

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

УДК 553.98.041:551.24

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

В.Е. Хаин, И.Д. Полякова, Н.И. Филатова

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

В рамках проекта Международного полярного года (МПГ) разработаны два аспекта слабо изученной территории Восточной Арктики — тектоногеодинамический и оценочный нефтегазоносный. Установлено, что современный облик Восточной Арктики начал оформляться с раскрытием в поздней юре—раннем мелу Амеразийского океанического бассейна (в составе Канадской и Подводников—Макарова котловин), а также с возникновением на шельфах и континентальных склонах полярных морей меловых—кайнозойских синдвиговых и рифтогенных осадочных бассейнов, генетически частично связанных с Евразийским океаном. Фундамент шельфов этих морей, как и примыкающая наземная часть континента, включает фрагменты Гиперборейского кратона, а также байкальских, каледонских и поздне-киммерийского (среднемелового) орогенных поясов. По аналогии с бассейнами пассивных арктических и атлантических окраин меловые—кайнозойские бассейны шельфа и континентального склона рассматриваются как потенциально нефтегазоносные. В их пределах выделены зоны возможного нефтегазо- и газонакопления в отложениях осадочного чехла и фундамента.

Орогенные пояса, меловые—кайнозойские бассейны, геодинамика, нефтегазоносные бассейны, Восточная Арктика, Гиперборея, Амеразийский океан

TECTONICS AND PETROLEUM POTENTIAL OF THE EAST ARCTIC PROVINCE

V.E. Khain, I.D. Polyakova, and N.I. Filatova

Tectonics and petroleum potential of the underexplored East Arctic area have been investigated as part of an IPY (International Polar Year) project. The present-day scenery of the area began forming with opening of the Amerasia Ocean (Canada and Podvodnikov—Makarov Basins) in the Late Jurassic—Early Cretaceous and with Cretaceous—Cenozoic rifting related to spreading in the Eurasia Basin. The opening of oceans produced pull-apart and rift basins along continental slopes and shelves of the present-day Arctic fringing seas, which lie on a basement consisting of fragments of the Hyperborean craton and Early Paleozoic to Middle Cretaceous orogens. By analogy with basins of the Arctic and Atlantic passive margins, the Cretaceous—Cenozoic shelf and continental slope basins may be expected to have high petroleum potential, with oil and gas accumulations in their sediments and basement.

Orogen, Cretaceous—Cenozoic basin, geodynamics, petroleum province, East Arctic, Hyperborea, Amerasia Ocean

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то что новейшие геолого-геофизические исследования значительно продвинули наши знания о тектонике и геодинамике Арктики, осталось еще много неразгаданных проблем, касающихся, в первую очередь, тектонического строения ложа полярных морей, включая континентальные шельфы акваторий. С решением этих проблем напрямую связана разработка и минерагенических аспектов этого слабо освоенного региона и прежде всего оценка его углеводородного потенциала, а также прогнозирование новых объектов скопления нефти и газа.

Наземные геологические исследования, морские и аэрокосмические геофизические работы, а также бурение и изучение донных проб [Зоненшайн и др., 1990; Заманский и др., 1999; Хаин, 2001; Коско и др., 2002; Парфенов и др., 2003; Кабаньков и др., 2004; Kos'ko et al., 1993; Klempere et al., 2002; Sokolov et al., 2002] показали наличие на территории Восточной Арктики обширного возрастного ряда тектонических структур от докембрийских до кайнозойских, соотношение которых, равно как и геодинамические обстановки их формирования, остаются пока недостаточно расшифрованными.

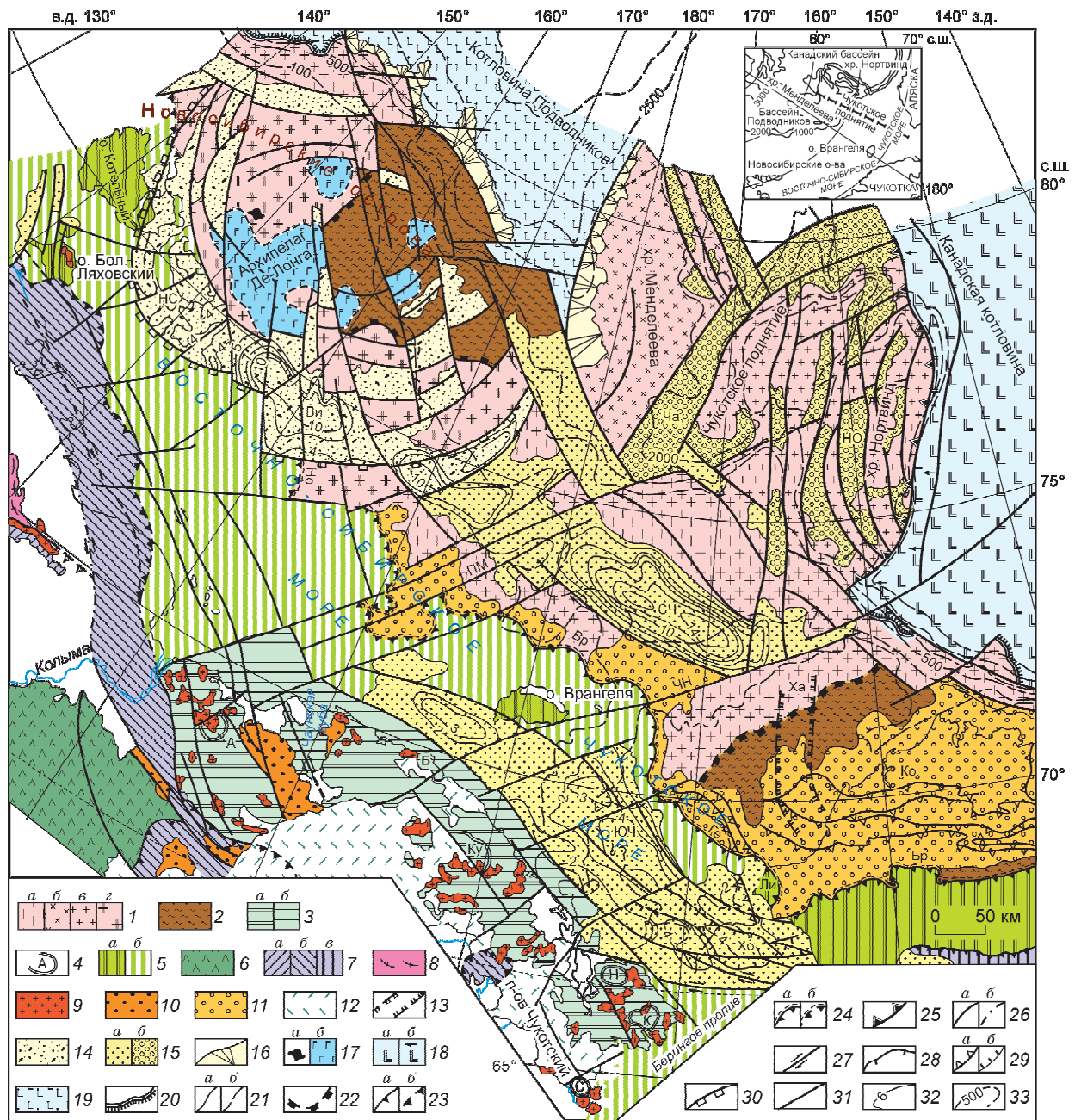


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Восточной Арктики.

1, 2 — эпикаледонская континентальная плита (восточно-арктическая часть Лавруссии): 1 — Гиперборейский эпигренвилевский кратон (с фрагментами байкалид) со слабдеформированным верхнепротерозойско-мезозойским чехлом в пределах: а — шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, б — поднятия Менделеева, в — Чукотского поднятия, г — с чехлом, нарушенным меловым магматическим куполом Де-Лонга; 2 — фрагменты каледонских орогенных поясов; 3—11 — **Верхояно-Чукотско-Североаялскинская позднеюрско-среднемеловая тектоническая область**: 3—5 — **Новосибирско-Чукотско-Бруксовская орогенная система** (деформированная окраина палеозойской плиты): 3 — внутренняя Чукотская зона с интенсивно деформированным чехлом континентальной плиты и гранитогнейсовыми куполами на суше (а), предполагаемая на шельфах полярных морей (б), 4 — меловые гранитогнейсовые купола (А — Алярмаутский, К — Кооленский, Ку — Кузквунский, Н — Нешканский, С — Сенявинский), 5 — фронтальная Новосибирско-Врангеля-Геральд-Лисберн-Бруксовская зона с деформированным чехлом континентальной плиты на суше (а), предполагаемая в пределах шельфов полярных морей (б); 6, 7 — **Верхояно-Колымская межконтинентальная коллизийная система и ограничивающая ее среднемеловая сутура**: 6 — складчато-покровные структуры в палеозойско-неокомовых островодужных, окраинно-морских и океанических комплексах, 7 — сегменты среднемеловой сутуры: Колымской петли (а), Южно-Аноийской, в том числе под чехлом мел-кайнозойских отложений (б), Кобук (в); 8 — **Верхоянская орогенная система** (деформированная окраина Сибирского кратона); 9—11 — **магматические породы и бассейны, обусловленные среднемеловым (позднекремнийским) орогенезом**: 9 — раннемеловые синколлизийные гранитоиды; 10 — син- и постнадевиговые коллизийные бассейны, а также бассейны типа пулл-апарт с турбидитовыми и терригенно-олистостромовыми комплек-

сами; 11 — фронтальные (передовые) синнадвиговые бассейны с меловыми терригенными комплексами чешуйчато-надвиговой структуры; 12 — Охотско-Чукотский альб-верхнемеловой магматический окраинно-континентальный пояс; 13—17 — **палеозойские—кайнозойские бассейны континентального растяжения на шельфах полярных морей и сопутствующий магматизм**: 13 — девонские рифтогенные грабены с вулканогенно-терригенными комплексами, 14 — меловые дуговые и радиальные грабены магматического купола Де-Лонга с терригенными и вулканогенно-терригенными комплексами, 15 — рифтогенные и синдвиговые бассейны меловые—кайнозойские в пределах шельфов и островов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и окраин континента (а), кайнозойские в пределах поднятий Менделеева и Чукотского (б); незакрашенные поля — неоген-четвертичные отложения на наземной части континента; 16 — меловые—кайнозойские бассейны континентальных склонов и подножий, 17 — базальтоиды и бимодальные вулканические ассоциации внутриплитного типа: нижнемеловые и кайнозойские нерасчлененные на островах (а) и шельфах полярных морей (предполагаемые по магнитометрическим данным) (б); 18, 19 — **Амеразийский океанический бассейн в составе современного Северного Ледовитого океана**: 18 — Канадский бассейн с позднеюрской—среднемеловой океанической корой, перекрытой чехлом верхнемеловых—кайнозойских терригенных пород (а), зона поддвига Нортвинд (предполагаемая неразвившаяся мезозойская зона субдукции) (б); 19 — бассейн Подводников с предположительно ранне-среднемеловой субокеанической корой, перекрытой чехлом верхнемеловых—кайнозойских пород; 20 — границы между областями с океанической и континентальной корой (бергштрихи обращены в сторону котловин Амеразийского бассейна); 21 — границы структурно-вещественных комплексов: прослеженные (а), предполагаемые (б); 22 — предполагаемые тектонические границы фрагментов каледонских орогенных поясов; 23 — фронтальные надвиги коллизивной сутуры Колымской петли и Южно-Аноийской—Кобук: прослеженные (а), предполагаемые по магнитометрическим данным (б); 24 — фронтальный надвиг Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы: прослеженный (а), предполагаемый (б); сегменты надвига: НС — Новосибирский, Вр — Врангелевский, Ге — Геральд, Ли — Лисберн, Бр — Брукс; 25 — надвиг Нортвинд; 26 — левосторонние сдвиги Южно-Аноийской системы: прослеженные (а), предполагаемые по магнитометрическим данным (б); 27 — сдвиги прочие с указанием направления перемещения (пунктиром даны предполагаемые разломы); 28 — сбросы; 29 — чешуйчато-надвиговые структуры (а), сбросы (б) в мел-кайнозойских бассейнах; 30 — дуговые разломы ограничения мелового—кайнозойского купола Де-Лонга; 31 — разломы недифференцированные; 32 — предполагаемые изопахиты осадочных пород (мощность, км) в мел-кайнозойских бассейнах; 33 — изобаты, м. Бассейны: Ви — Вилькицкого, Ко — Колвилл, НО — Нортвинд, СЧ — Северо-Чукотский, Ха — Ханна, Хо — Хоуп, Ча — Чарли, ЮЧ — Южно-Чукотский; системы разломов: ПМ — Певекско-Менделеевская, ЧН — Чукотско-Нортвиндская. На врезке показана рассматриваемая часть Северного Ледовитого океана и обозначена государственная граница РФ и США.

Цель научного синтеза — систематизировать главные тектонические единицы Восточной Арктики, проследить этапность и режимы их формирования, а также охарактеризовать потенциальную нефтегазоносность региона. В географическом плане большая часть рассматриваемого региона принадлежит восточному сектору арктического шельфа Евразии, входящему в состав морей Восточно-Сибирского и Чукотского (рис. 1). На юге регион охватывает примыкающую к шельфу наземную часть Евразийского континента, а на севере частично включает Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана. Особое внимание уделялось тектонической типизации и возрастному ранжированию осадочных бассейнов в пределах шельфов полярных морей, поскольку согласно имеющейся информации [Thurston, Theiss, 1987; Claypool, Magoon, 1988; Magoon, 1994; Houseknecht, Bird, 2005; и др.] можно предположить их высокую потенциальную нефтегазоносность. Для того чтобы ориентировочно оценить мощность осадочного заполнения бассейнов, нами в их пределах на основе синтеза карт локальных аномалий гравитационного и магнитного полей [Mazarovich, Sokolov, 2003; и др.], а также немногочисленных данных сейсмопрофилирования [Драчев и др., 2001; Franke et al., 2004; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; и др.] условными линиями изображены изопахиты (см. рис. 1).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ И ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Регион Восточной Арктики включает фрагменты докембрийского Гиперборейского кратона, а также байкальских, каледонских и среднемелового (позднекеммерийского) орогенных поясов. Полярная область Восточной Арктики занята позднеюрским—меловым Амеразийским океаническим бассейном, являющимся частью современного Северного Ледовитого океана. Становление и преобразование континентальной коры Восточной Арктики происходили в течение нескольких эпох орогенеза: гренвильской, байкальской, каледонской (элсмирской) и позднекеммерийской; за это время завершились замыкание океанических бассейнов соответствующего возраста и оформление складчато-покровных поясов, сопровождавшееся процессами амфиболит-зеленосланцевого и гранулитового метаморфизма [Тектоника..., 2001; Хаин, Филатова, 2007; Lawver et al., 2002; и др.]. В совокупности рассматриваемая территория охватывает фрагменты двух континентальных плит — эпикаледонской (включающей эпигренвильскую Гиперборею) и докембрийской Сибирской, а также Верхояно-Чукотскую юрско-среднемеловую тектоническую область. В пределах современных шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, прилегающих к Амеразийскому океану, располагаются мел-кайнозойские структуры (включая системы разломов и бассейны) различной природы (см. рис. 1), генетически обусловленные среднемеловым орогенезом, а также раскрытием Амеразийского и Евразийского океанов.

Гиперборейский кратон (по Н.С. Шатскому), или **Арктида** (по Л.П. Зоненшайну, Л.М. Натапову), имеет гренвилльский фундамент с включением более древних элементов. В современной структуре этот кратон представлен фрагментарно в виде Карской и Свальбардской микроплит на западе Арктики, а в Восточной Арктике он вскрывается на Новосибирских островах, в архипелаге Де-Лонга, на п-ове Земля Пири, в Канадском арктическом архипелаге, в подводных хребтах и поднятиях Ломоносова, Менделеева, Чукотском (см. рис. 1). К началу неопротерозоя Гиперборея входила в состав суперконтинента Родиния, оформившегося 1 млрд лет назад. В результате распада последнего в середине неопротерозоя обособлен ряд континентов, включая Гиперборею (Арктиду), которая в палеозое испытала дрейф от южных и приэкваториальных широт до северных, арктических [Lawver et al., 2002]. Терригенно-карбонатный с красноцветами протерозойский—нижнепалеозойский шельфовый чехол в пределах большей части Гиперборейского кратона деформирован слабо. И лишь на о-вах Де-Лонга этот чехол нарушен одноименным меловым магматическим куполом [Филатова, Хаин, 2007].

На рубеже неопротерозоя и кембрия в результате байкальского орогенеза к Гиперборее примкнули фрагменты байкальских орогенных поясов, на западе представленные тиманидами—протоуралидами [Кузнецов и др., 2007; и др.], а в Восточной Арктике вскрывающиеся на п-ове Таймыр, на о. Врангеля, Восточной Чукотке, п-ове Сьюард, Северной Аляске. В Центрально-Таймырской зоне, по данным В.А. Верниковского [Объяснительная записка..., 1998], присутствуют офиолиты, островодужные базальты, андезиты и риолиты толеитовой серии неопротерозоя, ассоциирующие с плагиигранитами, датированными в интервале 850—740 млн лет. Коллизия при замыкании океана сопровождалась здесь гранулит-амфиболитовым метаморфизмом и выплавками гранитоидов, минимальный возраст которых составляет 612—570 млн лет. Восточнее фрагменты неопротерозойского орогенического пояса зажаты между континентальными блоками Гипербореи (см. рис. 1). К байкалидам, в частности, относятся ортоамфиболиты, а также габбро и габбро-долериты с возрастом около 700 млн лет о. Врангеля [Kos'ko et al., 1993]. Породы амфиболит-зеленосланцевой фации возрастом 592—547 млн лет известны также на шельфе Чукотского моря к югу от свода Барроу, в гранитогнейсовых куполах Восточной Чукотки, на Северной Аляске и п-ове Сьюард [Natal'in et al., 1999; Klemperer et al., 2002; и др.]. Обломки базит-гипербазитовых комплексов и яшм выявлены в кембрийских терригенных породах меловой сутуры Колымской петли [Тектоника..., 2001].

Кратоны Лаврентия, Гиперборея, Балтика и Сибирь вновь были разобщены на рубеже неопротерозоя и кембрия при возникновении каледонского океана Япетус [Lawver et al., 2002]. В раннем палеозое на Гиперборейском кратоне продолжалось шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление. Океанические пространства этого времени, судя по размещению глубоководных фаций, занимали (современные координаты) запад Канадского арктического архипелага (включая о. Элсмир с аллохтоном ордовикских офиолитов Пирия [Klemperer et al., 2002]), а также Западную Аляску и современное южное обрамление котловин Канадской и Подводников (включая острова Генриетты и Жаннетты [Тектоника..., 2001]). На Аляске и шельфах морей Восточной Арктики океанические, окраинно-морские и островодужные породы нижнего палеозоя выделяются обычно в франклинский комплекс [Sherwood et al., 2002; Houseknecht, Bird, 2005] (рис. 2), который в настоящее время составляет акустический фундамент при сейсмопрофилировании шельфа. К нему, в частности, относятся вскрытые скважинами южнее свода Барроу ордовикские и силурийские турбидиты, гемипелагические глинистые сланцы, яшмы, кремни и вулканогенные породы [Klemperer et al., 2002]. В архипелаге Де-Лонга к нижнему палеозою предположительно отнесены турбидиты и вулканы известково-щелочной серии.

Еще одно ответвление океана Япетус реконструируется к востоку (современные координаты) от Сибирского кратона [Филатова, Хаин, 2007]. В сутуре Колымской петли, на западе среднемеловой Верхояно-Колымской орогенной системы обнаружены тектонические фрагменты базит-гипербазитовых комплексов, амфиболит-зеленосланцевый метаморфизм которых датирован ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) силуром (430—419 млн лет) [Тектоника..., 2001]. Другие аллохтонные покровы сложены кембрийскими алевролитами с обломками серпентинитов, базальтов и яшм, а также глубоководными кремнисто-глинистыми сланцами и базальтами с граптолитами ордовика.

Оформившийся в результате скандской и элсмирской фаз каледонского орогенеза континент Лавруссия объединил Лаврентию, Гиперборею, Сибирь и Балтику. В карбоне все эти кратоны (включая орогенические пояса) переместились в современные широты, в результате чего их красноцветные (с эвапоритами) шельфовые комплексы сменились на сероцветные, существенно терригенные. В ходе сближения континентов оформился суперконтинент Пангея II, претерпевший несколько этапов рифтогенеза. С первым из них, на рубеже девона и карбона, связано формирование ряда рифтов, в том числе грабена **Ханна**, с вулканогенно-терригенным заполнением (группа Эндикот и ее аналоги). Континентальный рифтогенез локально трансформировался в океанический спрединг с образованием, в частности, среднепалеозойского—позднеюрского Алазейско-Южно-Аньюско-Ангаючамского океана [Тектоника..., 2001; Sokolov et al., 2002]. Этот океан развивался как ответвление Пацифика, завершаясь в пределах континента бассейном Оймякон [Парфенов и др., 2003].

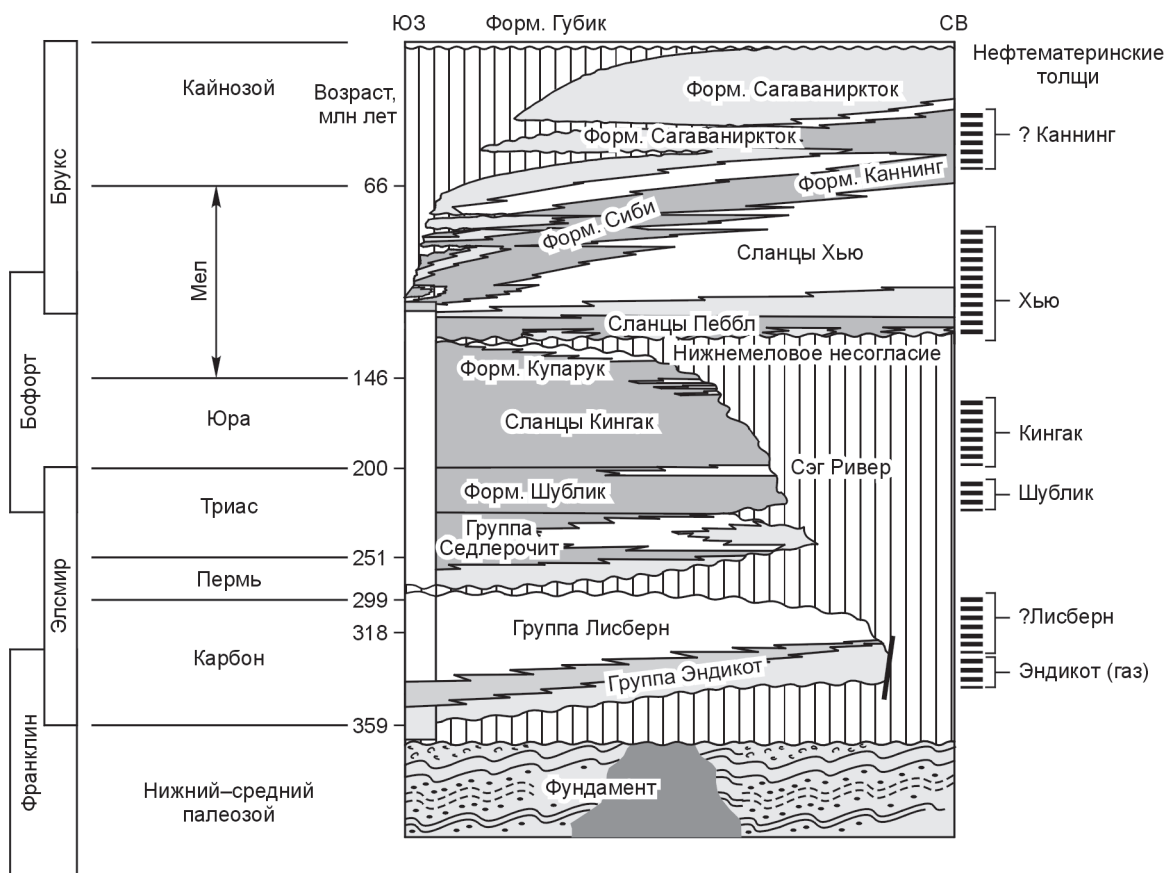


Рис. 2. Генерализованная стратиграфическая колонка Северной Аляски и прилегающих шельфов Арктических морей [Houseknecht, Bird, 2005].

Составы формаций приведены в тексте.

Верхояно-Чукотская тектоническая область (см. рис. 1) оформилась в течение поздней юры—неокома в результате замыкания Алазейско-Южно-Анюйско-Ангаючамского океана при столкновении Чукотско-Аляскинского фрагмента (микроплиты) палеозойской плиты (включающей и Гиперборею) с Сибирским кратоном. Центральной частью этой тектонической области является *Верхояно-Колымская коллизионная система*, ограниченная среднемиловым коллизионной сuture. С северо-востока к этой системе примыкает деформированный край палеозойской (включая докембрийские структуры) плиты, выделенный в качестве *Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы*; с юго-запада Верхояно-Колымская коллизионная система граничит с деформированной окраиной Сибирского кратона — *Верхоянской орогенной системой* [Богданов, Тильман, 1993; Парфенов и др., 2003; Филатова, Хаин, 2008; и др.].

Составляющая «ядро» этой области *Верхояно-Колымская коллизионная система* имеет сложное складчато-покровное строение, обусловленное тектоническим совмещением пластин весьма разновозрастных вещественных комплексов океанического, окраинно-морского и островодужного генезиса. Для этих офиолитовых, вулканогенных, яшмовых и терригенных комплексов характерен широкий возрастной диапазон — от кембрия до неокома. Эта система ограничена среднемиловым коллизионным швом, включающим разделенные левосторонней системой сдвигов сегменты Колымской петли и Южно-Анюйский. Восточным продолжением сuture является сегмент Кобук (см. рис. 1). В строении сuture принимают участие сложно дислоцированные комплексы замкнувшегося океана [Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004; Кузьмичев и др., 2005].

Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-надвиговая система образована деформированным чехлом края континентальной плиты с преобладанием чешуйчато-надвиговых и покровных структур северной вергентности. Интенсивность дислоцированности пород уменьшается по мере удаления от Верхояно-Чукотской коллизионной системы. По этому признаку в Новосибирско-Чукотско-Бруксовской системе выделены две зоны — внутренняя и внешняя (см. рис. 1).

Внутренняя Чукотская зона, непосредственно примыкающая к коллизионной сuture, занимает край современного континента и прилежащую часть шельфа Чукотского моря, образуя фундамент кай-

нозойских Южно-Чукотского—Хоуп бассейнов. В складчато-покровных структурах этой зоны участвуют протерозойско-палеозойские терригенно-карбонатные породы чехла палеозойской плиты, а также рифтогенные терригенные, реже магматические породы триаса и юры. Верхнее структурное положение в системе тектонических пластин здесь занимают аллохтоны палеозойских и мезозойских пород океанической, окраинно-морской и островодужной природы, шарьированные из пределов Верхояно-Колымской коллизионной системы. Отличительной чертой Чукотской зоны является развитие зоны гранулит-амфиболитового метаморфизма позднеюрского—раннемелового возраста, включающей цепочку гранитоидных куполов [Гельман, 1995, 1996; Natal'in et al., 1999; Akinin, Calvert, 2002; Amato et al., 2002], а также многочисленные массивы синколлизионных гранитоидов.

Внешняя, фронтальная Новосибирско-Врангеля-Геральд-Лисберн-Бруксовская надвиговая зона (см. рис. 1) протягивается в северо-западном направлении, охватывая в основном шельфы восточно-арктических морей. На юго-западе она примыкает к Чукотской зоне или непосредственно к коллизионной сuture, на северо-востоке надвинута на слабдеформированный чехол континентальной плиты. Фронтальная зона вскрывается лишь на Аляске и островах морей, а на остальном шельфе ее внешнее ограничение прослеживается в виде извилистой четковидной положительной аномалии гравитационного поля, расчлененной поперечными, северо-восточной ориентировки сдвигами на ряд сегментов (см. рис. 1). Эти сегменты нередко рассматриваются в качестве обособленных террейнов. Однако корреляция структур фронтальной зоны от хр. Брукс на юго-востоке до Новосибирского архипелага на северо-западе показала однотипность ее строения [Филатова, Хаин, 2007].

Примером строения фронтальной зоны служит сегмент хр. Брукс, структура которого представляет собой пакет вергентных в северном направлении тектонических пластин с шельфовыми комплексами, венчающимися фрагментами офиолитового покрова; «корневые» части покрова находятся южнее, в коллизионной сuture Кобук (след закрывшегося в среднем мелу океана Ангаючам). В этом покрове тектонически совмещены чешуи палеозойских—верхнеюрских океанических и островодужных образований. Все остальные тектонические покровы сегмента Брукс являются шарьированными на север образованиями южного, аляскинского края континентальной плиты [Patrick, Lieberman, 1988; Klempere et al., 2002; Togo et al., 2002]. Аналогичное строение фронтальная надвиговая зона имеет в сегментах Лисберн, Геральд [Moore et al., 2005] и Врангеля. Последний, вскрывающийся лишь в пределах одноименного острова, представлен пакетом вергентных в северо-восточном направлении чешуйчато-надвиговых структур и опрокинутых в этом же направлении складок [Kos'ko et al., 1993], в которых участвуют шельфовые протерозойские и палеозойско-мезозойские породы чехла континентальной плиты. Возраст дислокаций датирован интервалом 150—115 млн лет [Остров..., 2003]. Покровно-надвиговое строение сегментов Геральд и Врангеля отчетливо прослеживается на сейсмопрофилях [Бурлин, Шипелькевич, 2006], где в вергентном на северо-восток пакете пластин участвуют породы акустического (франклинского) фундамента, а также девонско-нижнемезозойские образования. Расположенный северо-западнее Новосибирский сегмент фронтальной зоны (см. рис. 1) вскрывается на островах Восточно-Сибирского моря. Породы всего палеозойско-валанжинского разреза о. Котельный участвуют в единых средне-меловых дислокациях, образуя складки северо-западной ориентировки в сочетании с надвигами юго-западной и северо-восточной вергентности [Тектоника..., 2001].

К фронтальной надвиговой зоне приурочена цепочка **синнадвиговых бассейнов**, в целом составляющих передовой прогиб Восточно-Чукотской тектонической области, аналогичный по возрасту и строению Приверхоанскому прогибу. В этот прогиб входит **бассейн Колвилл**, примыкающий к фронтальному надвигу сегмента Брукс (см. рис. 1); с севера он ограничен сводом Барроу [Moore et al., 2002]. На западе продолжением бассейна служит цепочка впадин перед фронтом надвигов Лисберн, Геральд и Врангеля (см. рис. 1). Не исключено и дальнейшее продолжение этого средне-мелового передового прогиба на северо-запад, в район Новосибирского архипелага.

Бассейн Колвилл несогласно перекрывает элсмирские орогенные структуры, а также меридиональный рифт Ханна и «запечатывающий» его чехол пенсильванско-мезозойских (включая нижнеэокомские) отложений [Sherwood et al., 2002]. Формирование и заполнение молассаами этого бассейна происходили по мере роста орогена Брукс, представлявшего область сноса. Первым малоамплитудным поднятиями соответствовали преимущественно тонкообломочные отложения апт—начала альба, сменившиеся в конце альба—позднем мелу более грубообломочными осадками. Общая мощность отложений бассейна Колвилл составляет 5—8 км, западнее она сокращается до 1—2 км. Принято объединять их в брукский комплекс раннемелового—третичного возраста, разделенный предпалеоценовой поверхностью структурного несогласия (см. рис. 2). Однако отложения собственно синнадвигового бассейна Колвилл охватывают интервал апт—начало позднего мела. По мере воздымания и «накатывания» на север фронтальных надвигов сегмента Брукс происходила пропаганция в этом же направлении осадков бассейна Колвилл; при этом в дуплексно-чешуйчатые дислокации были вовлечены апт-альбские породы бассейна, которые первоначально представляли промежуточный неавтохтон для надвигов хр. Брукс. Не исключено, что северный край этого передового бассейна располагается в основании кайнозойского синдвигового Се-

веро-Чукотского бассейна (см. рис. 1). Поскольку возникший в среднем мелу ороген хр. Брукс до сих пор представляет горное сооружение, разрез меловых отложений бассейна Колвилл и в кайнозое продолжал наращиваться терригенными породами.

Следует подчеркнуть, что ансамбль структур Верхояно-Чукотской тектонической области формировался в качестве периконических по отношению к современным полярным морям Арктики и по возрасту совпадает с раскрытием Амеразийского океанического бассейна Северного Ледовитого океана.

В пределах шельфов полярных морей Восточной Арктики и прилегающей наземной части континентов обычно выделяют терригенно-карбонатный элсмирский комплекс позднедевонского—раннеюрского возраста (см. рис. 2). Однако новые данные обнаружили гетерогенность этого комплекса. Типичное шельфовое осадконакопление на эпикаледонской плите современной Арктики длилось вплоть до поздней перми включительно. А с триаса (бофортовский комплекс) начался этап растяжения и деструкции континентальной коры, что стало предвестником образования Амеразийского океанического бассейна. Континентальный рифтогенез сопровождался накоплением в триасе—поздней юре мощных турбидитов и глинистых сланцев, нередко с проявлениями магматизма внутриплитного типа, который можно рассматривать как отголосок траппового магматизма Сибири. В поздней юре—раннем альбе режим растяжения привел к возникновению Амеразийского бассейна, механизм раскрытия которого составляет предмет дискуссий. В наиболее распространенной модели [Grantz et al., 1981, 1990a,b, 1998] образование бассейна связывается с отколом и ротацией (в сочетании со сдвигами) Чукотско-Аляскинской континентальной микроплиты. Столкновение этой микроплиты с Сибирским континентом стало причиной замыкания Алазейско-Южно-Аннуйско-Ангаучамского океана и образования Верхояно-Чукотской среднемировой орогенной области.

Амеразийский океанический бассейн востока Северного Ледовитого океана включает две котловины — **Канадскую** и **Подводников—Макарова**, разделенных поднятиями Менделеева и Чукотское—Нортвинд (см. рис. 1). Оба эти поднятия представляют блоки континентальной коры [Lebedeva-Ivanova et al., 2006], являясь продолжением Гиперборейского кратона. Формирование океанической коры котловин Канадской и Подводников—Макарова происходило в целом синхронно, завершившись к позднему мелу. Позднее в обеих котловинах началось мощное терригенное осадконакопление с образованием обрамляющих **бассейнов континентального склона** (см. рис. 1).

Наиболее изученная Канадская котловина Амеразийского бассейна оконтурена изобатой 3000 м, а максимальная ее глубина около 4 км. Гравиметрические данные и результаты сейсмопрофилирования [Гуревич и др., 2006; и др.] свидетельствуют об океаническом типе коры в ее пределах, мощность которой составляет 4—8 км, а мощность осадков — 6—8 км. Южное, Чукотско-Аляскинское континентальное ограничение Канадского бассейна нарушено серией листрических сбросов с системой грабенов [Grantz et al., 1998; Klempere et al., 2002]. Примечательно, что в Канадском бассейне по границе с горстом Нортвинд протягивается мощная разломная зона надвига—поддвига [Grantz et al., 1998] (см. рис. 1), которой со стороны бассейна соответствует линейная отрицательная гравитационная аномалия интенсивностью до 100 мГал. Не исключено, что эта ситуация отражает обстановку прерванной меловой субдукции коры бассейна под Чукотское поднятие.

Бассейн Подводников представляет собой южный структурный элемент линейной системы впадин Подводников—Макарова, разделяющей хр. Ломоносова и хребты Альфа—Менделеева. Сейсмопрофилированием (по геотраверсам «СЛО-8991» и «Арктика-2000») установлено, что мощность коры сокращается от 18—22 км в котловине Подводников до 8—12 км в котловине Макарова [Граммберг и др., 1997; Заманский и др., 1999; Lebedeva-Ivanova et al., 2006]. Примечательно, что, судя по сейсмопрофилированию, контакт котловины Подводников с континентальным шельфом проходит по широкой зоне сближенных разломов, южнее которой происходит скачкообразное погружение границы Мохо и возрастание мощности коры от 32 до 40 км. Геотермические измерения, выполненные в разные годы советскими и канадскими учеными с дрейфующих льдов, послужили основой для расчетов температур и плотности теплового потока в литосфере Восточной Арктики [Хуторской и др., 2006]. Пониженный фоновый тепловой поток (60—70 мВт/м² в котловине Подводников и до 80 мВт/м² под хр. Менделеева) свидетельствует об отсутствии в этом регионе новейшей тектонической активности, что подтверждается асейсмичностью региона [Граммберг и др., 1997]. Установлено [Хуторской и др., 2006], что температура в основании чехла неконсолидированных осадков уменьшается в котловине Подводников в северном направлении от 250 до 150 °С, что коррелирует с соответствующим сокращением мощности этого чехла. Аналогичным образом происходит понижение температуры (от 750 до 700 °С) в основании коры, что соответствует уменьшению глубины залегания поверхности Мохо.

Индикатором возраста рифтогенеза и раскрытия Амеразийского бассейна является интенсивный нижнемеловой (возможно, начиная с поздней юры) базальтовый и бимодальный магматизм внутриплитного типа (WPB), который установлен на шельфах Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского и Чукотского морей [Шипилов, 2004; Silantiev et al., 2004; и др.]. В пределах шельфа Восточно-Сибирского моря

с этим магматизмом связано возникновение купола Де-Лонга (см. рис. 1), который еще ранее выделялся в качестве вулканического поднятия [Шипилов, 2004]. Согласно гравиметрическим и сейсмостратиграфическим материалам, купол образован концентрической системой дуговых горстов и грабенов, ограниченных дуговыми (в сочетании с радиальными) разломами. В систему дуговых грабенов входят, в частности, осадочные бассейны Новосибирский и Вилькицкого (см. рис.1). Наиболее поднятая вследствие магматического диапиризма центральная часть свода характеризуется сокращенным разрезом отложений мела—кайнозоя. Обусловившие формирование купола Де-Лонга щелочные базальтоиды изливались в центральной его части в среднемеловое и миоцен-плейстоценовое время. Вулканиты характеризуются внутриплитными свойствами и связаны, вероятно, с мантийным плюмом [Silantiev et al., 2004; и др.]. Размещение здесь обширного магматического очага подтверждается магнитометрическими данными; распределение более мелких камер (и полей базальтоидов) контролируется дуговыми периферическими разломами [Taylor et al., 1981; Mazarovich, Sokolov, 2003].

Следует подчеркнуть, что образование Амеразийского океана сопровождалось формированием на его континентальном обрамлении грабенов, ограниченных листрическими сбросами. В частности, подобные грабены известны на южном обрамлении Канадской котловины [Grantz et al., 1998] и, возможно, располагаются в фундаменте Северо-Чукотского бассейна. Далее, в позднем мелу—кайнозое произошло общее погружение шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и возникновение систем разломов и бассейнов, первым из которых (вне зависимости от генезиса) отвечают градиенты поля силы тяжести, а вторым — линейные, реже изометричные отрицательные гравитационные аномалии.

Наиболее распространены в пределах шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей **меловые—кайнозойские синсдвиговые и рифтогенные осадочные бассейны** северо-западной ориентировки. Часть правосторонних северо-западных сдвигов, к которым приурочены синсдвиговые (типа пулл-апарт) бассейны, возникли на шельфе на последнем этапе среднемеловой компрессии [Бондаренко, 2004]. Однако большая часть разломов этой ориентировки связана с раскрытием кайнозойского Евразийского океана. Так, северо-западные сбросо-сдвиговые дислокации формируют край континентального шельфа, и в этой зоне располагаются узкие рифтогенные грабены, отчленяющие, в частности, поднятия Менделеева и Чукотское—Нортвинд от шельфа. К этой же системе сдвигов приурочены синсдвиговые бассейны Северо-Чукотский и Южно-Чукотский—Хоуп (см. рис. 1). Собственно Северо-Чукотский синсдвиговый бассейн подобно Южно-Чукотскому—Хоуп возник на рубеже мела—палеогена. На сеймопрофилях отчетливо прослеживается несогласное залегание заполняющих его терригенных кайнозойских пород на образованиях более древних структур. Последние представлены двумя генетически отличными типами: юрско-неокомовыми рифтогенными грабенами на краю раскрывавшегося Канадского бассейна [Sherwood et al., 2002] и синнадвиговым меловым бассейном (аналогичным впадине Колвилл).

Разломы северо-западной ориентировки нарушены системами северо-восточных сдвигов, которые, являясь наиболее молодыми, пересекают шельф и продолжают, судя по гравиметрическим картам, в область Центральной Арктики (см. рис. 1). К ним приурочены поперечные синсдвиговые бассейны типа пулл-апарт, мощность осадков в которых достигает 5—6 км [Franke et al., 2004]. Такого типа рифтогенный грабен расчленяет поднятия Менделеева и Чукотское (см. рис. 1) и имеет продолжение в Канадской котловине.

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ

На тектонической карте Восточной Арктики (см. рис. 1) и специализированной схеме (рис. 3) выделены осадочные бассейны, представляющие интерес в нефтегазоносном отношении. Это — бассейны Северного склона Аляски, Южно-Чукотский, Новосибирско-Северо-Чукотский и Предвосточносибирский. Главные этапы их развития и соответствующие им сейсмокомплексы охарактеризованы в предыдущем разделе. Для оценки углеводородного потенциала эти представления дополнены более детальной информацией по структурным, литолого-стратиграфическим, а по возможности и геохимическим особенностям осадочного заполнения конкретных бассейнов. Среди них только в одном — бассейне Северного склона Аляски — установлена нефтегазоносность и при том весьма значительная.

Бассейн Северного склона Аляски охватывает мел-кайнозойские образования синнадвигового прогиба Колвилл, триас-юрские рифтовые структуры бофортовского комплекса, карбон-пермские шельфовые отложения элсмирского комплекса и верхнедевонско-нижнекаменноугольную группу Эндикот грабена Ханна, залегающие на метаморфических и магматических породах франклинского фундамента (см. рис. 2). В наземной части бассейн примыкает на юге к фронтальному надвику Брукс, на севере он распространяется на шельф до южного ограничения Канадской котловины, на западе его граница совпадает с фронтом надвигов Геральд и Лисберн, на востоке она выделяется условно.

В бассейне Северного склона Аляски открыто самое крупное в США месторождение Прадхо-Бей, основные залежи которого связаны с элсмирским и бофортовским (рифтовым) комплексами, которые по

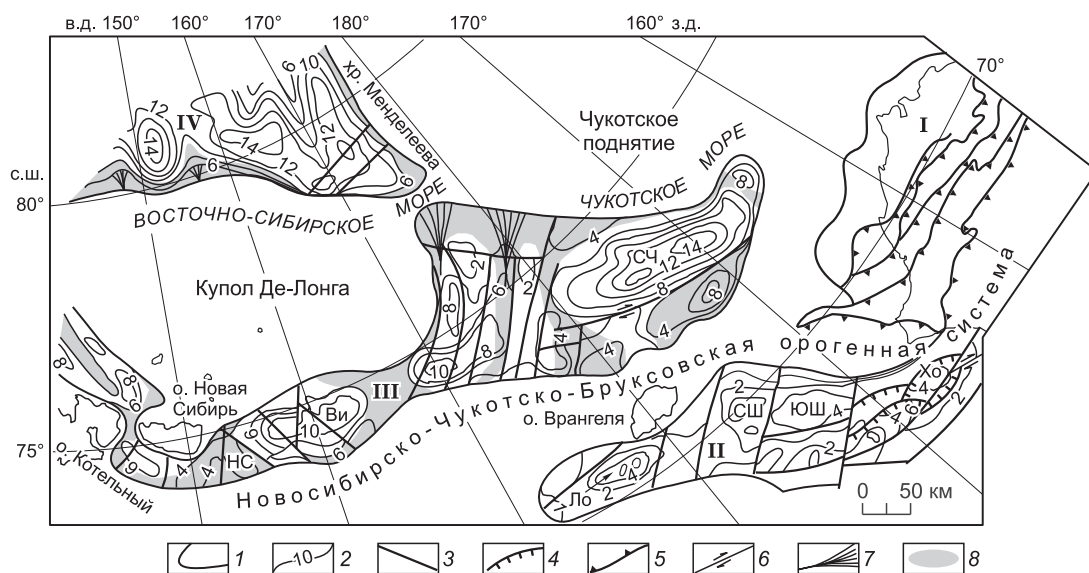


Рис. 3. Мел-кайнозойские нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные бассейны (НГБ и ПНГБ) Восточной Арктики.

1 — границы бассейнов; 2 — изобахиты, км; 3—6 — разломы: 3 — недифференцированные, 4 — сбросы, 5 — надвиги, взбросы, 6 — сдвиги; 7 — предполагаемые конусы выноса; 8 — перспективные зоны с неустановленной нефтегазоносностью. Нефтегазоносные бассейны: Северного склона Аляски (I). Потенциально нефтегазоносные бассейны: Южно-Чукотский (II), Новосибирско-Северо-Чукотский (III), Предвосточносибирский (IV); впадины Южно-Чукотского ПНГБ: Лонга (Ло), Северо-Шмидтовская (СШ), Южно-Шмидтовская (ЮШ), Хоуп (Хо); прогибы Новосибирско-Северо-Чукотского ПНГБ: Новосибирский (НС), Вилькицкого (Ви), Северо-Чукотский (СЧ).

возрасту соответствуют позднему девону—раннему мелу [Sherwood et al., 2002; Houseknecht, Bird, 2005] (см. рис. 2). Его нефтяной потенциал сначала был оценен около 1.6 млрд т, но в процессе разработки месторождения с применением новых высокоэффективных технологий был увеличен до 2.2 млрд т [Dughan, 2006]. К отложениям тех же комплексов приурочены средние и крупные месторождения: Эндикот, Лисберн, Либерти-Терн, Лисберн-Пул, Нортстар, Сэг Ривер, Барроу, Элпайн, Купарук, Томсон. Средние и мелкие месторождения Губик, Умиаг, Фиш-Крик, Симсон, Зап. Сэк и др. открыты в отложениях брукского комплекса мел-кайнозойского возраста. В бассейне Северного склона Аляски открыто около 60 нефтегазовых скоплений, приуроченных преимущественно к поднятию Барроу [Bird, 2001]. Основные запасы нефти (90 %) сосредоточены в элсмирском и бофортском комплексах.

В бассейне Северного склона Аляски нижняя часть элсмирского комплекса (см. рис. 2) соответствует позднедевонско-пермскому этапу развития пассивной окраины [Sherwood et al., 2002; Houseknecht, Bird, 2005], когда осадконакопление происходило в условиях шельфа с главным источником сноса, располагавшимся на территории современного Северного Ледовитого океана. В северной части бассейна формировались палеодельты, представляющие собой разветвленные каналы транзитных зон, песчаные слои которых распространялись на мелководно-морскую равнину и аллювиальную сушу. В шельфовых отложениях элсмирского комплекса (группы Лисберн и Седлерочит), а также в группе Эндикот грабена Ханна выделяются нефтематеринские и коллекторские толщи [Bird, Jordan, 1977]. В группе Эндикот, залегающей на больших глубинах (более 10 км), материнские отложения сохранили только газопродуцирующую функцию.

В нижней части бофортского комплекса (триас—юра), характеризующей собственно рифтовый этап развития бассейна, распространены нефтематеринские сланцы Шублик и Кингак [Bayliss, Magoon, 1988] с разделяющими и входящими в их состав песчаными горизонтами (в том числе Сэг Ривер). С ними связаны крупные углеводородные залежи месторождений Прадхо-Бей, Южный Барроу и др. Нефтематеринские глинистые формации Шублик и Кингак в отдельных прослоях характеризуются повышенными содержаниями органического вещества ($C_{орг}$ — до 3—5 %, УВ — 0.03—0.3 %), в микрокомпонентном составе которого на севере бассейна преобладает коллоальгинит (до 60—90 %), и оно относится к I и II типам (по Д. Ван Кревелену). Здесь его термическая зрелость ($R_0 = 0.6—1.3$ %) соответствует главной зоне нефтеобразования, и оно генерирует нефть и конденсат [Magoon, 1994]. В верхней части бофортского комплекса (верхняя юра—неоком), соответствующей новому этапу рифтогенеза, связанного с раскрытием Американо-Азиатского бассейна, накапливались галечные сланцы (Пибл).

Генерационным источником нефтяных залежей поднятия Барроу послужили глинистые сланцы Шублик и Кингак, в том числе и залегающие в рифтовой зоне Бофорт, расположенной восточнее за пределами района исследования. Миграция углеводородов происходила по ограничивающим рифты разломам и вдоль нижнемелового несогласия. По данным К. Шервуда [Sherwood et al., 1998], дополнительный приток углеводородов поступал также из глинистых отложений Шублик, накопившихся в депоцентре современного шельфа Чукотского моря.

Нефти гигантского месторождения Прадхо-Бей и других сопутствующих ему месторождений, приуроченных к элсмирскому и бофортовскому комплексам, характеризуются повышенной сернистостью (1—2 %), низким значением газонефтяного отношения (менее 1500 фут³/барр.), более высоким содержанием ванадия по сравнению с никелем и низким значением отношения насыщенных углеводородов к ароматическим (0.9—1.7).

С региональным нижнемеловым несогласием (LCU) элсмирские и бофортовские образования перекрываются синнадвиговым Колвиллским прогибом с мел-кайнозойскими отложениями брукского комплекса. В его основании залегают нефтематеринские радиоактивные сланцы Хью, выше которых по разрезу располагаются газовые системы Торок—Нэнушак и Каннинг—Сагаванирктон. К газопроизводящим относятся отложения группы Колвилл, Нэнушак, верхней части формации Торок, содержащие прослойки угля, и по термической зрелости ($R_0 = 0.5—0.6$ %) [Claypool, Magoon, 1988] соответствующие протокатагенезу. Наиболее крупные депоцентры с очагами генерации локализируются в шельфовой части бассейна, где мощности брукского комплекса составляют 5—8 км.

Нефтям брукского комплекса свойственны пониженная сернистость (менее 1 %), повышенные значения газонефтяного отношения (1500—7000 фут³/барр.), значительное преобладание насыщенных углеводородов над ароматическими (1.7—3.5) и более низкие концентрации никеля и ванадия при более высоком содержании никеля. Очевидно, по физико-химическим свойствам и углеводородному составу нефти нижнего и верхнего комплексов значительно различаются между собой. Они образуют два генетических типа, обязанных своим происхождением разным источникам — палеозойско-юрскому и меловому. Это также подтверждается особенностями состава изотопов углерода и биомаркеров (Magoon, Claypool, 1981 г.).

В последнее время [Montgomery, 2005] изучены новые материалы на территории, охватывающей так называемые «1002 площади», которые расположены в прибрежной зоне между площадью Прадхо-Бей на западе и дельтой р. Маккензи на востоке. Общая оценка «для 1002 площадей» варьирует от 1.6 до 4.5 млн т нефти, среди которых к технически извлекаемым отнесены 0.7—1.7 млн т нефти. Этот район входит в состав Арктического национального заповедника (ANWR), на территории которого поисково-разведочные работы до сих пор не велись.

По палеонтологическим и геофизическим данным проведена корреляция разрезов скважин Чукотского шельфа и бассейна Северного склона Аляски, показавшая, что на протяжении фанерозоя эти районы развивались по общему геологическому сценарию [Klemperer et al., 2002]. В скв. Бергер выявлены готерив-барремские песчаники, стратиграфически эквивалентные песчаникам «С» формации Купарук бофортовского комплекса, которые в наземной части бассейна служат высококачественным резервуаром крупного нефтяного месторождения Купарук. В песчаном резервуаре, перекрытом с несогласием сланцами Пebbл и Хью, на площади Бергер открыто месторождение с извлекаемыми запасами в 311 млрд м³ газа и 84 млн т конденсата [Houseknecht, Bird, 2005].

Для арктической нефтяной провинции Аляска, в состав которой входят бассейн Северного склона и прилегающие к нему Чукотский и Бофортовский шельфы, прогнозные ресурсы оценены в 7.250 млрд т нефти и 6.144 трлн м³ газа [Там же]. Наибольшие возможности связываются со структурными и стратиграфическими ловушками бофортовского и брукского (рифтового и складчато-надвигового) комплексов.

Южно-Чукотский бассейн располагается в южной части Чукотского и юго-восточной части Восточно-Сибирского морей (см. рис. 1). На севере и юго-востоке он ограничен фронтальной надвиговой зоной Врангеля-Геральд-Лисберн, на юге — выходами фундамента Чукотской суши. Вытянутый в северо-западном направлении бассейн приобрел современные очертания и структуру в кайнозое под влиянием правосторонних смещений [Klemperer et al., 2002]. Бассейн имеет рифтогенную и синдвиговую природу.

Лучше изучена восточная часть бассейна с двумя впадинами Хоуп, расположенными преимущественно на Американском шельфе Чукотского моря. В основании впадин выявлена система полуграбенов с двумя наиболее значительными, заполненными третичными отложениями мощностью до 4—6 км [Tolson, 1987; Klemperer et al., 2002]. В кайнозойских отложениях этих впадин выделены три сейсмокомплекса: среднеоценовый—олигоценый, нижнемиоценовый и среднемиоценовый—плейстоценовый, которые сопоставлены с разрезами буровых скважин в прогибе Котцебу, находящемся южнее за пределами района исследования. Нижнему комплексу соответствуют неморские дельтовые пески и вулканические туфы с прослоями угля и единичными покровами базальтоидов, средний комплекс слагают прибрежно-

морские пески и алевролиты, верхний — морские и озерные глинистые алевролиты с прослоями песков и угля. В каждом комплексе есть свои газопроизводящие и коллектирующие толщи.

Большую западную часть Южно-Чукотского бассейна занимает российский шельф, где кровля меловых отложений нижнебрукского подкомплекса, составляющего акустический фундамент, залегает на глубине 1—4 км, в северном направлении глубины возрастают. Горизонтально залегающий верхнебрукский подкомплекс сложен континентальными и прибрежно-морскими терригенными отложениями. Их мощности составляют около 2 км, возрастая до 4 км во впадинах Де-Лонга, Северо- и Южно-Шмидтовская, выделяющихся в чехле бассейна с запада на восток (см. рис. 3). Эти впадины могут оказаться газоносными. Перспективы расположенных на американском шельфе более глубоких впадин Хоуп оцениваются существенно выше.

Новосибирско-Северо-Чукотский мегабассейн — самый крупный на шельфе Восточной Арктики — привлекает исследовательский интерес многих российских геологов [Косько, 1988; Кравченко, 1996; Виноградов и др., 2004; Иванова, 2004; Хаин, Полякова, 2006; Клещев, Шеин, 2007; Филатова и Хаин, 2007; Mazarovich, Sokolov, 2003; и др.]. Они выделяют его в различных конфигурациях и под разными названиями. С оценочных позиций этот мегабассейн представлен в границах, частично совпадающих с разломами соответствующей ориентировки, главные из которых имеют региональное распространение и позволяют охватить значительную площадь (см. рис. 1, 3).

Новосибирско-Северо-Чукотский седиментационный мегабассейн с запада и юга примыкает к фронту надвиговой зоны Новосибирск-Врангеля-Геральд, с севера — к Чукотскому поднятию («бордерленду») и куполу Де-Лонга, с востока — Северо-Чукотскому поднятию свода Барроу. Мегабассейн имеет апт-кайнозойский возраст. Он наложен как на среднемеловые дислокации континентальной плиты Восточной Арктики, так и ее ненарушенный чехол [Филатова, Хаин, 2007]. Система рифтогенных грабенов, заполненных терригенными и карбонатными породами каменноугольно-неокомского возраста, синхронными элсмирскому и бофортовскому комплексам, образует его фундамент. Рассматриваемый мегабассейн представляет собой полирифт—мегапрогиб северо-западного простирания, ограниченный с севера и юга крутыми разломами, среди которых в южном выражена праводвиговая компонента. Некоторыми исследователями [Sherwood et al., 2002; Franke et al., 2004] он считается главным трансформным разломом, скольжение вдоль которого привело к отторжению северного блока трога Ханна и углублению шельфа Восточно-Сибирского моря в северо-восточном направлении. Мегабассейн разделен крупным поперечным поднятием и структурной перемышкой на три сектора: восточный с Северо-Чукотским прогибом, западный с прогибом Вилькицкого и северо-западный с узким «двурогим» Новосибирским прогибом, зажатым между куполом Де-Лонга и Котельническо-Святоносским поднятием.

В основании Северо-Чукотского прогиба залегает особенно глубокий рифт, борта которого подчеркнуты большим перепадом мощностей осадочного чехла. Согласно данным интерпретации профилей МОВ—ОГТ [Grantz et al., 1990a,b], в осадочном заполнении прогиба выделены нижне- и верхнебрукский подкомплексы, разделенные среднебрукским несогласием. Нижнебрукский подкомплекс сложен тремя толщами, из которых нижняя, вероятно, соответствует апт-альбской молассе (мощность 3 км), возникшей во фронте надвиговой зоны Врангеля-Геральд, а две верхние, образованные переслаиванием алевролитовых и глинистых отложений с пачками песчаников, датируются верхним мелом (общая мощность около 11 км). В кайнозойских отложениях верхнебрукского подкомплекса условно выделяются разделенные перерывами палеоцен-эоценовая, олигоцен-миоценовая и плиоцен-плейстоценовая терригенные толщи (мощность более 3 км). Общие мощности верхнемеловых—кайнозойских отложений в надосевой части прогиба достигают более 14 км, на его склонах, расположенных за главными разломами, они резко уменьшаются до 4—2 км. Общая мощность осадочного чехла, который мог начать формироваться значительно раньше, предположительно с юры, оценивается в 18—22 км [Ким и др., 2007].

В Северо-Чукотском прогибе проявились крупные диапировые структуры, имеющие палеозойские корни и протыкающие брукский комплекс. Они считаются соляными по: [Thurston, Theiss, 1987], а глиняными по: [Grantz et al., 1990a,b]. В прогибе прослежено большое количество разрывных нарушений, особенно в Вилькицком и Новосибирском секторах, сопредельных с куполом Де-Лонга. Места увеличения их плотности подверглись активному прогибанию.

В западном секторе мегабассейна, в прогибе Вилькицкого, выделяются два депоцентра, а в северо-западном с узким «двурогим» Новосибирским грабеном установлены три небольших, но достаточно глубоких депоцентра; все они разграничены структурными перемышками. В их пределах, так же как на разделяющем прогибы Вилькицкого и Северо-Чукотский поперечном поднятии, в составе чехла отсутствуют меловые отложения, а его мощности сокращаются до 2—4 км. В депоцентрах общая мощность верхнемеловых—кайнозойских отложений достигает 10 км (см. рис. 3). На сейсмических профилях [Franke, Hinz, 1999] выделяются меловой, палеоген-миоценовый и плиоцен-четвертичный комплексы, которые коррелируют с сейсмокомплексами Лаптевского региона и соответствуют общим геологическим событиям. В восточном депоцентре в течение олигоцена—миоцена сформировались суббассейны типа

пулл-апарт, заполненные отложениями с мощностью, не превышающей 6 км [Franke et al., 2004]. Меловые отложения распространены прерывисто, палеоген-миоценовому комплексу свойственны повышенные мощности в отрицательных структурах, а плиоцен-четвертичному — выдержанные мощности, которые нивелируют предшествующий структурный план.

Верхнемеловую—кайнозойскую линзу слагают глинисто-алевролитовые и алеврито-глинистые толщи, тяготеющие к наддонной части прогиба, алевролиты, пески и конгломераты встречаются реже и в основном в прибортовых зонах. Отдельные части разреза угленосны, а в неогене вдоль северного борта распространены базальтоиды, известные на островах Жохова и Вилькицкого. С региональными несогласиями и перерывами в мелу и палеогене связаны коры выветривания [Геология..., 2004]. Аллювиально-дельтовые, авандельтовые и турбидитовые толщи накапливались в континентальных, прибрежных и мелководно-морских условиях, которые часто сменяли друг друга. В наддонных частях прогибов Вилькицкого и Северо-Чукотского во время трансгрессий могли возникать и глубоководные обстановки, способствовавшие накоплению глинистых отложений с повышенными содержаниями аквагенного органического вещества. Приподнятые борта Новосибирско-Северо-Чукотского мегабассейна во время регрессий испытали эрозию, вследствие чего в прилежащих к бортам зонах накапливался более крупнозернистый материал. Судя по характеру рельефа морского дна, между куполом Де-Лонга и Чукотским поднятием существовали подводные конусы выноса, которые наращивали континентальную окраину.

Предвосточносибирский бассейн, приуроченный к континентальному склону, оконтуривающему поднятия Де-Лонга и Менделеева (см. рис. 1, 3), распространяется также на его подножие, а возможно, частично захватывает и впадину Подводников. Бассейн заполняли осадки, особенно активно сносившиеся с шельфа при неоднократном понижении уровня океана во время позднекайнозойского оледенения. В зависимости от высоты уровня моря дельты и авандельты северных палеорек мигрировали между суши и континентальным склоном, а также смещались на сотни километров вдоль шельфа. На склоне образовывались конседиментационные разломы, с которыми связана ступенчатая структура. У его подножия в местах постоянного накопления мощности осадков достигают 10 км и более [Лазуркин, Павлов, 2005]. В Предвосточносибирском бассейне на складчатом фундаменте, образованном докембрийско-мезозойскими породами, а в абиссальной части — на океанской или субокеанской коре, залегают осадочные толщи мел-кайнозойского возраста, что можно предполагать по аналогии с расположенными западнее, за пределами рассматриваемой территории, склоновыми бассейнами [Sekretov, 2002]. В осадочном чехле выделяются три сейсмокомплекс: два меловых (апт-сантонский и кампан-нижнепалеоценовый), сложенных морскими песчано-глинистыми турбидитами с прослоями вулканических пород, и один кайнозойский, представленный тоже морскими турбидитами, но без вулканических пород.

Слабая изученность шельфово-склоновых бассейнов Восточной Арктики не позволяет дать однозначную оценку перспектив их нефтегазоносности. Приходится основываться в значительной степени на сходстве с нефтегазоносными бассейнами, занимающими ту же тектоническую позицию на пассивных окраинах. Новосибирско-Северо-Чукотский мегарифт, расположенный во внешней части современного шельфа, представляется близкой аналогией находящемуся восточнее Бофортовскому рифту, отложения которого служили углеводородным источником для многих месторождений поднятия Барроу. В связи с этим можно ожидать также значительного влияния со стороны Новосибирско-Северо-Чукотского мегарифта на процессы нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции не только в его собственном заполнении, но также на встречающихся к миграционному потоку углеводородов поднятиях в транзитных зонах континентального склона Восточно-Сибирского моря.

Рассматриваемые шельфово-склоновые бассейны имеют некоторые черты сходства с бассейном авандельты Маккензи, распространившейся на склон впадины Бофорт. В нем открыто более 70 мелких и средних месторождений, из которых наиболее крупными газовыми месторождениями являются Таглу, Парсонс-Лейк, Ниглинтгак и нефтегазовое месторождение Амаулигак [Skipper, 2001]. Извлекаемые запасы эоценового и олигоценного комплексов оценены в 542 млн т нефти и 1.037 трлн м³ газа [Dixon et al., 1994].

Шельфово-склоновые бассейны Арктики привлекают к себе внимание еще и потому, что к аналогичным бассейнам других регионов Земли приурочены большие скопления углеводородов. Так, у берегов Юго-Западной Африки на континентальных окраинах атлантического типа в шельфово-склоновых бассейнах с мощными фэнами [Хаин, Полякова, 2004, 2008; Забанбарк, Конюхов, 2005] выявлены нефтематеринские толщи мирового класса (Аката, Ландана, Малембо и др.), а в крутой части склона — заполненные песчаным материалом каньоны и каналы с высококачественными резервуарами. Сочетание столь благоприятных факторов генерации и аккумуляции углеводородов предопределили открытие крупных нефтяных месторождений, например, таких как Бонга, Эрха, Агбамы, Далия, Гирассол и др. В подножии континентального склона Мексиканского залива установлены образованные эоценовыми песчаниками конусы выноса, с которыми связаны глубоководные открытия [Durham, 2006].

В Новосибирско-Северо-Чукотском мегабассейне и Предвосточносибирском бассейне, расположенных во внешней части континентальной окраины Восточной Арктики, также могут быть распростра-

нены качественные материнские толщи. Судя по литолого-фациальному составу отложений, который близок к таковому в брукском комплексе бассейна Северного склона Аляски, они должны генерировать в основном углеводородный газ, в меньшей степени парафинистые нефти, образующие оторочки в газовых и газоконденсатных залежах. Большие мощности отложений (10—14 км) и диапазон изменения сейсмических скоростей (1.75—4.0 км/с) [Лазуркин, Павлов, 2005] свидетельствуют о том, что в осадочном заполнении должны быть представлены все зоны катагенеза и нефтегазообразования. Нефтегазовые резервуары могли появиться в разветвленных каналах дельты и авандельты со структурными, приразломными и литолого-стратиграфическими аккумулятивными формами. В Северо-Чукотском прогибе формирование ловушек могли также способствовать диапиры.

Наиболее возможной для шельфовых и шельфово-склоновых бассейнов представляется весьма распространенная модель фазовой зональности нефтидов, в которой учитываются геохимический, структурный и литолого-стратиграфический факторы. Она выражается в последовательной смене зон газо-, нефте- и битумонакопления в направлении от депоцентра бассейна к поднятиям и его склонам с зонами выклинивания песчаных пластов. Такая модель прослежена на палеошельфах современной суши и прибрежной зоны Мирового океана. Развитие подобной зональности наблюдается в Западно-Сибирском, Тимано-Печорском, Восточно-Баренцевском, Северо-Аляскинском и других бассейнах, где высокотемпературный газ больших глубин из-за слабых емкостных возможностей отложений не мог аккумулироваться *in situ*. По многочисленным разломам он прорывался через зоны аномально высоких давлений на средние глубины бассейна, где в менее жестких P — T -условиях образовывалась нефть, и вытеснял ее на приподнятые структуры и склоны. Зоны преимущественного газонакопления чаще всего тяготеют к внутренней части бассейна.

В соответствии с рассмотренной моделью перспективными для формирования скоплений нефти и газа в Новосибирско-Северо-Чукотском мегабассейне [Хаин, Полякова, 2007] представляются наименее измененные отложения северного борта между Чукотским поднятием и куполом Де-Лонга, где предположительно получили развитие подводные конусы выноса (см. рис. 3). На юге перспективная зона с неустановленной нефтегазоносностью предполагается на борту Северо-Чукотского прогиба. Не менее перспективны зоны выклинивания по краям крупного поперечного поднятия между прогибами Вилькицкого и Северо-Чукотским, а также зоны, приуроченные к структурным перемычкам. Несколько отдельно от мегабассейна, в его северо-западном ответвлении, располагается Новосибирский грабен, вероятные перспективы которого на западе связываются с приподнятым надразломным бортом и поднятием, разделяющим грабен на две ветви.

Над широким основанием мегабассейна на средних и малых глубинах прогнозируются зоны с преимущественной газоносностью. Залежи могут быть приурочены к ловушкам небольших бассейнов типа *pull-apart* и поперечным поднятиям, резервуары которых сложены песчаниками, а возможно, и корами выветривания.

В Предвосточносибирском бассейне относительно высокий градиент континентального склона дает основание предполагать развитие фэновых систем с хорошо выраженными на космических снимках каналами и каньонами. Последние периодически возобновлялись у крутых ступеней склона, осложненного сбросами. Каналы и каньоны, заполненные песчаными телами, могут служить нефтегазовыми резервуарами. У подножия континентального склона, где накапливались огромные массы более тонких осадков дистальной части турбидитных систем, возникали очаги интенсивной генерации, поставившие углеводороды в верхнюю часть разреза и в зоны, связанные со ступенчатой структурой склона.

Основные открытия нефтидов и признаки нефтегазоносности в Восточной Арктике (Новосибирские острова, бассейны Северного склона Аляски и Бофорт—Маккензи, наземная часть Верхояно-Чукотской покровно-складчатой системы) имеют весьма широкий стратиграфический диапазон, охватывающий верхний девон—кайнозой. Наиболее крупные по запасам углеводородного сырья месторождения приурочены к элсмирскому и бофортговскому комплексам (верхний девон—неоком). В брукском комплексе (апт—кайнозой) запасы нефти составляют 1/4 часть, а газа — примерно 1/2 от заключенных в нижних комплексах. В значительной степени такое соотношение может быть обусловлено преобладающей мощностью девон-неокомских отложений в наземных бассейнах.

Учитывая стратиграфический диапазон шельфово-склоновых бассейнов, можно предполагать, что большая часть зон газо- и нефтегазонакопления в Новосибирско-Северо-Чукотском мегабассейне связана с мел-кайнозойскими, а в Южно-Чукотском и Предвосточносибирском бассейнах — с кайнозойскими отложениями. На северо-западном борту, а также поперечных поднятиях и перемычках мегабассейна перспективными могут оказаться также более древние отложения грабеновых структур фундамента, поскольку на сопредельных островах Новосибирского архипелага выявлены в качестве нефтематеринских толщ девонские, каменноугольные и пермские черные глинистые известняки и нижне-среднетриасовые аргиллиты, продолжающиеся на погруженную периклиналь поднятия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа выполнена в рамках проекта Международного полярного года (МПГ), цель которого — синтез научной информации по двум аспектам фрагментарно изученной территории Восточной Арктики. Первый из них включает систематизацию тектонических структур этого региона в отношении их возраста, последовательности и режимов формирования, что отражено на представленной схематической тектонической карте. Второй аспект связан с выяснением потенциальной нефтегазоносности тектонических структур Восточной Арктики, в первую очередь, многочисленных меловых—кайнозойских бассейнов на шельфах и континентальном склоне Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопровождается специализированной схемой.

1. Регион Восточной Арктики характеризуется тектонической гетерогенностью. Полярная его область занята позднеюрским—меловым Амеразийским океаническим бассейном, являющимся частью современного Северного Ледовитого океана. Примыкающая континентальная окраина Евразии и Северной Америки включает фрагменты докембрийского Гиперборейского кратона, а также байкальских, каледонских и позднекембрийского (среднемелового) орогенных поясов. Эти пояса формировались при замыкании океанических бассейнов соответствующего возраста, что приводило к последовательному объединению отдельных кратонов в суперконтиненты. Для этого региона важное значение имела элсмирская фаза каледонского орогенеза, в результате которой возник эпикаледонский континент Лавруссия. На рубеже девона—карбона этот континент испытал деструкцию. В его пределах, на юге рассматриваемой территории рифтогенез трансформировался в спрединг с образованием Алазейско-Южно-Аньюско-Ангаучамского океана. Замыкание последнего, связанное с раскрытием в поздней юре—раннем мелу Амеразийского океанического бассейна, привело к формированию ансамбля структур Верхояно-Чукотской тектонической области, включающего Верхояно-Колымскую коллизионную систему, ограничивающую ее деформированные окраины столкнувшихся континентов, а также передовые синнадвиговые бассейны.

Формирование Амеразийского океанического бассейна (в составе Канадской и Подводников—Макарова котловин) положило начало оформлению современного Северного Ледовитого океана. Предвестником образования Амеразийского океана стал интенсивный триас-юрский рифтогенез, структуры которого распознаются на шельфах полярных морей. Более поздние, меловые и кайнозойские рифтогенные и синдвиговые осадочные бассейны, возникшие на шельфах и континентальных склонах этих морей в связи с раскрытием Амеразийского и Евразийского океанов, дополнили современный структурный облик Восточной Арктики.

2. Предпринятое обоснование перспектив мало изученной территории Восточной Арктики в контексте проблемы нефтегазоносности не только внутренних, но и внешних зон континентальных окраин дает основание считать меловые—кайнозойские шельфовые Южно-Чукотский и Новосибирско-Северо-Чукотский бассейны, а также склоновый Предвосточносибирский бассейн на периферии котловины Подводников потенциально нефтегазоносными. Этот вывод корреспондирует с открытиями месторождений в аналогичных бассейнах пассивных атлантических и арктических окраин.

Предполагаемая нефтегазоносность в шельфовых бассейнах может быть приурочена к участкам, примыкающим к поперечным поднятиям, структурным перемычкам и склонам, где происходит выклинивание песчаных отложений. В склоновом бассейне зоны возможного нефтегазоаккумуляции связываются со ступенчатой структурой континентального склона, его каньонами и каналами, заполненными песчаным материалом.

В большинстве случаев нефтегазоносность связана с осадочным заполнением меловых—кайнозойских бассейнов. В местах неглубокого залегания их фундамента газоносными могут оказаться рифтогенные фации двух стратиграфических уровней: позднедевонско-раннекаменноугольного (аналог терригенной группы Эндикот грабена Ханна) и особенно триас-юрского (аналог мощных глинисто-сланцевых и турбидитовых комплексов Бофортовского и других грабенов). В фазовом составе нефтидов верхнемеловых—кайнозойских бассейнов преобладает, вероятно, углеводородный газ, в меньшей степени могут быть представлены нефти и битумы.

Работа выполнена при поддержке Программ ОНЗ РАН № 1 и 14, РФФИ (грант 08-05-00748а), НШ-651.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии: Объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5 000 000. М., Ин-т литосферы, 1993, 54 с.

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана: Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин. наук. М., Изд-во МГУ, 2004, 46 с.

Бурлин Ю.К., Шипелькевич Ю.В. Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности // Геотектоника, 2006, № 2, с. 65—82.

Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // ВНИИОкеанология, 2004, вып. 5, с. 202—212.

Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола северо-востока Сибири // Тихоокеан. геология, 1995, т. 14, с. 102—115.

Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке России. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеан. геология, 1996, т. 15, № 1, с. 84—93.

Геология и полезные ископаемые России. В 6 т. Т. 5. Арктические и Дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. СПб., ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.

Грамберг И.С., Пискарев А.Л., Беляев И.В. Блоковая тектоника дна Восточно-Сибирского и Чукотского морей по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Докл. РАН, 1997, т. 353, с. 656—659.

Гуревич Н.И., Меркурьев С.А., Абельская А.А. Эволюция южной части Канадской котловины, Северный Ледовитый океан, по магнитометрическим данным // Докл. РАН, 2006, т. 407, № 1, с. 92—95.

Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А. Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля «Индигирский залив—остров Жаннетты» // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 4, с. 521—525.

Забанбарк А., Конюхов А.И. Перспективы нефтегазоносности континентальных склонов в Мировом океане: тектонический аспект // Геотектоника, 2005, № 1, с. 99—106.

Заманский Ю.Я., Зацепин Е.Н., Лангинен А.Е., Сорокин М.Ю. Сейсмическая модель земной коры по геотраверсу в центральной части Северного Ледовитого океана // Разведка и охрана недр, 1999, № 7—8, с. 484—486.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы геотектоники. М., Наука, 1987, с. 31—57.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М., Недра, 1990, 332 с.

Иванова О.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Вилькицкого бассейна. М., ВНИГНИ, 2004, с. 86—98.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника, 2004, № 6, с. 33—48.

Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И., Яшин Д.С. Нефтегеологическое районирование шельфа Восточно-Арктических морей и перспективы нефтегазоносности // Геология нефти и газа, 2007, № 2, с. 49—58.

Клещев К.А., Шейн В.С. Геодинамическая эволюция и нефтегазогеологическое районирование Арктики и прилежащих районов // Нефть, газ Арктики. М., 2007, с. 35—49.

Косько М.К. Седиментационные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Геология морей и океанов. Л., ПГО «Севморгеология», 1988, с. 188—195.

Косько М.К., Заманский Ю.А., Лангинен А.Е., Иванова Н.Н. Граница Канадской котловины и Центрально-Арктической области поднятий в районе хребта Нортвинд (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., Минприроды, ВНИИОкеанология, 2002, с. 114—130.

Кравченко К.Н. Генерационно-аккумуляционные элементы нефтяных бассейнов // Отеч. геология, 1996, № 3—4, с. 54—61.

Кузнецов Н.Б., Куликова К.В., Удуратина О.В. Структурные особенности протоуралид поднятия Енганэпэ (Полярный Урал) как отражение кембрийской коллизии Балтики и Арктиды // Докл. РАН, 2007, т. 415, № 1, с. 77—82.

Кузьмичев А.Б., Склярков Е.В., Бараш И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) — фрагменты литосферы Южно-Анжуйского палеоокеана // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1367—1381.

Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Осадочные бассейны глубоководной части Северного Ледовитого океана и перспективы их нефтегазоносности // Докл. РАН, 2005, т. 401, с. 362—365.

Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000) / Ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998, 127 с., карты 2 л.

Остров Врангеля: геологическое строение, миражения, геоэкология / Ред. М.И. Косыко, В.И. Ушаков. СПб., ВНИИОкеанология, 2003, 137 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Соколов С.Д., Бондаренко Т.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анхойской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН, 2001, т. 376, № 1, с. 80—84.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М., МАИК «Наука/Иртерпериодика», 2001, 560 с.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника, 2007, № 3, с. 3—29.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия смежных континентальных и океанических плит // Геотектоника, 2008, № 4, с. 18—48.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

Хаин В.Е., Полякова И.Д. Геодинамические предпосылки нефтегазоносности континентального склона глубоководных впадин // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (1), с. 3—11.

Хаин В.Е., Полякова И.Д. Глубоководная окраина Восточной Арктики — перспективный объект для поисков нефти и газа // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 2, с. 234—238.

Хаин В.Е., Полякова И.Д. Седиментационные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Восточной Арктики // Океанология, 2007, т. 47, № 1, с. 116—128.

Хаин В.Е., Полякова И.Д. Крупные и гигантские углеводородные скопления в переходной зоне континент—океан // Геотектоника, 2008, № 3, с. 3—17.

Хаин В.Е., Филатова Н.И. Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики // Докл. РАН, 2007, т. 415, № 4, с. 518—523.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Леонов Ю.Г., Павленкин А.Д. Термофотографическая модель котловины Подводников (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН, 2006, т. 407, № 2, с. 230—234.

Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики // Геотектоника, 2004, № 5, с. 26—52.

Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, USA, Geol. Soc. Amer., 2002, p. 147—165.

Amato J.M., Miller E.L., Hannula K.A. Orthogonal flow directions in extending continental crust: an example from the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // Ibid., p. 133—146.

Bayliss G.S., Magoon L.B. Organic facies and thermal maturity of sedimentary rocks in the National Petroleum Reserve in Alaska // Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974—1982, U.S. Government Printing Office, Washington, 1988.

Bird K.J. Alaska: a twenty-first century petroleum province // AAPG, Mem. 74, 2001, p. 137—165.

Bird K.J., Jordan C.F. Lisburne Group (Mississippian and Pennsylvanian), potential major hydrocarbon objective of Arctic Slope, Alaska // AAPG Bull., 1977, v. 61, № 9, p. 1493—1512.

Claypool G.E., Magoon L.B. Oil and gas source rocks in the National Petroleum Reserve in Alaska // Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974—1982, U.S. Government Printing Office, Washington, 1988, p. 451—482.

Dixon J., Morrell G.R., Dietrich J.R., Procter R.M., Taylor G.C., Conn R.F., Dallaire S.M., Christie J.A. Petroleum resources of the Mackenzie Delta and Beaufort Sea // Geol. Surv. Can. Bull., 1994, v. 474, 52 p.

Durham L.S. Deep Lower Tertiary playing well // AAPG Explorer, 2006, v. 27, № 11, p. 14—15, 18.

Franke D., Hinz K. End Bericht über die Arbeiten der BGR zum Project LAPSEIS: Untersuchungen zur Neotektonik in der Laptev-See, Ostsibirischen See und auf dem angrenzenden Neu-Sibirischen Festland mit seismologischen Breitbanddaten // Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 1999, 122 s.

Franke D., Hinz K., Reichert Ch. Geology of the East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: structures, evolutions, and implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // J. Geophys. Res., 2004, v. 109, № 7, p. 1—19.

Grantz A., Eittreim S., Whitney O.T. Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implications for the Canada Belt // *The ocean basin and margins* / Eds. A.E.M. Nairn et al. N.Y., Plenum Publ. Corpor., 1981, p. 439—492.

Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A. Canada Basin // *The geology of North America, v. L. The Arctic Ocean Region* / Eds. A. Grantz et al. Boulder, Colo, Geol. Soc. Amer., 1990a, p. 379—402.

Grantz A., May S.D., Hart P.E. Geology of the continental margin of Alaska // *The geology of North America, v. L. The Arctic Ocean Region* / Eds. A. Grantz et al. Boulder, Colo, Geol. Soc. Amer., 1990b, p. 257—288.

Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // *GSA Bull.*, 1998, v. 110, № 6, p. 801—820.

Houseknecht D.W., Bird K.J. Oil and gas resources of the Arctic Alaska petroleum province // *Studies by the geological survey in Alaska, U.S. Geological Survey Professional, Pap. 1732-A*, 2005, 11 p.

Klemperer S.L., Miller E.L., Scholl D.W. Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia // *Tectonic Evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses* / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, USA, Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 360, 2002, p. 1—24.

Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandosjkoog N.V., Lopatin B.G. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas, northeastern Russia // *Geol. Surv. Can. Bull.*, 1993, v. 461, 101 p.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Tectonic evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses* / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, USA, Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 360, 2002, p. 333—358.

Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Yu.Ya., Langinen A.E., Sorokin M.Yu. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82° N: evidence of continental crust // *Geophys. J. Int.*, 2006, v. 165, p. 527—544.

Magoon I.B. The geology of known oil and gas resources by petroleum system — onshore Alaska // *The geology of Alaska*, Geol. Soc. Amer., 1994, v. G-1, p. 905—936.

Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // *Russ. J. Earth Sci.*, 2003, v. 5, № 3, p. 185—202.

Montgomery S.L. Petroleum geology and resource assessment: 1002 area, Arctic National Wildlife Refuge // *AAPG Bull.*, 2005, v. 89, № 3, p. 291—310.

Moore Th.E., Dumitru T.A., Adams K.E., Witebsky S.N., Harris A.G. Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch structural belt: stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, northwestern Alaska // *Tectonic evolution of the Bering Shelf — Chukchi Sea — Arctic margin and adjacent landmasses*, Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 360, 2002, p. 77—109.

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*, 1999, v. 18, № 6, p. 977—1003.

Patrick B.E., Lieberman J.E. Thermal overprint on blueschists of the Seward Peninsula: the Lepontine in Alaska // *Geology*, 1988, v. 16, p. 1100—1103.

Sekretov S.B. Structure and tectonic evolution of the southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 193—243.

Sherwood K.W., Craig J.D., Lothamer R.T., Johnson P.P., Zerwick S.A. Chukchi shelf assessment province // *Undiscovered oil and gas resources, Alaska Federal offshore: U.S. Mineral Management Service OCS Monograph MMS 98-0054*, 1998, p. 115—196.

Sherwood K.W., Johnson P.P., Craig J.D., Zerwick S.A., Lothamer R.T., Thurston D.K., Hurlbert S.B. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska // *Tectonic evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses* / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, USA, Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 360, 2002, p. 39—66.

Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Yu.A. Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // *Rus. J. Earth Sci.*, 2004, v. 6, № 3, p. 39—47.

Skipper K. Petroleum resources of Canada in the twenty-first century // *AAPG, Mem. 74*, 2001, p. 109—135.

Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anjui Suture, northeast Arctic Russia // *Tectonic evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses* / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, USA, Geol. Soc. Amer., Pap. 360, 2002, p. 209—223.

Taylor P.T., Kovač L.C., Vogt P.R., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 6323—6333.

Thurston D.K., Theiss L.A. Geologic report for the Chukchi Sea planning area, Alaska // OCS Report MMS 87-0046, Anchorage, Alaska, 1987, 193 p.

Tolson R.B. Structure and stratigraphy of the Hope basin, Southern Chukchi Sea, Alaska // Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources // J. Earth Sci., 1987, v. 6, ch. 4, p. 59—71.

Toro J., Cans P.B., McClelland W.C., Dumitru T.A. Deformation and exhumation of the Mount Igikpak region, central Brooks Range, Alaska // Tectonic evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, USA, Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 360, 2002, p. 111—132.

Verhoef V., Macnab R., Roest W., Arkani-Hamed J., members of the Project Team. Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas magnetic anomalies. Sheets 1:10 000 000 scale // Geol. Soc. Can., 1996, p. 5.

*Поступила в редакцию
17 июля 2008 г.*