

DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/10_2016

УДК 551.24(985-11)

Виноградов В.А., Гусев Е.А.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга» (ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»), Санкт-Петербург, Россия, gus-evgeny@yandex.ru

Рекант П.В.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского»), Санкт-Петербург, Россия, rekant@mail.ru

Пяткова М.Н.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга» (ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»), Санкт-Петербург, Россия, ryatka1988@list.ru

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТАЙМЫРСКО-АЛЯСКИНСКОЙ ОБЛАСТИ АРКТИКИ (С ПОЗИЦИИ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ В СИСТЕМЕ ШЕЛЬФ-ОКЕАН)

При составлении геологической карты Восточно-Арктического шельфа России, выполненного институтом ВНИИОкеангеология за последние 15 лет, использовались отечественные и зарубежные сейсмические профили, материалы потенциальных полей и геологические данные, включая бурение, в том числе глубокое на Чукотском шельфе США. На шельфе Восточной Арктики выделены два класса структур: субширотные и субмеридиональные, которые различаются по времени возникновения. Субширотные структуры располагаются в северо-восточной части шельфа. Осадочное выполнение субширотных прогибов представлено элсмирским и брукским сейсмокомплексами, в субмеридиональных структурах развит только брукский сейсмокомплекс. Там, где присутствуют оба класса структур, субмеридиональные являются наложенными на субширотные и следят за пределы шельфа в область океана на север и на край материковой суши на юг. Таким образом, намечаются сквозные структурные зоны в системе шельф-океан в Восточной Арктике, что влияет на оценку углеводородного потенциала Восточной Арктики.

Ключевые слова: геологическое картирование, осадочный чехол, сквозные структурные зоны, Восточно-Арктический шельф, Северный Ледовитый океан.

В результате геологического картографирования Восточно-Арктического шельфа России, выполненного институтом ВНИИОкеангеология с конца 1990-х гг., был получен большой объем информации как по структуре и возрасту осадочного чехла этого региона, так и по истории его формирования. При составлении листов геологических карт масштаба 1:1 000 000 использовались сейсмические профили МОВ ОГТ Мурманской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ), Лаборатории региональной геодинамики (ЛАРГЕ), треста Дальморнефтегеофизика (ДМНГ) и Федерального института геологии природных

ресурсов Германии (BGR). Кроме сейсмических профилей в полной мере учитывались геофизические материалы потенциальных полей и вся геологическая информация по островам и донному опробованию. Интерпретация сейсмических профилей по российской части Чукотского шельфа основывалась на американских данных по сейсмопрофилированию и, что особенно важно, по глубокому бурению на Чукотском шельфе США [Grantz et al., 1979; Thurston, Theiss, 1987; Grantz et al., 1990; Undiscovered Oil..., 1995].

Геологические результаты картографирования Восточно-Арктического шельфа России уже неоднократно публиковались [Виноградов, Гусев, Лопатин, 2004; Виноградов и др., 2005, 2008]. Однако, один аспект этих исследований остался недостаточно освещенным, а именно, связи структурных зон шельфа и океана. В предыдущих публикациях они намечены только фрагментарно. Ниже последовательно рассмотрены эти связи как на всем Восточно-Арктическом шельфе России, так и в Чукотской части шельфа США.

На Восточно-Арктическом шельфе России [Виноградов и др., 2005] выделены два класса структур: субширотные и субмеридиональные.

Субширотные структуры располагаются в северо-восточной части шельфа. Это Северо-Чукотский прогиб и его западное продолжение - Жоховский прогиб. Они располагаются на каледонском складчатом основании. Каледонский возраст складчатого фундамента установлен на севере Аляски [Grantz et al., 1990] и в Восточно-Сибирском море на о-ве Генриетты, где абсолютный возраст диоритовых порфиров составляет 440-450 млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Sm/Nd) [Каплан и др., 2001].

Осадочное выполнение данных прогибов представлено элсмирским (D₃-K₁) и брукским (K_{1br}-K_z) сейсмостратиграфическими комплексами, выделенными американскими исследователями на северном побережье Аляски и Чукотском шельфе [Grantz et al., 1990; Kumar et al., 2011; Thurston, Theiss, 1987].

Эти комплексы прослеживаются на запад: элсмирский - на Восточно-Сибирский шельф, а брукский - до Лаптевского шельфа включительно. На границе, разделяющей комплексы, всюду устанавливается нижнемеловое несогласие, индекс которого в американской литературе выражается знаком LCU. Нижние слои брукского комплекса в американской части Чукотского шельфа представлены в морских фациях и датируются по фауне барремским ярусом нижнего мела. В российской Арктике эти отложения являются континентальными. Возраст их установлен по флоре в пределах аптского-альбского ярусов.

Американские и канадские исследователи показали, что область сноса при формировании отложений элсмирского комплекса располагалась на севере [Embry, 2009], тогда как для брукского комплекса она находилась на юге [Houseknecht, Bird, 2011]. Эти диаметрально противоположные области сноса представляли собой в первом случае

каледонский и более древние складчатые комплексы, а во втором позднемезозойский складчатый комплекс с ядрами более древней консолидации. Если представление о природе северной области сноса пока еще достаточно гипотетично, то южная область на Аляске и Северо-Востоке России вполне очевидна. Именно в середине раннемеловой эпохи здесь возникли горно-складчатые сооружения поздних мезозоид и на это время приходится пик гранитоидного магматизма. Орогенные формации второй половины раннего мела и позднего мела составили основное наполнение брукского комплекса.

Второй класс субмеридиональных структур располагается большей частью на позднемезозойском складчатом основании или накладывается на более ранние субширотные структуры. Эти субмеридиональные структуры шельфа достаточно хорошо увязываются со структурами в океане в единые зоны. Тем самым намечается каркас сквозных структурных зон в системе шельф-океан. Некоторые из них проявлены в той или иной степени и на прилегающей материковой суше. Выделены восемь таких зон с запада на восток (рис. 1).

Первая Евразийско-Лаптевская зона охватывает Евразийский бассейн в океане и Лаптевский бассейн на шельфе. Единство данной зоны проистекает из представления о формировании рифтогенного Лаптевского бассейна в результате спрединга в Евразийском бассейне. Начало спрединга определяется по датировке линейных магнитных аномалий и соотносится с концом палеоцена (56-58 млн. лет). Из этого следует вывод о кайнозойском возрасте осадочного чехла в Лаптевском бассейне [Drachev et al., 1998]. Однако многие геологические и сейсмические данные по строению и возрасту осадочного чехла Лаптевского бассейна и обрамляющей его материковой и островной суши [Виноградов, Гусев, Лопатин, 2004; Виноградов и др., 2005, 2008] противоречат такому выводу. Формирование осадочного чехла в Лаптевском бассейне началось в середине раннемеловой эпохи (~120-125 млн. лет). Тем самым осадочное выполнение бассейна представлено брукским комплексом в полном объеме (K_{1a}-al-KZ).

Строение Лаптевского бассейна иллюстрируется на сейсмогеологическом разрезе по профилю МАГЭ 87722 (рис. 2). На этом разрезе ярко выражены синрифтовые отложения мела мощностью до 7 км. Перекрывающая их толща кайнозоя представляет собой очень слабо структурированную пластину мощностью до 1 км.

Двухчленное строение разреза осадочного чехла проявлено и в Евразийском бассейне (рис. 3а). Синрифтовый комплекс бассейна мощностью до 1-2 км непрерывно следует по континентальному склону и продолжается на притаймырском шельфе до конца сейсмического профиля 90701, выполненного МАГЭ [Sekretov, 2002].

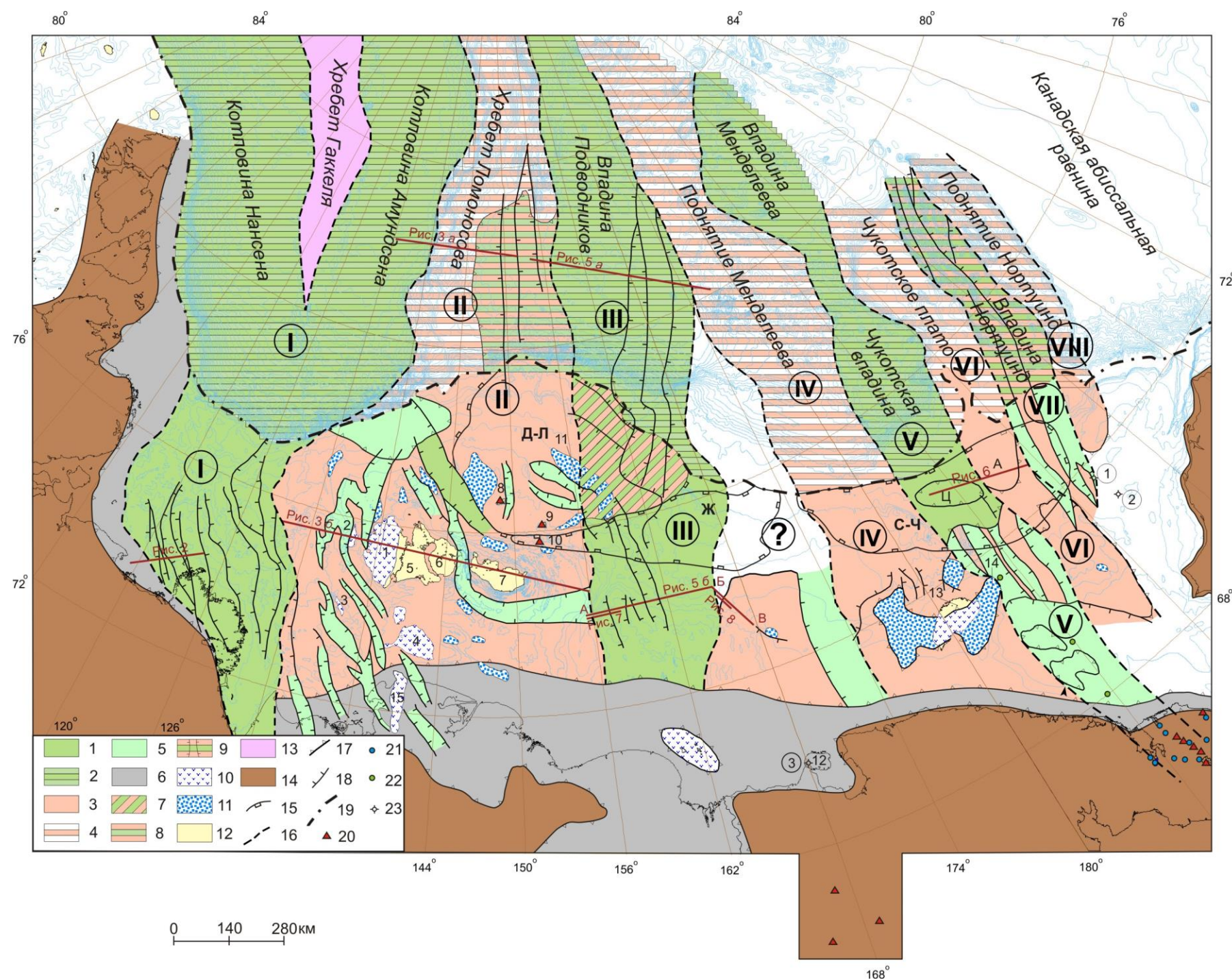


Рис. 1. Схема сквозных структурных зон в системе шельф-океан Восточной Арктики по брукскому сейсмокомплексу (K₁br-a – KZ)

1 – бассейны, впадины, мульды и грабены на шельфе с мощностью брукского комплекса до 8-10 км и до 16-17 км в Центральной мульде Северо-Чукотского прогиба, 2 – бассейны и впадины в океане с мощностью брукского комплекса до 6-8 км, 3 – поднятия на шельфе с прерывистым брукским комплексом мощностью не более 1-3 км и 7-8 км на Андриановском поднятии Северо-Чукотского прогиба, 4 – поднятия в океане с мощностью брукского комплекса до 1-3 км и 6 км в единственном грабене на поднятии Ломоносова, 5 – грабены и мульды на шельфе с мощностью брукского комплекса до 3-6 км, 6 – прибрежная моноклинал, осложненная грабенами, горстами и впадинами с мощностью брукского комплекса до 1-2 км, 7 – восточная часть массива Де-Лонга, раздробленная в результате рифтогенеза, 8 – юго-восточный фланг поднятия Ломоносова, погребенный под отложениями брукского комплекса мощностью 2-3 км, 9 – горсто-грабеновая структура океанической части Западно-Нортуиндской структурной зоны, 10 – выходы складчатого основания на островах и прибрежной моноклинали, 11 – выходы акустического фундамента на шельфе, 12 – островная суша с мощностью брукского комплекса менее 1 км, 13 – рифтовая зона Гаккеля, 14 – комплекс материковых структур в обрамлении шельфа, 15 – контуры структур добрукского (элсмирского) возраста: Д-Л – массив Де-Лонга, Ж – Жоховский прогиб, С-Ч – Северо-Чукотский прогиб, 16 – границы сквозных структурных зон, 17 – границы структурных зон и структур брукского комплекса, 18 – сбросы и сбросо-сдвиги, 19 – бровка шельфа, 20 – кайнозойские и современные вулканы, 21 – гидротермальные источники Восточной Чукотки, 22 – станции пробоотбора донных осадков с аномально высоким содержанием золота, серебра и платины, 23 – глубокие буровые скважины: ① – Попкорн, ② – Крекер-Джек, ③ – Айонская. Сквозные структурные зоны: I – Евразийско-Лаптевская, II – Ломоносовско-Новосибирская, III – Подводников - Восточно-Сибирская, IV – Менделеевско-Врангелевская, V – Западно-Чукотская, VI – Восточно-Чукотская, VII – Западно-Нортуиндская, VIII – Восточно-Нортуиндская. Структуры брукского комплекса, приводимые в тексте: Ц – Центральная мульда, А – Андриановское поднятие. Названия островов и других географических пунктов, упоминаемых в тексте: острова: 1 – Котельный, 2 – Бельковский, 3 – Столбовой, 4 – Большой Ляховский, 5 – Земля Бунге, 6 – Фадеевский, 7 – Новая Сибирь, 8 – Беннетта, 9 – Жохова, 10 – Вилькицкого, 11 – Генриетты, 12 – Айон, 13 – Врангеля, 14 – Геральд, 15 – мыс Святой нос.

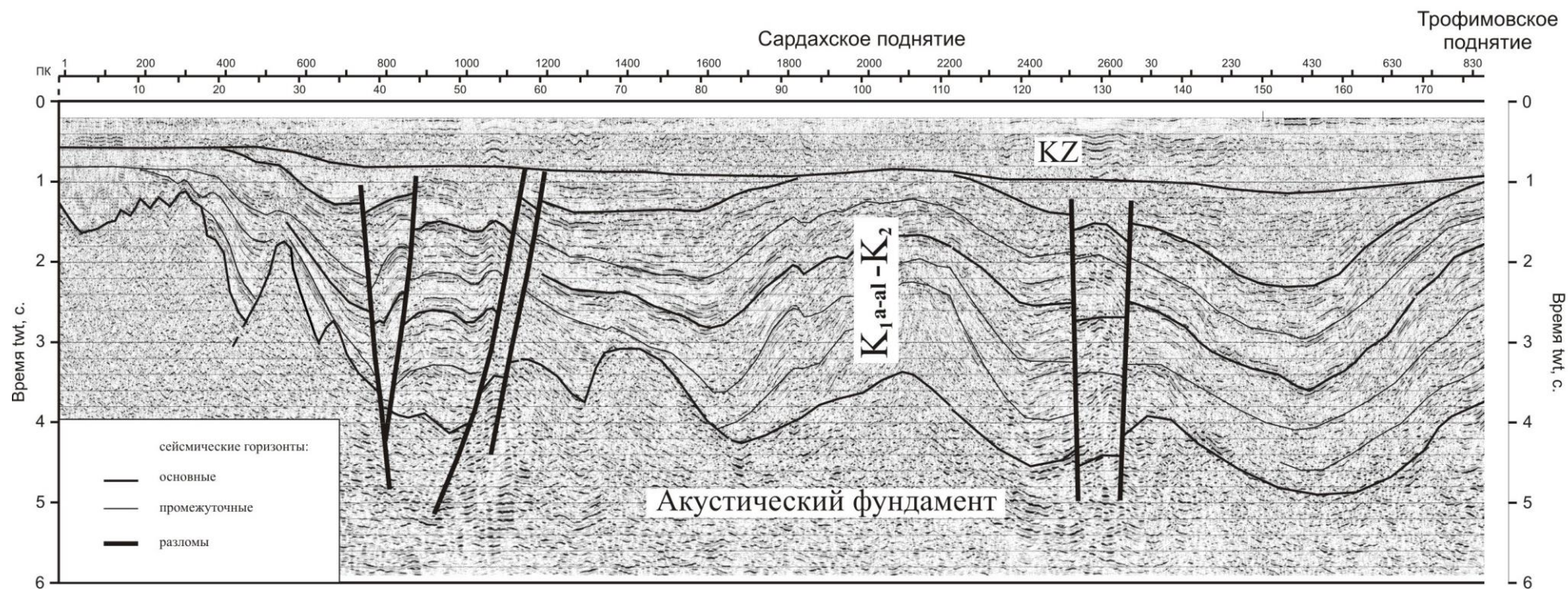


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю 8772 МАГЭ в Лаптевском бассейне

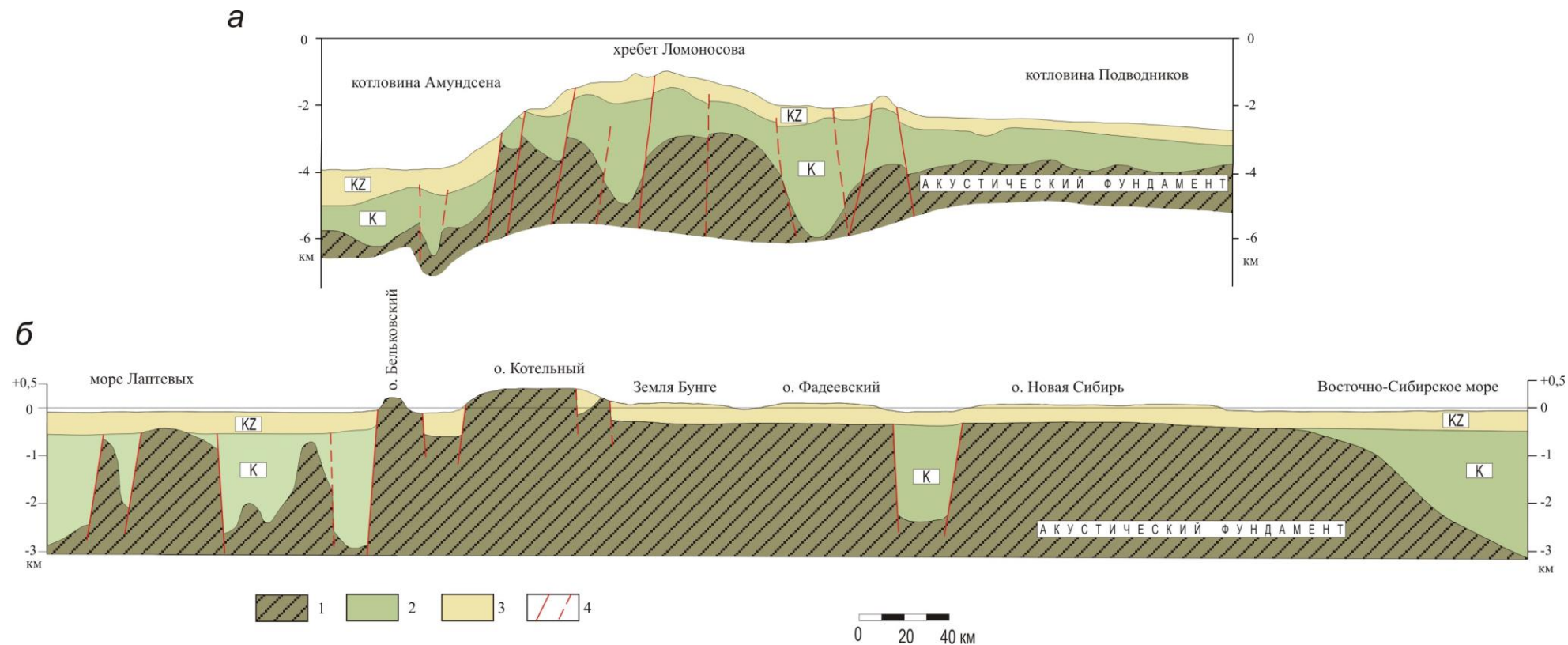


Рис. 3. Субширотные разрезы: а – хребта Ломоносова по 82° с.ш., б – Новосибирско-Ломоносовской структурной зоны в районе Новосибирских островов

1 – позднемезозойский складчатый фундамент на островах и акустический фундамент на акватории, 2 – меловой осадочный чехол, 3 – кайнозойский осадочный чехол, 4 – разрывные нарушения (главные и второстепенные).

В 50 км к юго-западу от этого профиля на прибрежной равнине полуострова Таймыр установлены нижнемеловые континентальные отложения апт-альба в чехольном залегании мощностью 25-30 м [Дибнер, Мирошников, 1964]. Они представлены мелко- и среднезернистыми уплотненными песками с прослоями галечников. Угленосные континентальные отложения апт-альба общей мощностью 450 м широко распространены в северной части Таймырского полуострова. По характеру пликативных и разрывных деформаций они сопоставимы с синрифтовым комплексом Евразийского бассейна. Его мощность в шельфовой части профиля 90701 составляет 250-500 м, что и на Таймыре. Все вышеизложенное приводит к выводу о формировании синрифтового комплекса в Евразийском бассейне с середины раннемеловой эпохи. Вышележащие кайнозойские отложения Евразийского бассейна залегают в виде выдержанной по мощности (2,0-2,5 км) пластины, осложненной разрывными и конседиментационными деформациями в рифтовой зоне хребта Гаккеля.

Сопоставление разрезов осадочного чехла Лаптевского и Евразийского бассейнов показывает, что в меловой период основная масса осадков аккумулировалась в бассейнах современного шельфа. Поступление осадочного материала в более удаленные от области сноса бассейны (в акватории современного океана) происходило по «остаточному принципу». В кайнозое ситуация диаметрально изменилась. Мощность кайнозойских отложений в океанических бассейнах оказывается в два с лишним раза больше, чем в шельфовых. Это объясняется неоднократными перерывами в осадконакоплении на шельфе, что подтверждается прямыми геологическими наблюдениями на островах и прибрежной суше.

Общность Евразийского и Лаптевского бассейнов выражается и в проявлении основного магматизма. Базальтовый вулканизм Евразийского бассейна широко известен. В Лаптевском бассейне присутствие мелких тел базитов (даек) в осадочном чехле выявляется в результате сопоставления сейсмических и магнитометрических материалов.

В 70-е гг. прошлого века на всей акватории моря Лаптевых была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1: 000 000. По ее результатам установлены достаточно многочисленные мелкие магнитоактивные тела с глубиной верхних кромок в интервале глубин 1-4 км (Ласточкина, Пылаева, 1979 г.). Эти данные вполне укладывались в бытовавшее в то время представление о верхнем магнитоактивном горизонте, принимавшемся за подошву осадочного чехла [Виноградов и др., 1974]. Но после проведения первых сейсмических работ МОВ ОГТ, начатых МАГЭ в 1986 г. [Иванова, Секретов, Шкарубо, 1989], мощность осадочного чехла в Лаптевском бассейне оказалась около 10 км. Тем самым верхние кромки магнитоактивных объектов оказываются заведомо

внутри осадочного чехла. Сопоставление сейсмических профилей с магнитометрическими данными показало, что магнитоактивные объекты находятся внутри синрифтового мелового комплекса и отсутствуют в кайнозойском пострифтовом комплексе. Это вполне согласуется с характером деформированности меловых отложений, прежде всего, разрывного характера. Внедрение мелких даек базитов по разрывам и обеспечило иллюзию возникновения первого магнитоактивного горизонта. Рисунок магнитного поля указывает на отсутствие крупных интрузивных тел, а мелкие дайки долеритов мощностью 1,0-1,5 м установлены на о. Столбовой в 1973 г. (В.А. Виноградов, 1973 г.), где они прорывают отложения верхней юры – берриасского яруса нижнего мела.

Вторая Ломоносовско-Новосибирская зона занимает на шельфе обширную площадь между Лаптевским бассейном и Восточно-Сибирской рифтогенной впадиной. Её структурный рисунок определяется сочетанием горстов, грабенов, полуграбенов и структурных террас при общей редуцированности и прерывистости осадочного чехла. Грабены в большей части неглубокие с мощностью чехла 1-3 км, но в отдельных из них, как, например, в Новосибирском грабене, мощность чехла достигает 8 км. На шельфе фиксируются многочисленные выступы акустического фундамента, а на островах и прибрежной моноклинали выходы позднемезозойского складчатого основания. Острова-горсты Котельный, Бельковский, Столбовой возвышаются над уровнем моря на первые сотни метров. Все выступы складчатого основания сосредоточены в субмеридиональной полосе - своего рода осевой части этой зоны (см. рис. 1).

К западу от этой полосы структура зоны более контрастная, чем к востоку. Здесь сосредоточено большинство горстов и грабенов. Поперечный профиль всей зоны на шельфе по существу аналогичен поперечному профилю хребта Ломоносова с более крутым и контрастным западным склоном (см. рис. 3). Новосибирская система горстов и грабенов на шельфе и блоковая структура поднятия Ломоносова [Рекант, Гусев, 2012; Jokat, 2005] в океане составляют, с нашей точки зрения, единую структурную зону. Здесь уместно обратить внимание на материковое продолжение данной структурной зоны в виде ряда грабенов и давно известного в литературе меридионального Чохчуро-Чекурдахского ряда интрузий гранитоидов в Яно-Индибирской низменности [Прохорова, Иванов, 1973]. Этот ряд выражен в рельефе цепью возвышенностей, постепенно понижающихся с севера (мыс Святой Нос) на юг, где они заканчиваются среди низменности. Общая протяженность данного ряда составляет 170 км.

Сквозная Ломоносовско-Новосибирская структурная зона подтверждается также при сравнении разрезов кайнозоя Новосибирских о-вов и хребта Ломоносова (рис. 4).

хр. Ломоносова

Новосибирские острова

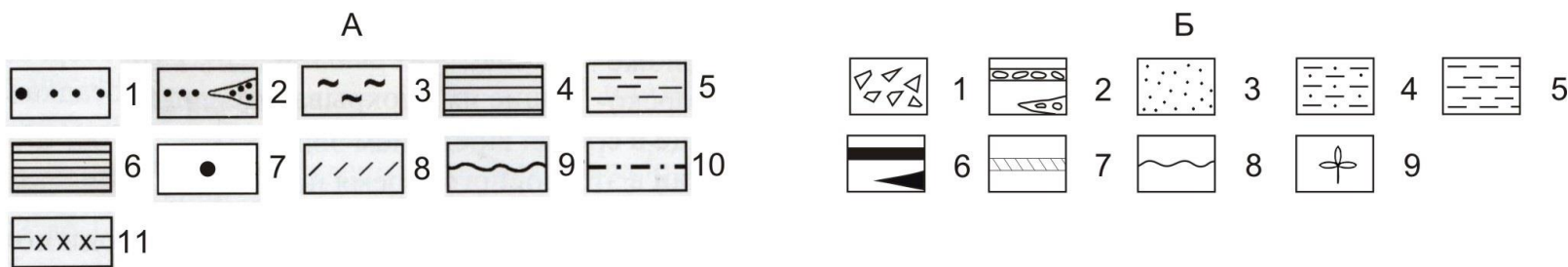
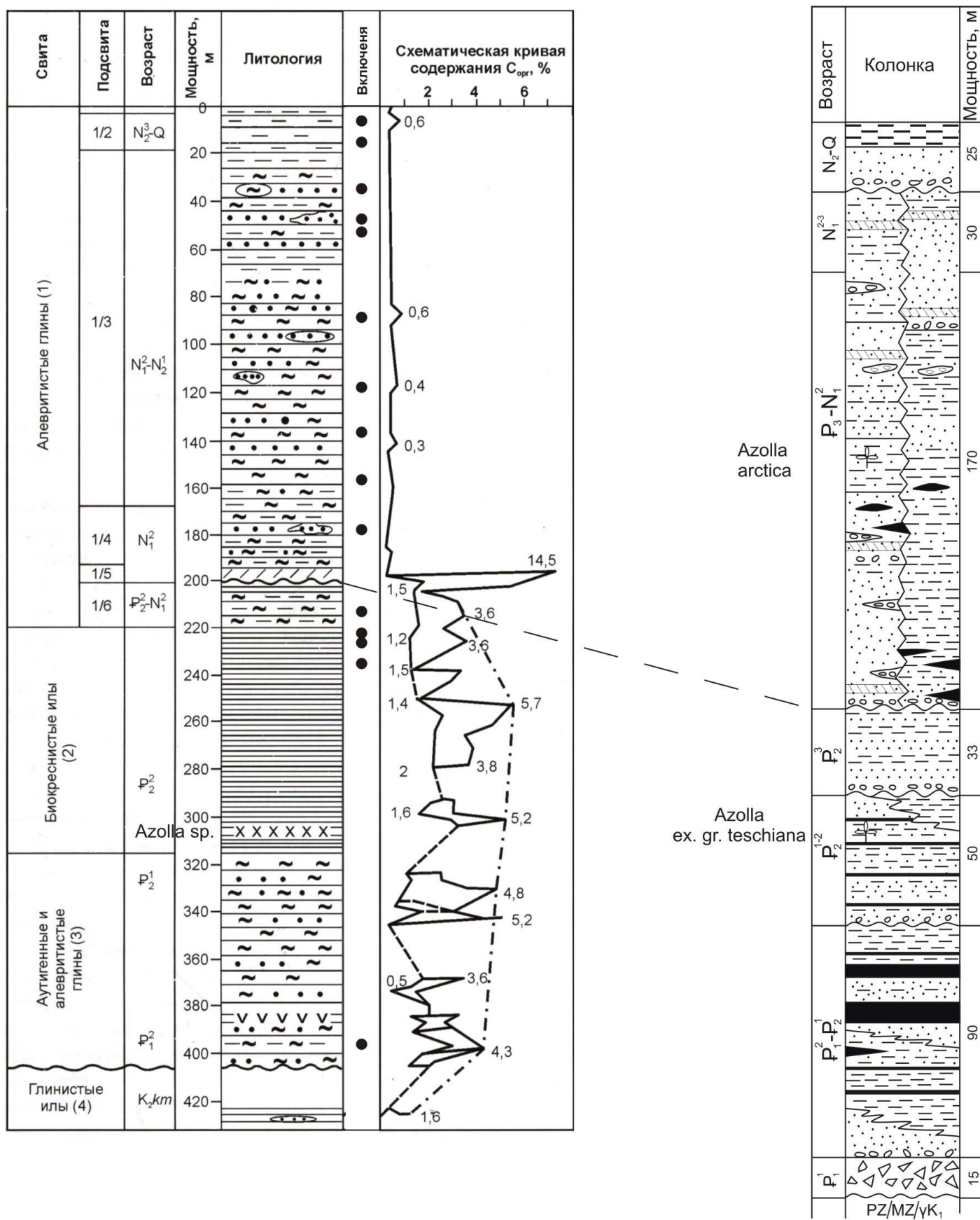


Рис. 4. Сопоставление разрезов кайнозойских отложений хребта Ломоносова и Новосибирских островов

Сводный разрез кайнозоя хребта Ломоносова, вскрытого скважинами 2 и 4 [Куприн, 2012; Vackman et al., 2005; Vackman et al., 2006]. Сводный разрез кайнозоя Новосибирских о-вов построен по 60 картировочным скважинам на островах и в проливах [Государственная геологическая карта..., 1999].

А: 1 – линзы песка с включениями гравия и мелкой гальки, 2 - присыпки и линзы тонкозернистого песка, 3 – алевриты, 4 – илы глинистые и алевритистые глины, 5 – слабоуплотненные илы глинистые и глины, 6 – субмиллиметровая слоистость, 7 – рассеянные включения мелкой гальки, гравия и крупных песчаных зерен, 8 – слой с Sebra-Stripe (косослоистая текстура), 9 – поверхность размыва, 10 – условная линия, соединяющая «пики» с высоким содержанием C_{org} , 11 – слой с *Azolla* sp. Б: 1 – кора выветривания, 2 – пласты и линзы галечников, иногда с валунами, 3 – разнозернистые пески, 4 – алевриты, 5 – глины, 6 – пласты и линзы бурых углей, 7 – косослоистая текстура, 8 – поверхность размыва, 9 – положение в разрезе отпечатков папоротника *Azolla*.

Кайнозойские отложения Новосибирских островов вскрыты 60 картировочными скважинами на островах и прилегающей к ним акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [Государственная геологическая карта..., 1999]. Разрез кайнозоя хребта Ломоносова получен по материалам бурения скважин 2 и 4 в его приполюсной части у 88° с.ш. [Backman et al., 2008; Куприн, 2012]. Общая мощность этих отложений составляет 405 м на хребте Ломоносова и 413 м на Новосибирских о-вах. На островах, в проливах между ними и прилегающем материке в основании кайнозоя установлена кора выветривания мощностью до 25 м. Несогласное залегание кайнозойских отложений на верхнемеловых (кампанских) установлено и в скв. 4 на хребте Ломоносова [Backman et al., 2008; Куприн, 2012]. Содержащиеся в керне обломки песчаников кампана, вероятно, являются следствием их выветривания и дезинтеграции в раннем палеоцене. Нижние слои разрезов кайнозоя хребта Ломоносова и Новосибирских о-вов одинаково датируются поздним палеоценом.

Кайнозойские отложения Новосибирских о-вов и хребта Ломоносова сопоставляются еще по нескольким параметрам. Первый из них относится к содержанию органического вещества ($C_{орг}$). На хребте Ломоносова нижняя палеоцен-эоценовая часть разреза резко отличается от вышележащей повышенным содержанием органического вещества с преобладанием гумусовой компоненты [Куприн, 2012]. Эта же часть разреза на островах (палеоцен-эоценовая) насыщена пластами бурых углей мощностью до 7 м (см. рис. 4). Второй параметр характеризует гранулометрию отложений верхней половины разреза кайнозоя. На хребте Ломоносова в верхней алеврито-глинистой части разреза мощностью 200 м непрерывно фиксируется обломочный материал в виде включений мелкой гальки, гравия и крупных песчаных зерен [Куприн, 2012; Krylov et al., 2008]. Такой же тренд в изменении гранулометрии осадков проявляется в разрезе кайнозоя Новосибирских о-вов. Выше несогласия в основании олигоцена отложения являются более грубозернистыми, нередко косослоистыми (zebra-stripe), с резко пониженным коэффициентом угленосности. В строении этой части разреза выделяются две фациальные зоны: западная и восточная (см. рис. 4). Западная зона располагается у выходов позднемезозойского складчатого основания (см. рис. 1) и представлена наиболее грубозернистыми аллювиальными и озерно-аллювиальными фациями.

Восточная зона установлена на о. Новая Сибирь. Здесь преобладают морские и прибрежно-морские фации и состав отложений более тонкозернистый. Третий параметр выражается в том, что нижняя и верхняя части разрезов на островах и хребта Ломоносова разделены поверхностью размыва и перерывом в накоплении осадков различной продолжительности. На Новосибирских о-вах временной интервал этого перерыва не превышает 5-6 млн. лет (конец эоцена – начало олигоцена). По хребту Ломоносова

существуют различные точки зрения на его продолжительность и стратиграфический уровень: 21 млн. лет ($P_2^3-N_1^1$) [Backman et al., 2008], 12 млн. лет ($P_3^1-N_1^1$) [Ким, Глезер, 2007], 1-2 млн. лет [Деревянко, Гусев, Крылов, 2009; Poirier, Hillaire-Marcel, 2011].

В разрезе среднеэоценовых отложений хребта Ломоносова установлен пресноводный папоротник *Azolla* sp. На Новосибирских о-вах обнаружено два вида этого папоротника: *Azolla* ex. gr. *teschiana* в среднем эоцене и *Azolla arctica* в верхнем олигоцене.

Заканчивая характеристику Ломоносовско-Новосибирской зоны необходимо рассмотреть юго-восточный фланг поднятия Ломоносова (см. рис. 1). По гравиметрическим, а в 2012 г. и сейсмическим данным под осадочным чехлом небольшой мощности выделена та же горсто-грабеновая структура, что и на хребте Ломоносова.

Следующей на восток выделяется Подводников - Восточно-Сибирская структурная зона. На шельфе она представлена Восточно-Сибирской рифтогенной впадиной, близкой по своему внутреннему строению Лаптевскому рифтогенному бассейну. Строение впадины иллюстрируется геологическим разрезом, построенным по линиям сейсмических профилей ESS-91-04 и ESS-91-05 (рис. 5).

В осадочном чехле впадины, как и в Лаптевском бассейне, выделяется мощный (до 6-8 км) синрифтовый комплекс меловых отложений и перекрывающая их толща кайнозоя мощностью около 1 км.

Структура впадины Подводников показана на рис. 5а. В разрезе осадочного чехла, построенного по линиям сейсмических профилей ARC-065-028 Севморгео [Смирнов, 2013], выше акустического фундамента выделяются два комплекса. Нижний - синрифтовый комплекс меловых отложений от апт-альба до верхнего мела мощностью до 2,5 км и верхний - пострифтовый комплекс кайнозоя мощностью до 1500-1700 м. В бортах впадины Подводников общая мощность осадочного чехла сокращается до 1,0-2,0 км. По сейсмическим и магнитометрическим данным под осадочным чехлом впадины выделяются покровы базальтов, занимающие достаточно обширные площади. Мощность вулканогенной толщи оценивается от 0,5 км в бортах впадины Подводников до 1,5-2,0 км в ее центральной части. Возраст вулканитов датируется апт-альбом по аналогии с базальтами о. Беннетта.

Апт-альбский возраст базальтов на о. Беннетта доказывается залеганием нижних базальтовых покровов среди угленосных отложений апт-альба по палинологическим определениям и изотопным датировкам [Федоров, Флеров, Головин, 2005]. Незначительные проявления базальтового вулканизма выявлены по сейсмическим данным и в верхней части разреза осадочного чехла впадины Подводников, датируемой неогеном.

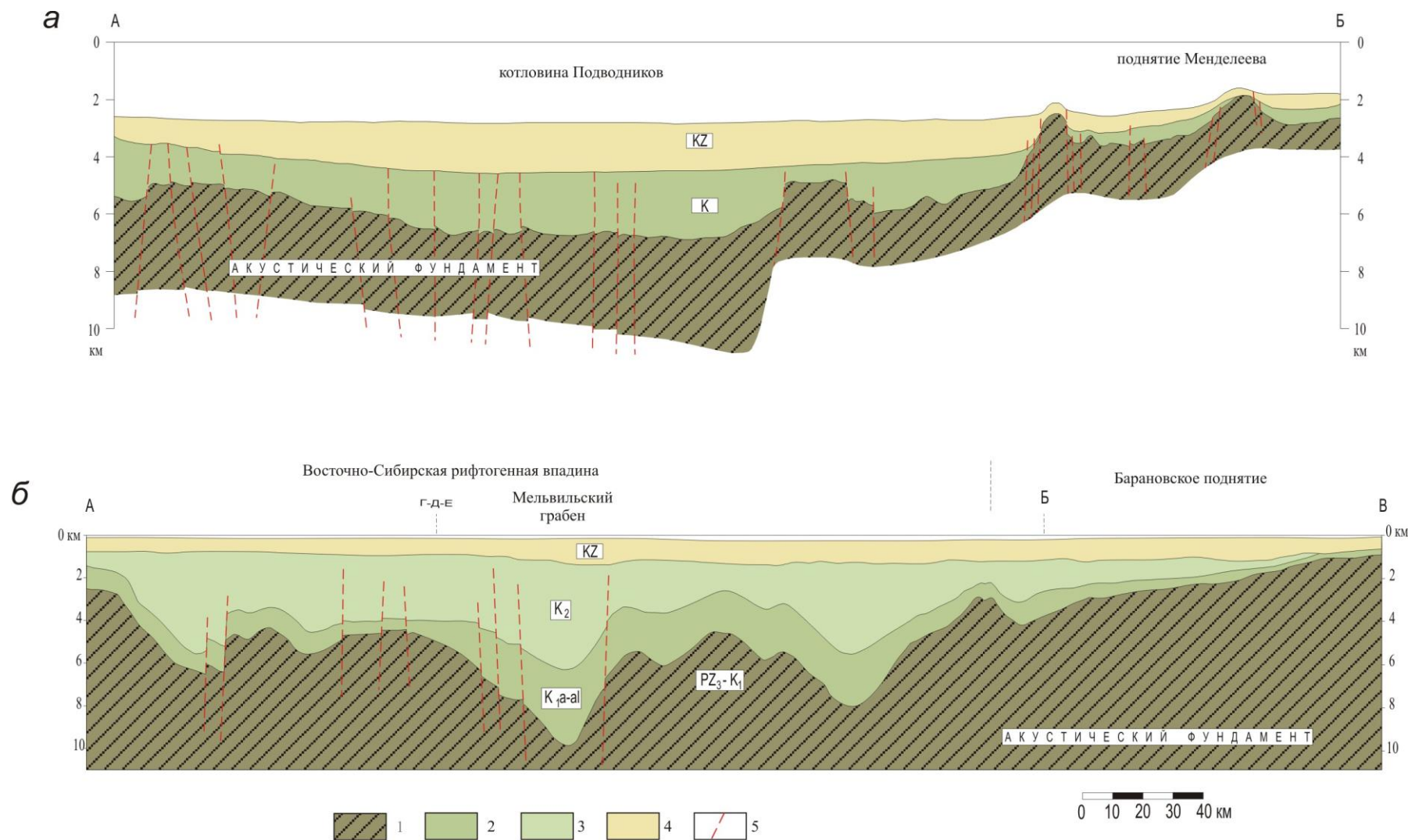


Рис. 5. Геологические разрезы: а – через котловину Подводников, б - через Восточно-Сибирскую впадину
 1 – акустический фундамент, 2 – апт-альбский сейсмокомплекс, 3 – верхнемеловой сейсмокомплекс, 4 – кайнозойский сейсмокомплекс, 5 – разрывные нарушения.

Зона Подводников - Восточно-Сибирская пересекает восточную часть массива Де-Лонга с каледонским возрастом фундамента. В гравелито-песчаниковой толще о. Генриетты установлены обломки метасланцев, микроклиновых гранитов и гнейсов [Виноградов, Каменева, Явщиц, 1975]. Признаки деструкции земной коры массива Де-Лонга в апт-альбе устанавливаются повсеместно, но в его восточной части они представлены особенно ярко. Это выражается в наибольшей раздробленности массива на грабены и горсты и максимальной концентрации базальтового вулканизма.

Щелочно-базальтовый вулканизм от апт-альба до квартера известен и в обрамлении зоны Подводников-Восточно-Сибирской. У о. Беннетта в последние годы зафиксированы современные подводные извержения базальтов, сопровождаемые формированием небольших вулканических конусов [Масуренков, Слезин, Собисевич, 2013]. На о. Жохова возраст щелочных базальтов определен в диапазоне поздний миоцен-средний неоплейстоцен, на о-ве Вилькицкого поздний эоплейстоцен-средний неоплейстоцен [Silantyeu et al., 2004].

Возможным южным продолжением зоны Подводников – Восточно-Сибирской в пределах материка является обширная Приколымская низменность, представляющая область проседания участка земной коры. В этом случае современные вулканы щелочных базальтов в бассейне р. Анюй [Евдокимов, Кораго, 2002] оказываются в обрамлении рассматриваемой зоны (рис. 1).

К юго-востоку от Восточно-Сибирской впадины на шельфе выделяется крупное Барановское поднятие (см. рис. 1, 5), ограниченное с востока Шелагским грабеном. Связь этих структур со структурами океана пока не установлена, поэтому на рис. 1 стоит знак вопроса. Шелагский грабен в ряде работ выделяется под названием Дремхедского рифта с мощностью чехла до 8-10 км [Косько и др., 2008]. Такой вывод основан на ошибочной интерпретации единственного сейсмического профиля ESS-91-01 ДМНГ, пересекающего эту структуру в субширотном направлении. На профиле ниже отчетливо выраженного акустического фундамента наблюдается запись в виде ряда псевдоотражений, имеющих форму глубоких и крутых параболических кривых, которые были приняты за реальные отражения. Если рассматривать действительный акустический фундамент, то мощность чехла здесь составляет около 3 км и, возможно, на севере, уже по гравиметрическим данным, возрастает до 4 км. Не исключено, что Барановское поднятие и Шелагский грабен являются юго-западным флангом Менделеевско-Врангелевской зоны поднятий.

Менделеевско-Врангелевская зона поднятий включает поднятие Менделеева в океане и крупное поднятие на шельфе вокруг о. Врангеля. Поднятие Менделеева возвышается над Чукотской впадиной на 1000 м и над впадинами Менделеева и Подводников на 1500 м. На

пересекающих его сейсмических профилях отчетливо проступает блоковое строение поднятия в виде горстов и грабенов [Смирнов, 2013]. Мощность осадочного чехла на поднятии Менделеева не превышает 1 км [Hegewald, Jokat, 2013]. Вулканиды основного состава с возрастом 127 млн. лет вскрыты неглубокой скважиной в коренном выходе на севере поднятия Менделеева [Морозов и др., 2013]. О. Врангеля возвышается на 1000 м над уровнем моря, а вокруг него на обширной площади на поверхность дна выведен акустический фундамент.

Расположенная восточнее Западно-Чукотская структурная зона выражена наиболее ярко. В океане она представлена Менделеевской и Чукотской впадинами и разделяющим их поперечным поднятием. Сейсмопрофилирование последних лет показало, что мощность осадочного чехла в Чукотской впадине достигает 3-4 км [Hegewald, Jokat, 2013]. На участке поперечного поднятия чехол предельно редуцирован. Борты Чукотской впадины и поперечное поднятие рассечены многочисленными субмеридиональными сбросами, указывающими на рифтогенную природу этой зоны. Её южное продолжение на шельфе выражено Центральной мульдой в Северо-Чукотском прогибе. Мощность брукского комплекса в центре мульды достигает 16-17 км, что вдвое превышает таковую на расположенном восточнее Андриановском поднятии (рис. 6).

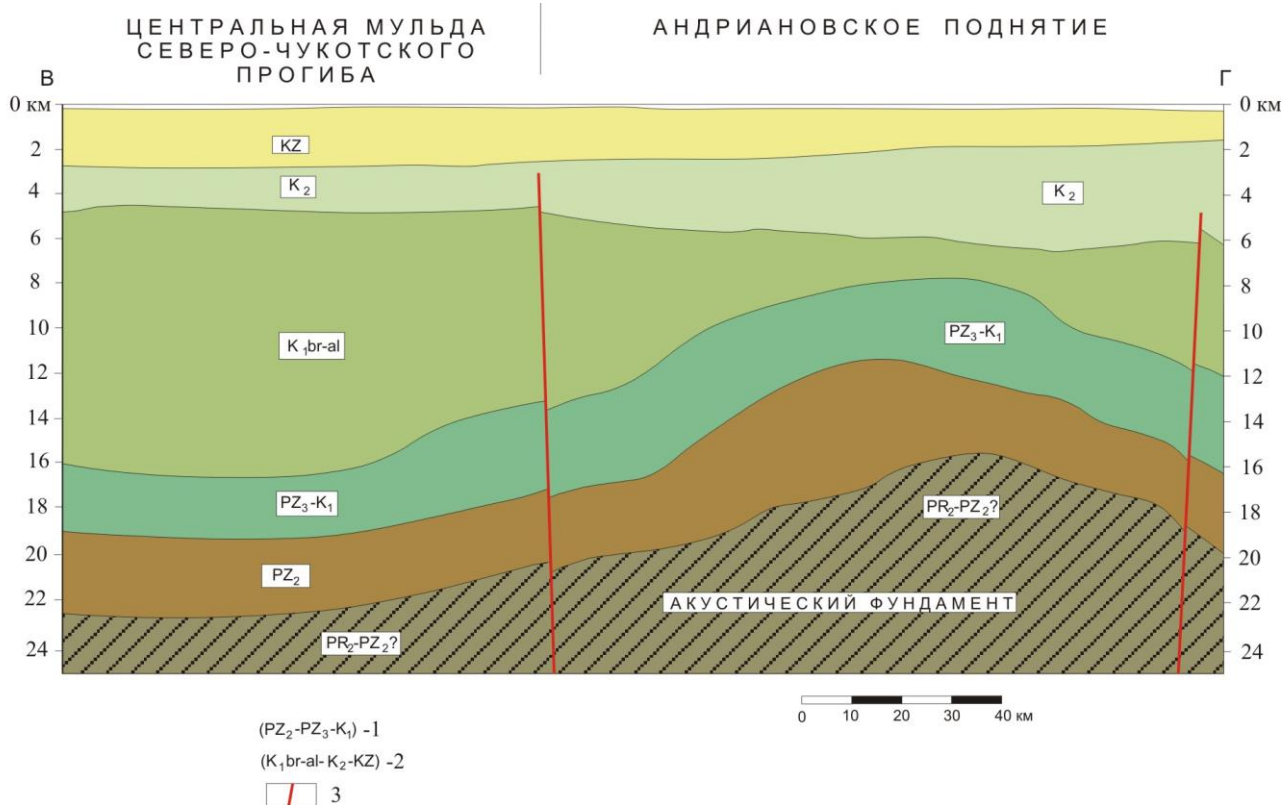


Рис. 6. Геологический разрез через Центральную мульду и Андриановское поднятие в Северо-Чукотском прогибе по сейсмическому профилю SC-90-02 ДМНГ

1 – элсмирский сейсмокомплекс, 2 – брукский сейсмокомплекс, 3 – разрывные нарушения.

Далее на юг продолжение Западно-Чукотской зоны фиксируется в южном крыле Северо-Чукотского прогиба и в полосе шириной 150-160 км до широты южного берега о. Врангеля. На всем этом отрезке в сейсмической записи и в поле силы тяжести четко проступает горсто-грабеновая структура субмеридионального простирания. В южном крыле Северо-Чукотского прогиба эта структура имеет и батиметрическое выражение в виде меридиональных гряд (горстов) и долин (грабенов). Ещё южнее в полосе рассматриваемой зоны оказываются наиболее глубокие Северо-Шмидтовская и Южно-Шмидтовская мульды Южно-Чукотского прогиба. Западно-Чукотская зона продолжается и в прибрежную часть материка, в район Колючинской губы. Здесь располагаются центры кайнозойского, вплоть до современного, щелочно-базальтового вулканизма и многочисленные гидротермальные источники с температурой воды до +97°C и высоким содержанием мантийного гелия [Поляк и др., 2010; Федоров, Смирнов, 2014; Чешко и др., 2004]. Исследования в южной части Чукотского шельфа до широты о. Врангеля выявили единую неотектоническую структуру для материка и шельфа – Чукотский грабен [Астахов, Горячев, Михалицына, 2010; Астахов и др., 2013]. В современных отложениях шельфа Западно-Чукотская зона характеризуется повышенными содержаниями золота, серебра и платины. В одной из проб железомарганцевых конкреций из желоба Геральда (крайний западный грабен зоны у о. Геральд) содержание платины составляет 1.46 г/т [Астахов, Горячев, Михалицына, 2010].

Далее к востоку выделяется Восточно-Чукотская структурная зона. Она включает в себя Чукотское поднятие (плато) в океане, Андриановское поперечное поднятие в Северо-Чукотском прогибе и крупное поднятие южнее Северо-Чукотского прогиба. Последнее поднятие было установлено российскими исследователями в середине 70-х гг. прошлого века и названо Геральдским [Полькин, 1984]. В американских работах эта же структура фигурирует под названием Чукотской платформы [Thurston, Theiss, 1987].

Андриановское поднятие рассматривается нами как конседиментационная структура. Следовательно, время его формирования относится к баррем-альбу, поскольку именно в этом временном интервале (нижнебрукский сеймоподкомплекс) мощность соответствующих отложений на поднятии резко сокращается (см. рис. 6). Нижнебрукский сеймоподкомплекс на так называемой Чукотской платформе также предельно редуцирован до первых сотен метров, а на отдельных участках поверхности дна установлены выступы акустического фундамента (см. рис. 1).

Еще восточнее, уже на американской части Чукотского шельфа намечается Западно-Нортуиндская структурная зона. Она включает впадину Нортуинд с глубинами моря до 2000 м и расположенную южнее троговую зону Ханна [Thurston, Theiss, 1987; Kumar et al., 2011].

Последняя на востоке Восточно-Нортуиндская структурная зона объединяет хребет Нортуинд в океане и Северо-Чукотское поднятие на шельфе, выделяемое американскими геологами [Thurston, Theiss, 1987].

Естественно, встает вопрос о времени возникновения сквозных структурных зон шельф-океан в Восточной Арктике. Ответ на него был получен в результате геологического картографирования Восточно-Арктического шельфа России. Анализ геологических и сейсмических материалов показал, что эти зоны возникли во второй половине раннего мела, начиная с баррема или апта. На этом временном рубеже завершилось формирование позднемезозойской Новосибирско-Чукотской складчатой системы. На позднемезозойском складчатом фундаменте началось формирование осадочного чехла. Впервые в его структуре проявилась субмеридиональная зональность. Геологические материалы по Новосибирским о-вам указывают на три крупных этапа в истории формирования осадочного чехла: апт-альбский, позднемеловой и кайнозойский. В основании отложений каждого из этих этапов установлены перерывы в осадконакоплении и коры выветривания. В разрезе кайнозоя, особенно его верхней части, присутствуют и другие перерывы, но их структурное выражение и масштаб проявления значительно уступают вышеназванным.

Особенно контрастно в разрезе осадочного чехла проявлены две границы: в основании апт-альба и в основании кайнозоя. Апт-альб в центре о. Котельный представлен балыктахской свитой мощностью 500 м песчано-глинистых отложений с пластами каменных углей. Она залегает структурно несогласно на различных образованиях складчатого основания от нижнего девона до юры включительно. Подошва апт-альба на шельфе в области позднемезозойской складчатости принята за основание осадочного чехла, а подстилающий её комплекс представляет акустический фундамент.

Также очень ярко проявлена граница в основании кайнозоя. Это установлено на всем Восточно-Арктическом шельфе России и на его материковом обрамлении, а также на Чукотском шельфе США в скважинах Крекер-Джек и Попкорн [Undiscovered Oil..., 1995]. В этих скважинах отложения кайнозоя, начиная с палеоцена, залегают несогласно на угленосных нижнемеловых отложениях апт-альба. Мощность кайнозоя возрастает с юга на север от 700 м в скважине Крекер-Джек до 1500 м в скважине Попкорн. Граница мела и кайнозоя всюду в Восточной Арктике представляет собой в сейсмической записи ярко выраженный рефлектор. Он разделяет мощную толщу меловых отложений с отчетливыми проявлениями пластических и разрывных деформаций (синрифтовый комплекс) и вышележащие недеформированные относительно маломощные кайнозойские отложения (см. рис. 2, 5, 6). Их мощность в Лаптевском бассейне и Восточно-Сибирской впадине составляет 1,0-1,2 км, а в Северо-Чукотском прогибе достигает 3 км. В южной части Восточно-

Сибирского моря на о-ве Айон в 1980 г. буровая скважина (см. рис. 1) вскрыла полный разрез кайнозоя мощностью 671 м [Слободин и др., 1990]. В основании разреза находится каолиновая кора выветривания, залегающая на элювии мезозойских песчаников и алевролитов.

Из всего изложенного ясно, что основной объем брукского сейсмокомплекса составляют меловые отложения. Во вторую половину раннемеловой эпохи были заложены все основные структуры шельфа субмеридионального простирания. Поскольку они напрямую сопрягаются со структурами океана, то логично полагать о заложении единого структурного каркаса в океане и на шельфе с начиная баррема-апта. Это находит подтверждение в ряде сейсмических и геологических данных. Формирование меловых осадочных бассейнов на шельфе происходило в условиях высокой геодинамической активности, что выразилось в их контрастности, а, по существу, в возникновении тектонического рельефа. Так, западный борт Восточно-Сибирской рифтогенной впадины в морфологическом выражении был аналогичен современным континентальным склонам. На это указывает проградационная слоистость меловых отложений западного борта впадины (рис. 7). О высоком уровне геодинамической активности свидетельствует и наличие мощных оползней в сейсмотолще мощностью более 1 км восточного борта этой впадины (рис. 8).

К апт-альбу относится и начало базальтовых излияний, охвативших обширные площади массива Де-Лонга и впадины Подводников. Глубинные разломы, с которыми была связана деструкция земной коры, уходили своими корнями в мантию: её вещество в виде обломков шпинелевых перидотитов оказалось в базальтах о. Жохова. Оформление океана в кайнозое, как глубоководного бассейна, ограниченного континентальным склоном, в значительной степени завуалировало структурные связи в системе шельф-океан. Однако, при целенаправленных исследованиях, надо полагать, будут выявляться все новые доказательства существования сквозных структурных зон между шельфом и океаном в Восточной Арктике.

Выполненное исследование имеет прямое отношение к оценке углеводородного потенциала Восточной Арктики по нескольким аспектам. Первый из них состоит в том, что в раннемеловую эпоху (с баррема-апта) в Восточной Арктике сформировался каркас сквозных структурных зон в системе шельф-океан. В результате на шельфе возникли контрастные депоцентры меловых отложений: Лаптевский бассейн, Восточно-Сибирская рифтогенная впадина, центральная мульда Северо-Чукотского прогиба. Они развивались в условиях активного рифтогенеза, особенно ярко выраженного в первых двух структурах. Конседиментационные пластические и разрывные деформации меловых отложений в Лаптевском бассейне сопровождались внедрением даек базальтов.

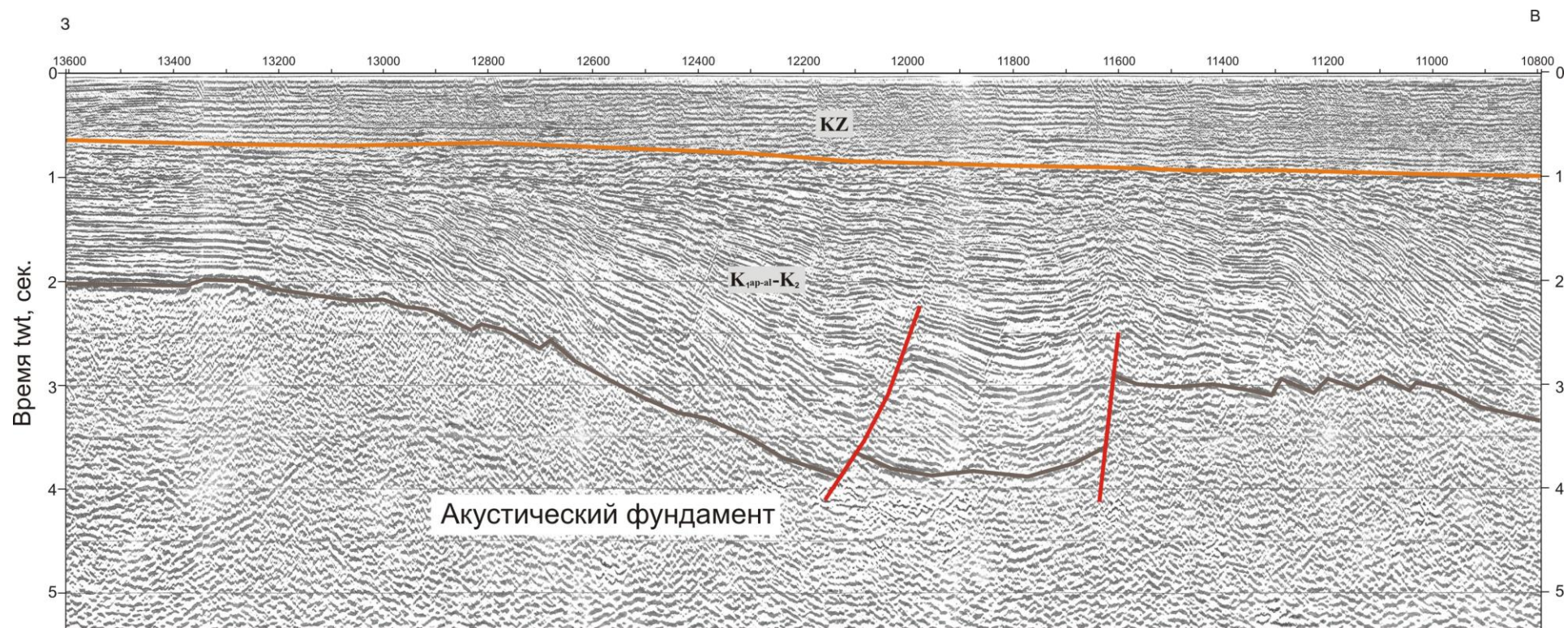


Рис. 7. Фрагмент сейсмического профиля ESS-91-04 ДМНГ западного борта Восточно-Сибирской впадины

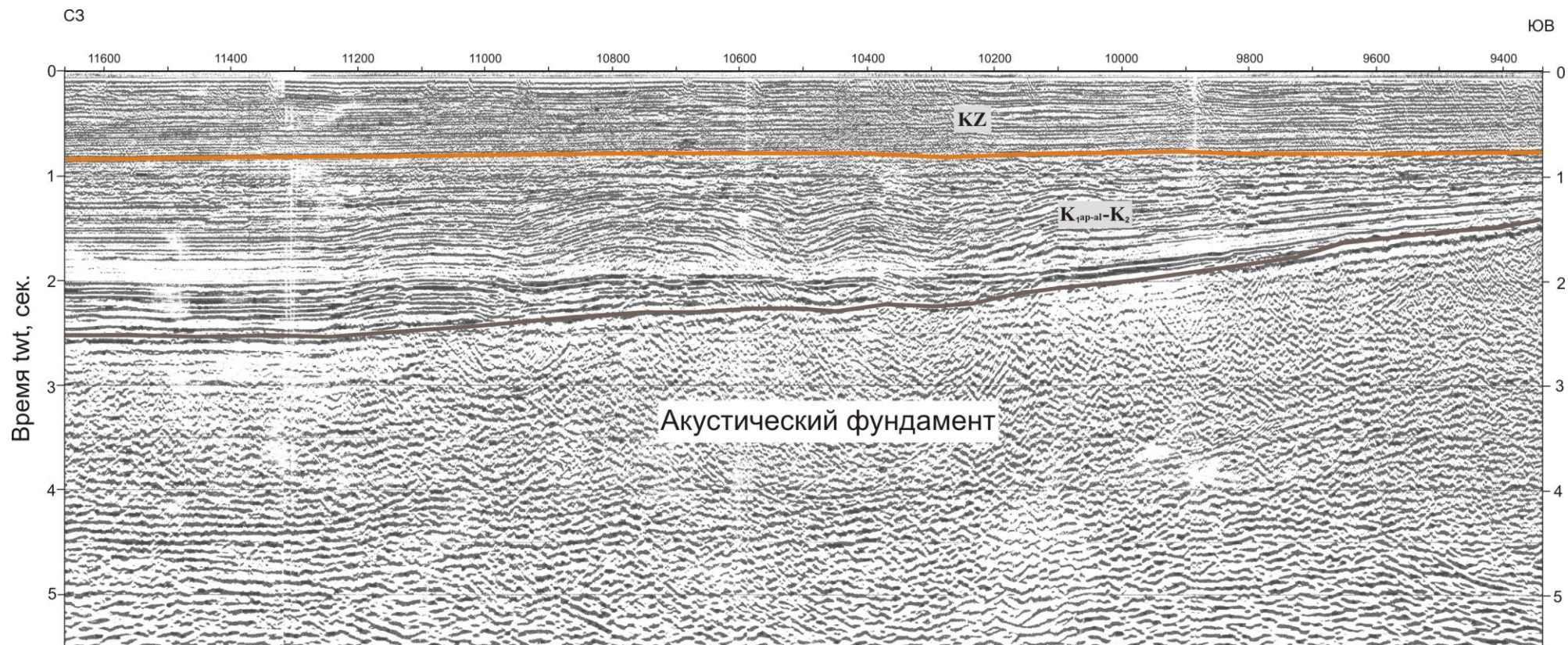


Рис. 8. Фрагмент сейсмического профиля ESS-91-05 ДМНГ восточного борта Восточно-Сибирской впадины

Тем самым происходил глубинный прогрев недр и, соответственно, ускоренное созревание органического вещества в осадочном чехле. В кайнозой синрифтовый комплекс меловых отложений перекрывается преимущественно глинистой (сейсмически «прозрачной») толщей мощностью до 1 км, а в Северо-Чукотском прогибе – до 3 км. В депоцентрах разрывные нарушения меловых отложений практически не затрагивают толщу кайнозоя, которая может представлять покрывку для углеводородов.

Второй аспект касается возрастного объема осадочного чехла в Евразийском бассейне. Вопреки общепринятому представлению об исключительно кайнозойском возрасте чехла, в его составе предполагаются и меловые отложения до апт-альба включительно.

И, наконец, третий аспект ставит вопрос о подходе к оценке углеводородного потенциала осадочных бассейнов и впадин прежде всего с позиций геодинамики их формирования. В этом случае в малых по площади структурах могут оказаться непропорционально высокие ресурсы углеводородов.

Литература

Астахов А.С., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащенных золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений Северо-Востока Азии). // Доклады РАН. - 2010. - Т. 430. - № 2. - С. 212-217.

Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54. - № 9. - С. 1348-1365.

Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., Супруненко О.И. Осадочный чехол Восточно-Арктического шельфа России и условия его формирования в системе материк-океан // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане; под ред. В.Л. Иванова. - СПб.: ВНИИОкеангеология. 2008. С. 63-78.

Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. - СПб.: ВНИИОкеангеология. - 2004. - Т. 203. - Вып. 5. - С. 202-212.

Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явшиц Г.П. О гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики. - Л.: Изд-во НИИГА. - 1975. - Вып. 1. - С. 21-25.

Виноградов В.А., Лопатин Б.Г., Бурский А.З., Гусев Е.А., Морозов А.ф., Шкарубо С.И. Основные итоги геологического картографирования масштаба 1:1000 000 Арктического шельфа России // Разведка и охрана недр. - 2005. - № 6. - С. 38-43.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 - Новосибирские острова (отв. ред. Б.Г. Лопатин). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. - 208 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-1,2 - Чукотское море (отв. ред. В.А. Виноградов). Объяснительная записка. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. - 60 с.

Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики. - 2009. - № 2(82). - С. 78-84.

Дибнер В.Д., Мирошников Л.Д. Меловые отложения Горного Таймыра // Геология и

геофизика. - 1964. - № 2. - С. 33-47.

Евдокимов А.Н., Кораго Е.А. Позднекайнозойский вулканизм северной Евразии и ассоциирующие с ним глубинные ксенолиты // Российская Арктика. Геол. история. Минерагения. Геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология. - 2002. - С. 252-266.

Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. - 1989. - Т. XXIX. - Вып. 5. - С. 789-795.

Каплан А.А., Коупленд П., Бро Э.Г., Кораго Е.А., Проскурнин В.Ф., Виноградов В.А., Вролиджек П.Дж., Уолкер Дж.Д. Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных пород Российской Арктики // Региональной Международной конференции: тезисы докладов (г. Санкт-Петербург, 15-18 июля 2001 г.). - СПб.: ВНИГРИ, 2001. - С. 6.

Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2007. - Т. 15. - № 4. - С. 63-83.

Косько М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л., Кораго Е.А., Поселов В.А., Супруненко О.И. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане (под ред. В.Л. Иванова). - СПб.: ВНИИОкеангеология. - 2008. - С. 16-43.

Куприн П.Н. Разрез отложений и некоторые аспекты кайнозойской геологической истории хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане // Отечественная геология. - 2012. - № 2. - С. 72-83.

Масуренков Ю.П., Слезин Ю.Б., Собисевич А.Л. Газовые шлейфы у острова Беннетта // Известия РАН. Серия географическая. - 2013. - № 3. - С. 86-95.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. - 2013. - № 53. - С. 34-55.

Полькин Я.И. Чукотское море. Геологическое строение СССР. - Л.: Недра, 1984. - Т. 9. - С. 67-79.

Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Новейшая тектономагматическая активизация Колючинско-Мечигментской зоны Чукотского полуострова (по данным о составе газов и гидротерм) // Геотектоника. - 2010. - № 6. - С. 99-110.

Прохорова С.М., Иванов О.А. Оловоносные гранитоиды Яно-Индибирской низменности и связанные с ними россыпи. - Л.: Недра, 1973. - 232 с.

Рекант П.В., Гусев Е.А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хребта Ломоносова и прилегающих глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика. - 2012. - Т. 53. - № 11. - С. 1497-1512.

Слободин В.Я., Ким Б.И., Степанова Г.В., Коваленко Ф.Я. Расчленение разреза Айонской скважины по новым биостратиграфическим данным. Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики // Труды ПГО «Севморгеология». - 1990. - С. 43-58.

Смирнов О.Е. Рифтогенные структуры западного сектора Американо-Северного суббассейна по данным комплексных геофизических исследований // Записки Горного института. - 2013. - Т. 200. - С. 86-91.

Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннета (Восточная Арктика) // Доклады РАН. - 2005. - Т. 400. - № 5. - С. 666-670.

Федоров П.И., Смирнов В.Н. Раннекайнозойский вулканизм Колючинско-Мечигменского грабена, Чукотский полуостров // Петрология. - 2014. - Т. 22. - № 1. - С. 60-71.

Чешко А.Л., Дубинина Е.О., Вакин Е.А., Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. Первые данные об изотопном составе водорода и кислорода в термоминеральных водах Восточной Чукотки // Доклады РАН. - 2004. - Т. 395. - № 5. - С. 676-680.

Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pålke H., Spofforth D., Gattaceca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. Is. 1. PA1S03. DOI: <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>

Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 298. Is. 4. P. 357-393. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00159-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00159-0)

Embry A.F. Crockerland - the source area for the Triassic to Middle Jurassic strata of Northern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Islands // *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 2009. Vol. 57. № 2. P. 129-140. DOI: <https://doi.org/10.2113/gscpgbull.57.2.129>

Grantz A., Eittreim S., Whitney O.T. Geology and physiography of the continental margin North of Alaska and implications for the origin of the Canada Basin // *The Ocean Basins and Margins*. Vol. 5. The Arctic Ocean. 1979. P. 439-492.

Grantz A., May S.D., Hart P.E. Geology of the Arctic Continental Margin of Alaska. - In: *The Arctic Ocean Region. The Geology of North America. Volume L*. 1990. P. 257-288. DOI: <https://doi.org/10.1130/dnag-gna-l.257>

Hegewald A., Jokat W. Tectonic and sedimentary structures in the northern Chukchi region, Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 3285-3296. DOI: <https://doi.org/10.1002/jgrb.50282>

Houseknecht D.W., Bird K.J. Geology and petroleum potential of the rifted margins of the Canada Basin // *Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs*, 2011. Vol. 35. P. 509-526. DOI: <https://doi.org/10.1144/M35.34>

Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° N and 80° N // *Geophysical Journal International*. 2005. Vol. 163. Is. 2. P. 698-726. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02786.x>

Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23, PA1S06, DOI: <https://doi.org/10.1029/2007PA001497>

Kumar N., Granath J.W., Emmet P.A., Helwig J.A., Dinkelman M.G. Stratigraphic and tectonic framework of the US Chukchi Shelf: exploration insights from a new regional deep-seismic reflection survey // *Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs*, 2011. Vol. 35. P. 501-508. DOI: <https://doi.org/10.1144/M35.33>

Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38. Is. 14. L14607. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>

Sekretov S.B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. Is. 3. P. 193-243. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00278-5)

Silant'ev 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 // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2004. V. 6. № 3. P. 153-183.

Thurston D.K., Theiss L.A. Geologic report for the Chukchi Sea Planning Area, Alaska. United States Department of the Interior Minerals Management Service. Anchorage, Alaska, 1987.

Undiscovered Oil and Gas Resources, Alaska Federal Offshore (As of January 1995), Sherwood, K.W. (ed), U.S. Minerals Management Service, OCS Monograph MMS 98-0054, 531 p.

Vinogradov V.A., Gusev E.A.

All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World named after I.S. Gramberg (VNIOkeangeologia named after I.S. Gramberg), St. Petersburg, Russia, gusevgeny@yandex.ru

Rekant P.V.

All-Russian Geological Research Institute named after Karpinski A.P. (VSEGEI named after Karpinski A.P.), St. Petersburg, Russia, rekant@mail.ru

Pyatkova M.N.

All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World named after I.S. Gramberg (VNIOkeangeologia named after I.S. Gramberg), St. Petersburg, Russia, pyatka1988@list.ru

TAIMYR-ALASKAN ARCTIC REGION - FORMATION OF SEDIMENTARY COVER FROM THE POINT OF VIEW OF STRUCTURAL RELATIONS IN THE SHELF-OCEAN SYSTEM

Domestic and foreign seismic profiles, data of potential fields and geologic data, including deep drilling on the Chukchi shelf of the United States were used to draw up geological map of the East Arctic shelf of Russia by researchers of VNIOkeangeologia Institute over the past 15 years. The two types of structures were distinguished in the eastern Arctic offshore: sublatitudinal and submeridional, which differs in the time of appearance. Sublatitudinal structures are located in the north-eastern part of the shelf. Sedimentary cover of sublatitudinal deflections is represented by Ellesmerian and Brookian seismic complexes, while in submeridional structures only Brookian seismic complex is developed. In the place where both classes of structures are present, submeridional structures are superimposed on sublatitudinal ones and are traced beyond the shelf towards the ocean area in the north and to the edge of the continental land in the south. Thus, through structural zones are outlined in the shelf-ocean system in the Eastern Arctic, which affects the evaluation of the hydrocarbon potential of the Eastern Arctic.

Keywords: geological mapping, sedimentary cover, through structural zones, East Arctic shelf, Arctic Ocean.

References

Astakhov A.S., Goryachev N.A., Mikhailitsyna T.I. *Ob usloviyakh formirovaniya obogashchennykh zolotom gorizontov rudovmeshchayushchikh chernoslantsevnykh tolshch (na primere permskikh i sovremennykh morskikh otlozheniy Severo-Vostoka Azii)* [Conditions for the formation of gold-rich ore bearing horizons of black shale strata (for example, the Permian and modern marine sediments of the North-East Asia)]. Doklady RAN, 2010, vol. 430, no. 2, p. 212-217.

Astakhov A.S., Gusev E.A., Kolesnik A.N., Shakirov R.B. *Usloviya nakopleniya organicheskogo veshchestva i metallov v donnykh osadkakh Chukotskogo morya* [Terms of the accumulation of organic matter and metals in the sediments of the Chukchi Sea]. Geologiya i geofizika, 2013, vol. 54, no. 9, p. 1348-1365.

Backman, J., Jakobsson, M., Frank, M., Sangiorgi, F., Brinkhuis, H., Stickley, C., O'Regan, M., Løvlie, R., Pälike, H., Spofforth, D., Gattacecca, J., Moran, K., King, J., and Heil, C., Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. Is. 1. PA1S03. DOI: <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>

Cheshko A.L., Dubinina E.O., Vakin E.A., Lavrushin V.Yu., Polyak B.G. *Pervye dannye ob izotopnom sostave vodoroda i kisloroda v termomineral'nykh vodakh Vostochnoy Chukotki* [The first data on the isotopic composition of hydrogen and oxygen in the thermal mineral waters of the Eastern Chukotka]. Doklady RAN, 2004, vol. 395, no. 5, p. 676-680.

Derevyanko L.G., Gusev E.A., Krylov A.A. *Palinologicheskaya kharakteristika melovykh*

otlozheniy khrebtâ Lomonosova [Palynological characterization of Cretaceous sediments of the Lomonosov Ridge. Problemy Arktiki i Antarktiki, 2009, no. 2(82), p. 78-84.

Dibner V.D., Mirosnikov L.D. *Melovye otlozheniya Gornogo Taymyra* [Cretaceous sediments Mining Taimyr]. Geologiya i geofizika, 1964, no. 2, p. 33-47.

Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic. Tectonophysics. 1988. Vol. 298. Is. 4. P. 357-393. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00159-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00159-0)

Embry A.F. Crockerland - the source area for the Triassic to Middle Jurassic strata of Northern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Islands. Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 2009. Vol. 57. № 2. P. 129-140. DOI: <https://doi.org/10.2113/gscpgbull.57.2.129>

Evdokimov A.N., Korago E.A. *Pozdněkaynozoyeskiy vulkanizm severnoy Evrazii i assotsiiruyushchie s nim glubinnye ksenolity* [Late Cenozoic volcanism of northern Eurasia and associated with him the deep xenoliths]. Rossiyskaya Arktika. Geol. istoriya. Minerageniya. Geoekologiya. St. Petetsburg: VNIIOkeangeologiya, 2002, p. 252-266.

Fedorov P.I., Flerov G.B., Golovin D.I. *Novye dannye o vozraste i sostave vulkanicheskikh porod ostrova Benneta (Vostochnaya Arktika)* [New data on the age and composition of the volcanic rocks of the island of Bennett (Eastern Arctic)]. Doklady RAN, 2005, vol. 400, no. 5, p. 666-670.

Fedorov P.I., Smirnov V.N. *Rannekaynozoyeskiy vulkanizm Kolyuchinsko-Mechigmenskogo grabena, Chukotskiy poluostrov* [Cenozoic volcanism Kolyuchinskaya Mechigmen-graben, Chukotka Peninsula]. Petrologiya, 2014, vol. 22, no. 1, p. 60-71.

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List S-53-55 - Novosibirskie ostrova [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1 000 000 (new series) New Siberian Islands]. Editor B.G. Lopatin. Ob"yasnitel'naya zapiska. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI, 1999. - 208 s.

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List S 1, 2 - Chukotskoe more [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1 000 000 (new series). S 1, 2 Sheet - Chukchi Sea]. Editor V.A. Vinogradov. Ob"yasnitel'naya zapiska. St. Petetsburg: Izd-vo VSEGEI, 2005, 60 p.

Grantz A., Eittreim S., Whitney O.T. Geology and physiography of the continental margin North of Alaska and implications for the origin of the Canada Basin. The Ocean Basins and Margins. Vol. 5. The Arctic Ocean. 1979. P. 439-492.

Grantz A., May S.D., Hart P.E. Geology of the Arctic Continental Margin of Alaska. - In: The Arctic Ocean Region. The Geology of North America. Volume L. 1990. P. 257-288. DOI: <https://doi.org/10.1130/dnag-gna-l.257>

Hegewald A., Jokat W. Tectonic and sedimentary structures in the northern Chukchi region, Arctic Ocean. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013. V. 118. P. 3285-3296. DOI: <https://doi.org/10.1002/jgrb.50282>

Houseknecht D.W., Bird K.J. Geology and petroleum potential of the rifted margins of the Canada Basin. Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs, 2011. Vol. 35. P. 509-526. DOI: <https://doi.org/10.1144/M35.34>

Ivanova N.M., Sekretov S.B., Shkarubo S.I. *Dannye o geologicheskom stroenii shel'fa morya Laptevykh po materialam seysmicheskikh issledovaniy* [The data on the geological structure of the shelf of the Laptev Sea based on seismic studies]. Okeanologiya, 1989, vol. XXIX, no. 5, p. 789-795.

Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° N and 80° N. Geophysical Journal International. 2005. Vol. 163. Is. 2. P. 698-726. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02786.x>

Kaplan A.A., Kouplend P., Bro E.G., Korago E.A., Proskurnin V.F., Vinogradov V.A., Vrolidzhek P.Dzh., Uolker Dzh.D. *Novye dannye o radiometricheskom vozraste izverzhennykh porod Rossiyskoy Arktiki* [New data on the radiometric age of igneous rocks of the Russian Arctic]. Regional International conference abstracts (St. Petersburg, 15-18 July 2001). St. Petersburg:

VNIGRI, 2001, p. 6.

Kim B.I., Glezer Z.I. *Osadochnyy chekhol khrebta Lomonosova (stratigrafiya, istoriya formirovaniya chekhla i struktury, vozrastnye datirovki seysmokompleksov)* [Lomonosov Ridge sedimentary cover (stratigraphy, history of the formation and structure of the cover, age dating of the seismic sequences)]. Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya, 2007 vol. 15, no. 4, p. 63-83.

Kos'ko M.K., Butsenko V.V., Ivanov V.L., Korago E.A., Poselov V.A., Suprunenko O.I. *K tektonike Severnogo Ledovitogo okeana i ego kontinental'noy okrainy* [On the tectonics of the Arctic Ocean and its continental margin]. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane (Editor V.L. Ivanov). St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 2008, p. 16-43.

Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23, PA1S06, DOI: <https://doi.org/10.1029/2007PA001497>

Kumar N., Granath J.W., Emmet P.A., Helwig J.A., Dinkelman M.G. Stratigraphic and tectonic framework of the US Chukchi Shelf: exploration insights from a new regional deep-seismic reflection survey. *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs, 2011. Vol. 35. P. 501-508. DOI: <https://doi.org/10.1144/M35.33>

Kuprin P.N. *Razrez otlozheniy i nekotorye aspekty kaynozoyской geologicheskoy istorii khrebta Lomonosova v Severnom Ledovitom okeane* [Section of deposits and some aspects of the Cenozoic geological history of the Lomonosov Ridge in the Arctic Ocean]. *Otechestvennaya geologiya*, 2012, no. 2, p. 72-83.

Masurenkov Yu.P., Slezin Yu.B., Sobisevich A.L. *Gazovye shleyfy u ostrova Bennetta* [Gas plumes off and the islands of Bennett]. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*, 2013, no. 3, p. 86-95.

Morozov A.F., Petrov O.V., Shokal'skiy S.P., Kashubin S.N., Kremenetskiy A.A., Shkatov M.Yu., Kaminskiy V.D., Gusev E.A., Grikurov G.E., Rekant P.V., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Shatov V.V. *Novye geologicheskie dannye, obosnovyuyushchie kontinental'nuyu prirodu oblasti Tsentral'no-Arkticheskikh podnyatiy* [New geological evidence justifying the nature of the continental area of the Central Arctic elevations]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 2013, no. 53, p. 34-55.

Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38. Is. 14. L14607. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>

Pol'kin Ya.I. *Chukotskoe more. Geologicheskoe stroenie SSSR* [The geological structure of the USSR]. Leningrad: Nedra, 1984, vol. 9, p. 67-79.

Polyak B.G., Lavrushin V.Yu., Cheshko A.L., Prasolov E.M., Kamenskiy I.L. *Noveyshaya tektonomagmatskaya aktivizatsiya Kolyuchinsko-Mechigmentskoy zony Chukotskogo poluoostrova (po dannym o sostave gazov i gidroterm)* [Latest tectonomagmatic activation Kolyuchinskaya-Mechigmentskoy area of the Chukchi Peninsula (according to the composition of the gases and fluids)]. *Geotektonika*, 2010, no. 6, p. 99-110.

Prokhorova S.M., Ivanov O.A. *Olovonosnye granitoidy Yano-Indigirskoy nizmennosti i svyazannye s nimi rossypi* [Tin-bearing granitoids Yano-Indigirka lowland and associated placers]. Leningrad: Nedra, 1973, 232 p.

Rekant P.V., Gusev E.A. *Seysmogeologicheskaya model' stroeniya osadochnogo chekhla prilaptevomorskoy chasti khrebta Lomonosova i prilegayushchikh glubokovodnykh kotlovin Amundsena i Podvodnikov* [Seismogeological model of the structure of the sedimentary cover prilaptevomorskoy part of the Lomonosov Ridge and the surrounding deep-Amundsen Basin and Podvodnikov]. *Geologiya i geofizika*, 2012, vol. 53, no. 11, p. 1497-1512.

Sekretov S.B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean. *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. Is. 3. P. 193-243. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00278-5)

Silant'yev 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. Russian Journal of Earth Sciences. 2004. V. 6. № 3. P. 153-183.

Slobodin V.Ya., Kim B.I., Stepanova G.V., Kovalenko F.Ya. *Raschlenenie razreza Ayonskoy skvazhiny po novym biostratigraficheskim dannym. Stratigrafiya i paleontologiya mezo-kaynozoya Sovetskoy Arktiki* [The division cut Ayonsky well on new biostratigraphic data. Stratigraphy and Paleontology Mesozoic-Cenozoic Soviet Arctic]. Trudy PGO «Sevmorgeologiya», 1990, p. 43-58.

Smirnov O.E. *Riftogennyye struktury zapadnogo sektora Ameraziyskogo subbasseyna po dannym kompleksnykh geofizicheskikh issledovaniy* [Rift structures of the western sector of the Amerasian sub-basin according to integrated geophysical studies]. Zapiski Gornogo institute, 2013, vol. 200, p. 86-91.

Thurston D.K., Theiss L.A. Geologic report for the Chukchi Sea Planning Area, Alaska. United States Department of the Interior Minerals Management Service. Anchorage, Alaska, 1987.

Undiscovered Oil and Gas Resources, Alaska Federal Offshore (As of January 1995), Sherwood, K.W. (ed), U.S. Minerals Management Service, OCS Monograph MMS 98-0054, 531 p.

Vinogradov V.A., Goryachev Yu.V., Gusev E.A., Suprunenko O.I. *Osadochnyy chekhol Vostochno-Arkticheskogo shel'fa Rossii i usloviya ego formirovaniya v sisteme materik-ocean* [The sedimentary cover of the East Arctic shelf of Russia and the conditions of its formation in the system of the continent-ocean]. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane; pod red. V.L. Ivanova. St. Petetsburg: VNIIOkeangeologiya, 2008, p. 63-78.

Vinogradov V.A., Gusev E.A., Lopatin B.G. *Vozrast i struktura osadochnogo chekhla Vostochno-Arkticheskogo shel'fa Rossii* [The age and structure of the sedimentary cover of the East Arctic shelf of Russia]. Geologo-geofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona. St. Petetsburg: VNIIOkeangeologiya, 2004, vol. 203, issue 5, p. 202-212.

Vinogradov V.A., Kameneva G.I., Yavshits G.P. *O giperboreyskoy platforme v svete novykh dannykh po geologicheskomu stroeniyu ostrova Genrietty* [About Hyperborean platform in the light of new data on the geological structure of the island of Henrietta]. Tektonika Arktiki. Leningrad: Izd-vo NIIGA, 1975, vol. 1, p. 21-25.

Vinogradov V.A., Lopatin B.G., Burskiy A.Z., Gusev E.A., Morozov A.F., Shkarubo S.I. *Osnovnye itogi geologicheskogo kartografirovaniya masshtaba 1:1000 000 Arkticheskogo shel'fa Rossii* [The main results of geological mapping of Russian Arctic shelf in scale 1:1000000]. Razvedka i okhrana neдр, 2005, no. 6, p. 38-43.

© Виноградов В.А., Гусев Е.А., Рекант П.В., Пяткова М.Н., 2016