обусловлено особенностями условий накопления этих отложений. Они формировались в мелководных условиях не благоприятных для накопления и сохранности органического вещества. К среднепродуктивным нефтегазоматеринским породам относятся только прослойки аргиллитов в отложениях раннедевонского (эмского) возраста. Вероятно, схожими геохимическими параметрами будут обладать и другие глинисто-карбонатные прослойки в этой части разреза, выделяемые по данным ГИС. Средне- и высокопродуктивные нефтегазоматеринские породы предположительно слагают глинисто-карбонатные пачки в средне-верхнефранских отложениях, выделенные по данным шлама и каротажной характеристике и не охарактеризованные керном. В скв. Восточно-Лемвинская-1 в отложениях среднего-верхнего девона схожего литологического состава содержание органического вещества достигает 3% [Геологическое строение..., 2015].

Пиролитические данные и результаты определения ИОК указывают на высокий уровень зрелости органического вещества, соответствующий главной зоне газогенерации (МК₅–АК₃). Такую степень зрелости органическое вещество пород могло достичь при термобарических условиях на глубинах около 4–6 км. Высокая катагенетическая преобразованность затрудняет диагностику типа органического вещества по геохимическим данным. Учитывая мелководно-морские условия накопления отложений оно, скорее всего, представлено сапропелевым органическим веществом – альгосапропелитами, оксисорбосапропелитами. Органическое вещество такого типа способно генерировать как нефтяные, так и газовые УВ.

Анализ разреза скважины позволил выделить в нем разновозрастные фациальные аналоги типов разреза Большенадотского карбонатного комплекса. Данные литолого-фациального

анализа подтвердили наличие достаточно крупных органогенных сооружений девонского возраста, с комплексом биогермов и микробиальных холмов. Визейско-серпуховская часть разреза соответствует, вероятно, тыловой части раннекаменноугольной органогенной постройки, аналога Большенадотинского рифа (риф Олыся).

В сочетании с данными по скв. 1-Юньяхинская, которая вскрыла органогенные постройки позднедевонского и раннекаменноугольного возрастов, полученные результаты позволяют предположить, что полоса биогермно-отмельных образований края шельфа на всем ее протяжении сохраняла единый тип строения. Это дает возможность использовать модель, разработанную на разрезах бассейна р. Большая Надота, для прогноза строения потенциальных коллекторов в зоне складчато-надвиговых дислокаций востока Косью-Роговской впадины и прилегающего западного склона Урала.

Работа выполнена в рамках проектов № 18-5-5-13 «Модели геологического строения, условия формирования и прогноз нефтегазоносности фанерозойских отложений арктических районов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» и АААА-А17-117121140081-7 «Биогеологические события и стратиграфия фанерозоя субарктической зоны Баренцевоморского региона, Тимана и западного склона Урала».

Литература

Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). - Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 303 с.

Геологическое строение и перспективы газоносности западного склона Полярного и Приполярного Урала (по результатам геологоразведочных работ) / Под ред. В. Н. Данилова. СПб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2015. – 264 с.

Груздев Д.А. Позднедевонская-раннекаменноугольная изолированная карбонатная платформа на Приполярном Урале (р. Бол. Надота) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. - 2017. – № 4. – С. 16- 23.

Данилевский С.А., Склярова З.П., Трифачев Ю.М. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. – Ухта, 2003. – 298 с.

Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. - Л.: Наука, 1973. - 95 с.

Жукова Т.В., Петренко Е.Л. Строение и перспективы ранне-средне-позднедевонского рифа в скв. 1-Левогрубеюская // Геология рифов: материалы Всероссийского литологического совещания. - Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. – С. 45-47.

Журавлев А.В. Оценка степени термального катагенеза палеозойских отложений севера Пай-Хойского паравтохтона по индексам окраски конодонтов // Литосфера. - 2017. - № 1. -

С. 44–52.

Журавлев А.В. Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2012. - Т. 7. - №4. - http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf

Иванова Р.М. Известковые водоросли карбона Урала. - Екатеринбург: РИО УрОРАН, 2013. - 244 с.

Приймак П.И., Никонов Н.И., Куранова Т.И. Перспективы нефтегазоносности рифогенных отложений зоны сочленения Косью-Роговской впадины и Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2013. - Т.8. - №3. - http://www.ngtp.ru/rub/4/36_2013.pdf. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/36_2013

Прищепина О.М., Богацкий В.И., Макаревич В.Н., Чумакова О.В., Никонов Н.И., Куранов А.В., Богданов М.М. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2011. - Т.6. - №4. - http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf

Справочник по геохимии нефти и газа. - СПб.: Недра, 1998. - 576 с.

Хант Д. Геология и геохимия нефти и газа. - М.: Мир, 1982. - 703 с.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. - Екатеринбург: Наука, 1994. - 284 с.

Peters K.E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1986. – V. 70. – P.318–329.

Peters K.E., Cassa M.R. Applied source rock geochemistry / The petroleum system – from source to trap. AAPG Memoir 60. Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 1994. - P. 93–117.

Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A. & Wrzolek T. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals // Acta Geologica Polonica. -2001. - No. 3. - P. 217-235.

Gruzdev D.A., Kotik I.S., Vevel Ya.A., Zhuravlev A.V., Kotik O.S.

Federal State Budgetary Institute of Science; acad. N. P. Yushkin Komi Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Science (FGBUN IG Komi Scientific Center UB RAS), Syktyvkar, Russia, gruzdev@geo.komisc.ru

Priymak P.I.

LLC "Timano-Pechora Gas Company", Moscow, Russia

LITHOFACIAL CHARACTERISTICS AND ORGANIC MATTER GEOCHEMISTRY OF THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS SECTION OF FOLDED AND THRUST BELT AREA OF THE KOSYU-ROGOV DEPRESSION SOUTHEASTERN PART (USING LEVOGRUBEYU-1 WELL DATA AS REFERENCE SOURCE)

The results of study of the Middle-Upper Palaeozoic bioherm-shoal association in the east of the Timan-Pechora petroleum Basin (based on the Levogrubeyu-1 well description) are presented. The core lithological study allows distinguishing the facial analogues with the succession types of the Bolshaya Nadota carbonate association. It is supposed that the bioherm-shoal association demonstrates similar architecture along the all shelf border. Foraminifera and Conodont studies allow us to improve the biostratigraphic subdivision of the succession discovered by the borehole. The geochemical investigations reveal that the Devonian-Carboniferous rocks in the core samples disclose low hydrocarbon generation potential. On the other hand high hydrocarbon potential is supposed for the clayey-carbonate units of Middle-Late Frasnian age. Rock-Eval pyrolysis and the Conodont Alteration Index indicate a high level maturity of organic matter corresponding to the main gas generation zone ($R_o > 1.5\%$).

Keywords: lithofacial study, organic matter, hydrocarbons, Upper Palaeozoic, Kosyu-Rogov Depression, Timan-Pechora petroleum basin.

References

Antoshkina A.I. *Rifooobrazovanie v paleozoe (sever Urala i sopredel'nye oblasti)* [Paleozoic reef formation (northern Urals and adjacent areas)]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2003, 303 p.

Danilevskiy S.A., Sklyarova Z.P., Trifachev Yu.M. *Geoflyuidal'nye sistemy Timano-Pechorskoy provintsii* [Geo-fluid system of the Timan-Pechora Province]. Ukhta, 2003, 298 p.

Eliseev A.I. *Karbon Lemvinskoy zony severa Urala* [Carboniferous Lemva area of Northern Urals]. Leningrad: Nauka, 1973, 95 p.

Geologicheskoe stroenie i perspektivy gazonosnosti zapadnogo sklona Polyarnogo i Pripolyarnogo Urala (po rezul'tatam geologorazvedochnykh rabot) [Geological structure and gas potential of the western slope of the Polar and Subpolar Urals (according to the results of exploration study)]. Editor V.N. Danilova, St. Petersburg: FGUP «VNIGRI», 2015, 264 p.

Gruzdev D.A. *Pozdnedevonskaya-rannekamennougol'naya izolirovannaya karbonatnaya platforma na Pripolyarnom Urale (r. Bol. Nadota)* [The Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platform in the Subpolar Urals (Bol'shaya Nadota River)]. Vestnik IG Komi NTs UrO RAN, 2017, no. 4, pp.16-23.

Ivanova R.M. *Izvestkovye vodorosli karbona Urala* [The calcareous algae of the Carboniferous of the Urals]. Ekaterinburg: RIO UrO RAN, 2013, 244 p.

Khant D. *Geologiya i geokhimiya nefti i gaza* [Geology and oil and gas geochemistry]. Moscow: Mir, 1982, 703 p.

Peters K.E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1986, vol. 70, pp.318–329.

Peters K.E., Cassa M.R. Applied source rock geochemistry / The petroleum system – from source to trap. AAPG Memoir 60. Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 1994, pp. 93–117.

Prishchepa O.M., Bogatskiy V.I., Makarevich V.N., Chumakova O.V., Nikonov N.I., Kuranov A.V., Bogdanov M.M. *Novye predstavleniya o tektonicheskom i neftegazogeologicheskom rayonirovanii Timano-Pechorskoy neftegazonosnoy provintsii* [The Timan-Pechora oil-bearing

province – new tectonical insight]. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya I Praktika*, 2011, vol. 6, no. 4, available at: http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf

Priymak P.I., Nikonov N.I., Kuranova T.I. *Perspektivy neftegazonosnosti rifogennykh otlozheniy zony sochleneniya Kos'yu-Rogovskoy vpadiny i Zapadno-Ural'skoy skladchato-nadvigovoy zony* [Petroleum potential of Middle - Upper Devonian reef section in the junction zone of Kosyu-Rogow Depression and the Western Ural fold-thrust zone]. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya I Praktika*, 2013, vol. 8, no. 3, available at: http://www.ngtp.ru/rub/4/36_2013.pdf. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/36_2013

Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A. & Wrzolek T. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals. *Acta Geologica Polonica*, 2001, no. 3, pp. 217-235.

Spravochnik po geokhimii nefti i gaza [Handbook of oil and gas geochemistry]. St. Petersburg: Nedra, 1998, 576 p.

Yudin V.V. *Orogenez severa Urala i Pay-Khoya* [Orogenesis of North Urals and Pay-Khoy]. RAN, Ural. otd-nie, Komi nauch. tsentr, In-t geologii, Ekaterinburg: Nauka, 1994, 284 p.

Zhukova T.V., Petrenko E.L. *Stroenie i perspektivy ranne-sredne-pozdne-devonskogo rifa v skv. 1-Levogrubeyuskaya* [The structure and prospects concerning the Early-Middle-Late Devonian reef in the well 1-Levogrubeyu]. *Geologiya rifov: materialy Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya*. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 2015, pp. 45-47.

Zhuravlev A.V. *Otsenka stepeni termal'nogo katageneza paleozoyskikh otlozheniy severa Pay-Khoyskogo paravtokhtona po indeksam okraski konodontov* [Estimation of Palaeozoic sedimentary rocks thermal maturity of Northern Pay-Khoy parautochthone on the basis of Conodont colour alteration index]. *Litosfera*, 2017, no. 1, pp. 44–52.

Zhuravlev A.V. *Sedimentatsionnaya model' oblasti sochleneniya Eletskey i Lemvinskoy formatsionnykh zon Pripolyarnogo Urala v pogranichnom devonsko-kamennougol'nom intervale* [Sedimentation model of the transitional zone from the Elets to Lemva formation belts (Devonian-Carboniferous boundary, Cis-Polar Urals)]. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya I Praktika*, 2012, vol. 7, no. 4, available at: http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf

© Груздев Д.А., Котик И.С., Вевель Я.А., Журавлев А.В., Котик О.С., Приймак П.И., 2019