

УДК 551.782(1-925.19)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЧАУНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ СТАТЬЯ 2. НЕОГЕН

Г.Н. Александрова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 01.11.16

На основании анализа литературных и фондовых материалов, прежде всего палинологических и микрофаунистических данных, уточнен возраст и корреляция в основном континентальных неогеновых толщ Чаунской впадины.

Ключевые слова: стратиграфия, неоген, горизонты, корреляция, Чукотка.

Aleksandrova G.N. Geological development of Chauna Depression (Northeastern Russia) in Paleogene and Neogene. 2. Neogene. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2016. Volume 91, part 6. P. 11–35.

The age and correlation of dominantly continental Neogene strata of the Chauna Depression are corrected on the basis of analysis of published data and unpublished reports.

Key words: stratigraphy, Neogene, regional substages, correlation, Chukotka.

Неогеновые отложения сплошным чехлом перекрывают более древние отложения в Чаунской впадине, подразделяются на миоценовые и плиоценовые и характеризуются однообразным литолого-фациальным составом и почти повсеместно выдержанной мощностью (Кыштым и др., 1988). В основу датировок большинства литостратиграфических подразделений, как и для палеогена, положена климатостратиграфия, основанная на палинологических данных (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а, 1990б; Фрадкина, 1995; Гриненко и др., 1997, 1998).

В неогене Северо-Востока России только один уровень имеет четкую стратиграфическую привязку – климатический оптимум рубежа раннего и среднего миоцена – так называемый буковый горизонт – и соответствующий верхнеильдикиляхскому подгоризонту (Ахметьев, 1976; Гриненко и др., 1997, 1998; Карташова, 1974; Континентальные..., 1979; Фрадкина, 1976, 1979, 1983, 1995 и многие другие). Согласно имеющимся данным, продолжительность климатического оптимума составляла 2,3 млн лет и он приурочен к пограничному интервалу между бурдигалом и лангием – 14,7–17 млн лет (Böhme, 2003; Holbourn et al., 2007, 2014; Zachos et al., 2001, 2008).

МИОЦЕН

Довольно детально осадки миоцена изучены в районе Чаунской низменности, где они представлены чаунской, чулекской и устьчаанайской свитами (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а; Гриненко и др., 1998; Кыштым и др., 1988) (рис. 1). В скв. 1 на о. Айон к нижнему миоцену отнесены отложения в инт. 303–164 м (в инт. от 303 до 276 м керн

не поднят), на средний и верхний миоцен показан перерыв (Гриненко и др., 1998). По мнению В.И. Волобуевой с соавторами (1990а), в скважине предполагается согласное залегание нижнемиоценовых отложений на олигоценовых. На западе впадины, согласно региональной стратиграфической схеме, установлены пальгитская толща и свита ручья Безымянного, охватывающие миоцен и нижнюю часть плиоцена (Гриненко и др., 1998) (рис. 1).

Нижний миоцен

К чаунской свите нижнего миоцена (Кыштым и др., 1988) относятся аллювиальные толщи палеодолин рек Ичувеем, Чаун, Паляваам, Эльхакквун, полуострова Карчик, залегающие как на коренных породах и корах выветривания, так и на олигоцене. Чаунская свита выделена в 1988 г. со стратотипом в скв. 16 в инт. 131–97 м, пробуренной в нижнем течении р. Чаун (Кыштым и др., 1988).

Наиболее полный разрез свиты установлен в районе рек Чаун и Паляваам (Белая, 1989; Кыштым и др., 1988; Кыштым, Майсак, 1976 г.; Пьянков и др., 1980 г.). В основании разреза залегает пачка преимущественно слабо сортированных средне- и крупнозернистых, слоистых песков с мелким гравием и галькой, с повышенным содержанием кварцевой дресвы (15–20%). Местами отложения интенсивно гумусированы и содержат лигнитизированные растительные фрагменты. Цемент – глина светло-серая, с примесью песка (до 5 м), с тонкими прослоями (0,2–0,4 м), обогащенными растительным детритом. Гравий и галька чаще встречаются в основании этой пачки и представлены в основном эффузивами кислого состава, реже осадочными породами. Степень окатанности

Общая стратиграфическая шкала					Региональные стратиграфические подразделения (горизонты, подгоризонты) (Гриненко и др., 1998)	Чаунская впадина							
Млн. лет	Система	Отдел	Подотдел	Ярус		Бассейн р. Пальтитка, руч. Безымянный	Остров Айон	Бассейн рек Чаанайвеемкай, Чаун					
2,58	Q			Гелазий	КУТУЯХСКИЙ		Пески, алевролиты, глины.	Эльхкаквунская свита. Галечники, пески.					
				Пьянченский				г. 40 м	до 6 м				
5	НЕОГЕНОВАЯ	Плиоцен	н. в.	Занклий	БЕГУНОВСКИЙ		г. 164 м	Галечники.					
								Мессиний	ХАПЧАНСКИЙ	Устьчаанайская свита. Суглинки, пески, гравийники.	до 19 м		
10		Миоцен	Верхний	Тортон	СИПГЕНСКИЙ		г. 164 м	Устьчаанайская свита. Суглинки, пески, гравийники.					
									Серраваль	Чулеская свита. Пески, суглинки.	до 40 м		
15				Нижний				Лангий	ИЛЬДИКЛЯХСКИЙ		Верхне-Ильдикляхский	Пальтитская толща. Супеси, пески, суглинки, торф.	г. 164 м
										Бурдигал	Нижне-Ильдикляхский		
20		Аквитан	ОНКУЧАХСКИЙ			Чаунская свита. Пески, суглинки.	до 38 м						
25		ПАЛЕОГЕН		Верхний			Хатт	ОНКУЧАХСКИЙ		г. 303 м	Чаунская свита. Пески, суглинки.		

Рис. 1. Региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений Чаунской впадины Западно-Чукотского структурно-фациального района (Гриненко и др., 1998, с уточнениями ОСШ)

и сохранности гальки эффузивов различна, изменяется от слабой с сохранением первичного облика и хорошей окатанностью, мелкой, со слабым разрушением (разложением), до очень высокой степени разложения обломочного материала (эффузивов и осадочных пород). При сильном разрушении они превращаются в светлоокрашенный (почти белый) мучнистый агрегат. В составе глинистой фракции преобладает каолинит, отмечаются кварц и примесь гидрослюды. Это свидетельствует о значительном преобразовании отложений процессами химического выветривания каолинит-гидрослюдистого профиля. Встречающиеся обломки кварца нацело выщелочены, имеют ноздреватый облик.

Верхняя часть чаунской свиты представлена песками, преимущественно среднезернистыми, полимиктовыми, с гравием и мелкой галькой. Пески состоят из обломков эффузивных пород, кварца, полевых шпатов. Спорадически присутствуют прослойки алевролита и глин серых. Последние обогащены растительным детритом. Общая мощность свиты до 40 м.

Верхняя граница рассматриваемых осадков уверенно датируется по палинологическим данным как пограничный интервал раннего и среднего миоцена, отвечающий началу климатического оптимума (так называемого букового горизонта), и, как правило, приурочена к основанию пласта бурых лигнитизированных торфов или оторфованных алевроитов.

В районе р. Ичвеем присутствуют только верхние части свиты мощностью до 20 м, которые залегают на элювиально-делювиальных образованиях коры выветривания. В долине р. Эльхкаквун верхи разреза сложены разнозернистыми песками и глинами, часто оторфованными, с примесью дресвы и гравия. Граница с вышележащими образованиями в этом районе точно не установлена, так как осадки букового горизонта здесь отсутствуют. Мощность отложений оценивается в 30–40 м. В долине р. Пучевеем низы рассматриваемых отложений представлены гравием и галькой глинистых сланцев и кварца (3–5 м), выше — песком полимиктовым, с примесью гравия, частыми растительными остатками. Общая мощность достигает 60 м.

В стратотипическом разрезе чаунской свиты в скв. 16 в нижнем течении р. Чаун (инт. 130–97 м) (рис. 2) она залегают на коре выветривания и охарактеризована палинологическим комплексом нижнеильдикляхского подгоризонта нижнего миоцена (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а; Гриненко и др., 1998; Кыштым и др., 1988). Спорово-пыльцевой комплекс реконструирует обедненную тургайскую флору за счет сокращения доли пыльцы термофильных покрытосеменных (не более 13%) и преобладания мелколиственных *Betulaceae*, а также пыльцы *Pinaceae*. В спектре покрытосеменных доминируют *Betula* и *Alnus*. Пыльца термофильных покрытосеменных составляет 5,5–13% и представлена *Corylus*, *Carpinus*, *Myrica*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Ulmus*, *Celtis*,

Ilex, Quercus, Fagus, Castanea, Nyssa, Acer, Tilia, Liquidambar, Rhus, Viburnum, Diervilla, Lonicera, единично отмечаются *Araliaceae, Oleaceae*, спорадически — *Engelhardtia*, *Moraceae, Zelkova, Vitaceae, Carya, Celastraceae, Sambucus*. Пыльца *Salix* составляет 0,2–1,7%, *Ericales* не более 4,3%. В группе голосеменных доминируют сосновые, главным образом, разнообразные сосны — *Pinus s/g. Haploxyton, P. s/g. Diploxyton, Pinus sp.*, а также *Picea sect. Omorica, P. sect. Eupicea, Tsuga, Abies*. Повсеместно отмечается *Larix*. Единично — *Cedrus, Podocarpaceae*, спорадически — *Ginkgo, Torreya*. Пыльцы *Taxodium, Glyptostrobus, Sequoia, Sciadopitys* не более 2,1%. Присутствуют зеленые водоросли *Tetraporina*. Травянистые растения представлены преимущественно пыльцой гигро- и гидрофитов: *Sparganiaceae, Hydrocharitaceae, Liliaceae, Polygonium sect. Persicaria, Nymphaea, Nuphar, Dipsacaceae* и др. Среди спор наиболее распространены *Polypodiaceae* (до 18,2%), *Sphagnum* не более 3,4%. Кроме них отмечены *Osmundaceae, Lycopodiaceae*, единично, но регулярно — *Syatheaceae, Gleicheniaceae, Lygodium, Ophiloglossaceae*.

Систематический состав палинокомплекса нижнеильдикиляхского подгоризонта отражает более умеренные климатические условия, чем в олигоцене. Верхняя граница толщи, охарактеризованной данным палинокомплексом, в большинстве изученных разрезов Чаунской впадины фиксируется по согласному перекрытию осадками «букового горизонта», отражающими период климатического оптимума миоцена (пограничные слои нижнего и среднего миоцена).

В Нижнеколымском прогибе палинокомплексом нижнеильдикиляхского подгоризонта охарактеризована нижнемиоценовая нижнестадухинская подсвита (скв. 1, инт. 225,6–178,3 м) (Гриненко и др., 1998; Фрадкина, 1985, 1995; Палеоген..., 1989), согласно залегающая на усть-омолонской свите верхнего олигоцена (рис. 3). В подсвите найдены пресноводные диатомеи *Melosira scabrosa* Ostr., *M. praeislandica* Jouse, *M. jouseana* Moiss., *Tetraciclus ellipticus* (Ehr.) Grun., *Eutonia majuscula* Moiss., *E. japonicum* Pant., *E. nikolskiae* Jouse (Палеоген..., 1989).

Для раннего миоцена в Чаунской низменности реконструируется лесной тип растительности — смешанные хвойно-мелколиственно-широколиственные леса несколько обедненной тургайской флоры (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а). В составе лесов было много мелколиственных пород — березы и ольхи, с заметным участием широколиственных. Лиственные породы были не только разнообразнее по составу, но и более многочисленны, чем хвойные. Среди последних увеличивается роль темнохвойных. Климат был теплоумеренный и влажный.

В скв. 1 на о. Айон залегающая на верхнеолигоценых отложениях часть разреза сложена ритмичным чередованием тонко-терригенных осадков (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4):

— инт. 351–345 м. Глина алевролитистая, серая до светло-коричневой, плотная, с прослоями алевролита и песка темно-серого, с бурым оттенком. Мощность прослоев песка обычно несколько миллиметров, в единичных случаях достигает 10 см. На глубине 348,7–345 м отмечаются включения мелкой гальки;

— инт. 345–340 м. Песок тонко- и мелкозернистый, серый, белесый, слюдястый, с примесью алевролита и органики;

— инт. 340–339 м. Глина алевролитистая, светло-серая, с коричневым оттенком, плотная, с примесью песка;

— инт. 339–337 м. Алевролит глинистый, темно-серый, с примесью тонкозернистого песка;

— инт. 337–335,7 м. Бурый уголь с примесью глины и прослоем (10 см) алевролита глинистого, темно-серого;

— инт. 335,7–333,6 м. Алевролит темно-серый, с незначительной примесью глины и песка;

— инт. 333,6–333 м. Бурый уголь темно-коричневый, с примесью глины;

— инт. 333–331,7 м. Алевролит глинистый, темно-серый, с прослоями песка тонкозернистого, серого. Залегание слоев горизонтальное;

— инт. 331,7–331 м. Глина серая, слабо алевролитистая, уплотненная;

— инт. 331–329,4 м. Песок тонкозернистый, серый, слабослюдястый, с незначительной примесью алевролита;

— инт. 329,4–318,2 м. Алевролит серый, темно-серый, с маломощными прослоями глины и песка. На гл. 318,5 м — прослойки обуглившейся древесины толщиной 2–3 мм. Наклонное залегание слоев — угол 5–10°;

— инт. 318,2–308,4 м. Глина алевролитистая, серая, с прослоями алевролита и песка тонкозернистого, серого. Слоистость субгоризонтальная;

— инт. 308,4–303 м. Алевролит темно-серый, слабо глинистый, с примесью песка, уплотненный. На гл. 306 м отмечаются остатки органики.

По данным рентгеноструктурного анализа, глины представлены каолинитом и монтмориллонитом. Кроме того, присутствуют гидрослюды, кварц, плагиоклаз, мусковит, хлорит, серпентин, в виде незначительной примеси — цеолит. Бурые угли в этой части разреза низкого качества, землистые, толщина пластов колеблется от 0,1 до 2,4 м.

По данным Б.В. Белой, в инт. 401,4–351 м еще присутствует палинокомплекс олигоцена, а в инт. 351–303 м выделяется палинокомплекс раннего миоцена (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4). Он характеризуется незначительным преобладанием пыльцы голосеменных (37,7–54,6%) над покрытосеменными (24–46,8%). Пыльца термофильных растений составляет от 8 до 17%. Голосеменные представлены разнообразными *Pinaceae*, главным образом, *Pinus* (15–35%), в меньшем количестве, чем ниже по разрезу, встречаются *Picea* (2–6%), *Tsuga* (2–6%), *Taxodiaceae* (2,5–3,7%). Из покрытосе-

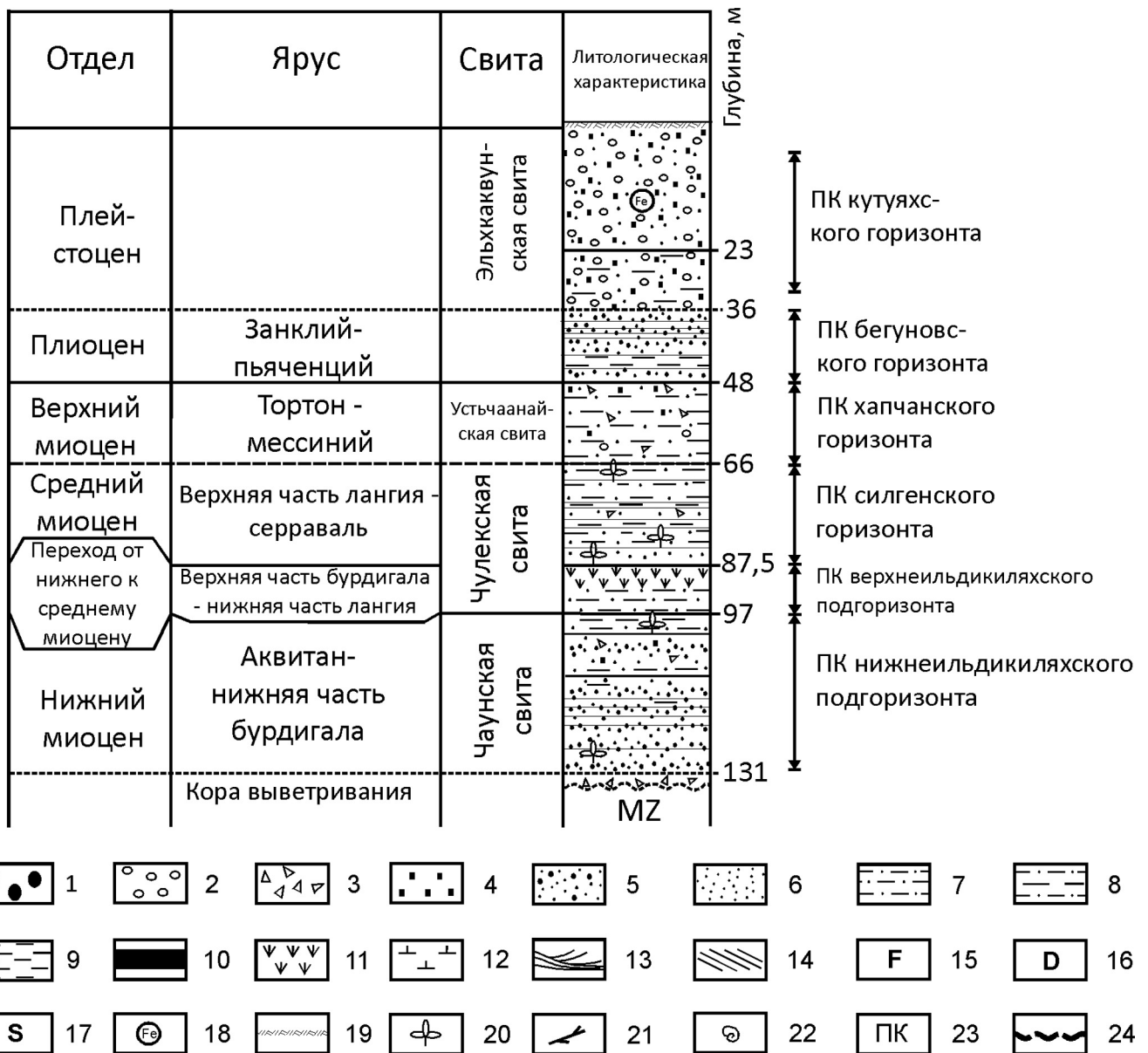


Рис. 2. Литологическое строение и стратиграфическое расчленение разреза скв. 16: 1 – валуны; 2 – галька; 3 – дрова; 4 – гравий; 5 – песок разнотельный; 6 – песок; 7 – алеврит; 8 – алеврит глинистый; 9 – глина; 10 – уголь, лигниты; 11 – торф; 12 – лед; 13 – косая слоистость; 14 – наклонная слоистость; 15 – уровни находок комплексов фораминифер; 16 – уровни находок комплексов диатомей; 17 – уровни находок комплексов силикофлагеллат; 18 – ожелезнение, агрегаты бурого железняка; 19 – почвенно-растительный слой; 20 – растительный детрит; 21 – фрагменты древесины (стволы, ветки); 22 – раковины моллюсков; 23 – палинокомплексы; 24 – несогласное залегание

менных доминируют мелколиственные *Betulaceae* – *Alnus* (9,6–11,5%), *Betula* (6,8–12,2%). Менее распространены *Myrica* (1,6–4,5%), *Corylus* (1,4–4,4%), *Salix* (0,6–1,2). Постоянно встречаются немногочисленные *Carpinus*, *Juglans*, *Comptonia*, *Ulmus*, *Ostrya*, *Ilex*, *Acer*, *Celtis*, *Quercus*. Содержание спор по сравнению с олигоценом заметно снижается (до 15–21,3%). Среди них доминируют споры *Polypodiaceae* (8–13%), *Sphagnum* (до 6,8%), *Osmundaceae* (до 4%), *Lycoperdiaceae* (0,4–0,6%). Установленный состав спор и пыльцы сходен с палинокомплексом стратотипа чаунской свиты (Волобуева и др., 1990а; Кыштым и др., 1988), что свидетельствует о раннемиоценовом возрасте осадков в инт. 351–303 м и позволяет отнести их к нижнеильдикиляхскому подгоризонту.

В бассейне дельты Маккензи сходным палинокомплексом охарактеризованы миоценовые формации Маккензи-Бэй и Бофорт (Norris, 1986).

Помимо палинологических данных инт. 330–303 м в скв. 1 на о. Айон охарактеризован комплексом бентосных фораминифер (рис. 4) (Гудина и др., 1984; Слободин и др., 1990). Присутствующие таксоны довольно разнообразны, установлено 16 видов, в основном широкого стратиграфического диапазона или эндемичных. По мнению изучавших его специалистов, этот комплекс имеет олигоценный возраст на основании присутствия *Nonion roemeri* Cushman, *Asterigerina guerichi* (Franke), *Marginulina hantkeni* Bandy, *Elphidiella brunnescens* Todd, *E. discoidalis* Todd, *Uvigerinella* ex gr. *cushmani* Todd, *Oolina*

Фрадкина, 1985		Палеоген ..., 1989						Гриненко и др., 1998				Данная работа		
Литологическое строение	Возраст	Система	Отдел	Подотдел	Глубина, м	Литологическая характеристика	Свита	Литологическое строение	Возраст	Горизонт	Свита	Литологическое строение	Горизонт	Возраст
41 м В основном пески, реже глины песчаные. Отмечаются включ. гальки, гравия, детрита, 615 м	Нижний-средний плиоцен	ПАЛНОКОМПЛЕКСЫ	ПАЛЮГЕН	Нижний	80	В основании гравийки, местами с большими количествами гальки. Выше – пески, с включ. раст. детрита, отмечаются прослои глил песчаных и алевро-рито-песчаных.	Бегуновская	В основании гравийки, местами с большими количествами гальки. Выше – пески, с включ. раст. детрита, отмечаются прослои глил песчаных и алевро-рито-песчаных.	Нижний плиоцен	Бегуновский	Бегуновская	Галечники валунные, пески. 35-48 м.	Бегуновский	Плиоцен
37,6 м В основании алевролит (3,4 м), выше – песок с включениями гравия, гальки, раст. детрита, 116 м	Верхний миоцен	СПК IX	Мелочен	Верхний	110	Залегает глубинам размером с включ. средней гальки и мелких валунов в основании. В инт. 118,1-105,7 м – песок с прослоями раст. детрита, алевролита и глины; в инт. 102,7 м – алевролит и глины с прослоями раст. детрита и обломками древесины; инт. 102,7-86 м – песок с вкл. гальки и гравия	Бегуновская	Залегает глубинам размером с включ. средней гальки и мелких валунов в основании. В инт. 118,1-105,7 м – песок с прослоями раст. детрита, алевролита и глины; в инт. 102,7 м – алевролит и глины с прослоями раст. детрита и обломками древесины; инт. 102,7-86 м – песок с вкл. гальки и гравия	Верхний миоцен	Хапчанский	Подходская	Пески, алевролиты с прослоями глил с растительным детритом. 4-33 м.	Хапчанский	Верхний миоцен
120,5 м Переслаивание глил и иллей.	Вторая половина нижнего среднего миоцена	СПК VII	Мелочен	Средний	150	В основании 1-м слой угля с примесью глил; выше – глины (4 м); в инт. 222,1-220,8 м – уголь; выше – пески с включениями раст. детрита и изредка крупной гальки; в инт. 185,1-174,5 м – глины; в инт. 174,5-158,2 м – уголь с тонкими прослоями глил; в инт. 158,2-153,3 – песок с примесью гальки, гравия, раст. детрита; в инт. 153,3-136 – глина песчано-алевровитстая; в инт. 136-118 м – переслаивание улей (0,3-4,4 м) и глил (1,4-4,8 м).	Подходская	В основании 1-м слой угля с примесью глил; выше – глины (4 м); в инт. 222,1-220,8 м – уголь; выше – пески с включениями раст. детрита и изредка крупной гальки; в инт. 185,1-174,5 м – глины; в инт. 174,5-158,2 м – уголь с тонкими прослоями глил; в инт. 158,2-153,3 – песок с примесью гальки, гравия, раст. детрита; в инт. 153,3-136 – глина песчано-алевровитстая; в инт. 136-118 м – переслаивание улей (0,3-4,4 м) и глил (1,4-4,8 м).	Среднего миоцена	Ильдикильский	Стадухинская	Пески, глины, лигниты. 60 м.	Ильдикильский	Нижний-средний миоцен
178,9 м В основном песчаные глины, местами переходящие в песок. В инт. 220,8-222,1 – уголь. Характерны включения растительного детрита, галька.	Нижний миоцен	СПК VI	Мелочен	Нижний	160	В основании песчаные глины, местами переходящие в песок. В инт. 220,8-222,1 – уголь. Характерны включения растительного детрита, галька.	Стадухинская	В основании песчаные глины, местами переходящие в песок. В инт. 220,8-222,1 – уголь. Характерны включения растительного детрита, галька.	Нижний миоцен	Ильдикильский	Нижнестадухинская	Пески с редкой галькой, глины, лигниты. 50 м.	Ильдикильский	Нижний миоцен
225,6 м			Мелочен	Верхний	230		Аквитан		Верхний олигоцен	Хатт	Усть-Омолонская	Глины, пески. 145 м.	Онкучахский	Верхний олигоцен
230,2 м			Мелочен	Верхний	270		Усть-Омолонская	В основании (372-343,6 м) песок с тонкими прослоями глил песчаных, с раст. детритом, иногда с гравием и галькой. Выше – глины, местами с тонкими прослоями песков, с включениями раст. детрита, гравия, гальки, вишневита, линазы бурых улей. В инт. 244,6-242,4 – песок. В инт. 227,3-226,3 – уголь.	Верхний олигоцен	Хатт	Усть-Омолонская	Глины, пески. 145 м.	Онкучахский	Верхний олигоцен
387 м			Мелочен	Верхний	350		Усть-Омолонская	В основании (372-343,6 м) песок с тонкими прослоями глил песчаных, с раст. детритом, иногда с гравием и галькой. Выше – глины, местами с тонкими прослоями песков, с включениями раст. детрита, гравия, гальки, вишневита, линазы бурых улей. В инт. 244,6-242,4 – песок. В инт. 227,3-226,3 – уголь.	Верхний олигоцен	Хатт	Усть-Омолонская	Глины, пески. 145 м.	Онкучахский	Верхний олигоцен

Рис. 3. Литологическое строение и стратиграфическое расчленение опорной скв. 1 Нижнеколымского прогиба различными авторами

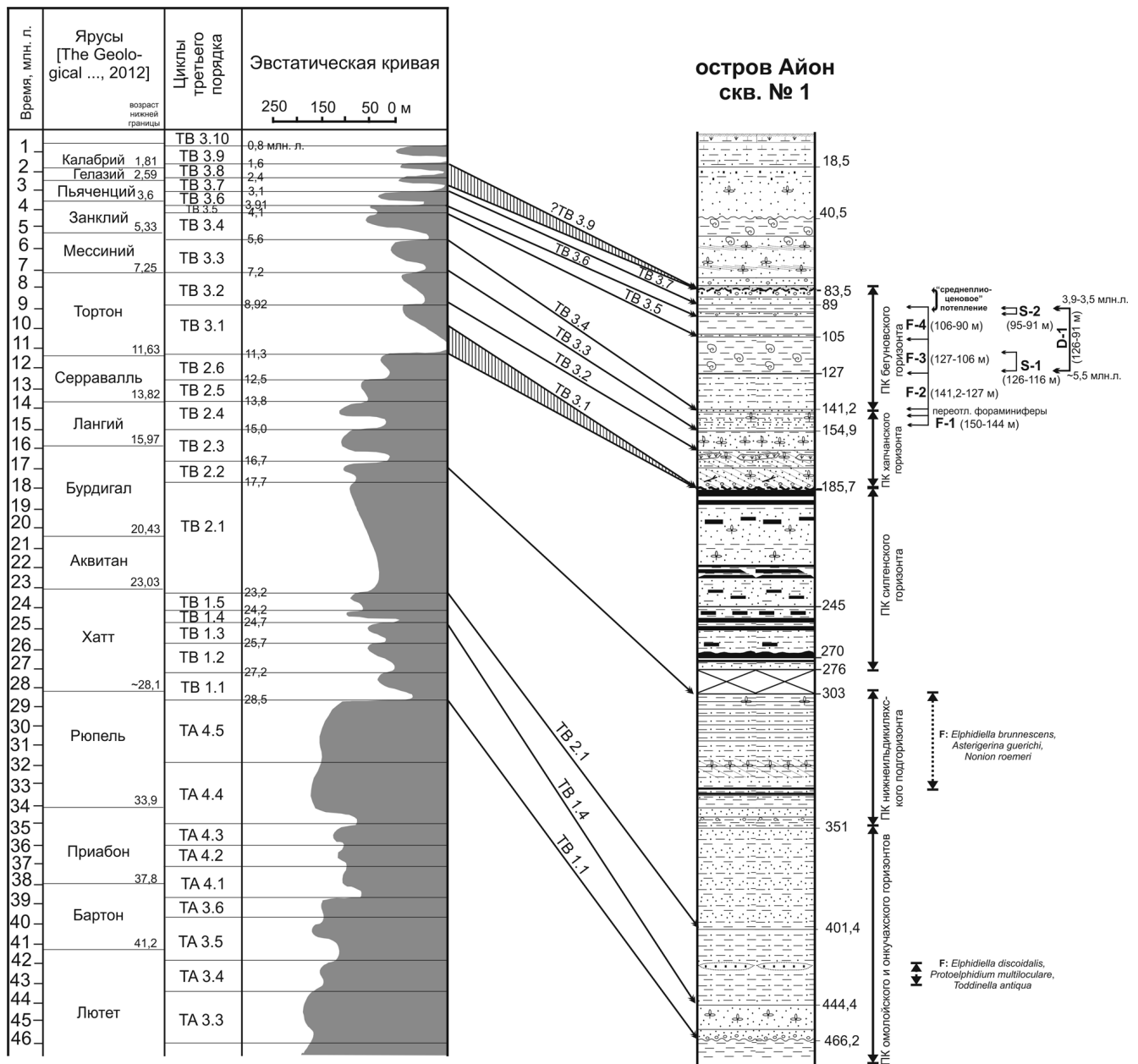


Рис. 4. Строение и расчленение разреза скв. 1 на о. Айон и его сопоставление с глобальной эвстатической кривой и циклами третьего порядка. Для циклов ТВ1–ТВ3 использована шкала и возрастные датировки из электронного ресурса: <http://www.sepmstrata.org/page.aspx?pageid=164>. Для циклов ТА1 и ТА2 – Naq et al., 1987. Условные обозначения см. рис. 1

globosa (Walker et Jacob), *Pseudopolymorphina subcylindrica* (Hantken).

Весьма важны для стратиграфии находки *Asterigerina guerichi*. К сожалению, описание и изображение этого таксона не приведены в работах изучавших фораминиферы специалистов (Гудина и др., 1984; Слободин и др., 1990). Высокий стратиграфический потенциал имеют два подвида: *A. guerichi guerichi* (Franke) и *A. guerichi staeschei* ten Dam et Reinhold с различными диапазонами распространения. Необходимо отметить, что в литературе эти подвиды часто рассматриваются как самостоятельные виды.

Так, в бассейне Северного моря *A. guerichi guerichi* характерна для верхнего олигоцена, а *A. guerichi staeschei* является видом-индексом одноименной

зоны нижнего – среднего миоцена (Eidvin, Rundberg, 2007; King, 1983, 1989). Распространение *A. guerichi staeschei* в разрезах бассейна Бофорта-Маккензи в Арктической Канаде ограничено секвенцией Маккензи-Бэй (без базальной части), отнесенной к нижнему – среднему миоцену (McNeil, 1989, 1990, 1997; McNeil et al., 2001). Частая встречаемость этого таксона, по мнению канадских исследователей (McNeil, 1989; McNeil et al., 2001), характеризует тепловодные морские обстановки.

Комплекс фораминифер, встреченный в инт. 330–303 м, можно сопоставить с комплексом из формации Бофорт бассейна Бофорта-Маккензи. Их сближает совместное присутствие *Elphidiella brunnescens* и *Asterigerina guerichi* (McNeil et al., 2001; Young, McNeil, 1984). Это свидетельствует о том,

что уровень, соответствующий климатическому оптимуму миоцена, которому свойственны массовые находки *A. guerichi staeschei* как в Северном море, так и в Арктической Канаде (Eidvin, Rundberg, 2007; King, 1989; McNeil, 1990), располагается в разрезе скв. 1 выше. Таким образом, исходя из палинологических и микрофаунистических данных, возраст седиментационного цикла в инт. 351–303 м в скв. 1 о. Айон может быть ограничен ранним миоценом.

Анализ литологического строения, распространения фораминифер и палинологических данных инт. 466,2–303 м скв. 1 на о. Айон показывает, что разрез непрерывен. В позднем олигоцене произошла смена континентальных обстановок на прибрежно-морские. Граница между палеогеном и неогеном, по мнению автора, приурочена к максимуму трансгрессии, зафиксированному на гл. 401,4 м, выше которой вскрыты нижнемиоценовые отложения. Нижняя часть разреза нижнего миоцена (инт. 401,4–351 м), представленная мощными пачками алевритов (до 10–15 м), отвечает регрессивной фазе в развитии бассейна. Выше вновь развиты прибрежно-морские осадки, которым в целом присуще циклическое переслаивание песков, алевритов, глин. Обращает на себя внимание наклонное залегание слоев в инт. 329,4–318,2 м, что характерно для окраин погружающихся конседиментационных структур. Это позволяет предполагать расширение и погружение ложа Арктического палеоокеана в раннем миоцене. В целом характер осадков в олигоцен-нижнемиоценовом интервале на о. Айон очень близок к установленному в арктической Канаде.

Сравнение этапов развития бассейна о. Айон в пограничном олигоцен-миоценовом интервале с глобальной эвстатической кривой колебания уровня моря (Naq et al., 1987) показывает, что они хорошо сопоставляются и что в это время постоянно осуществлялась связь (?лагуны) Чаунской впадины с морским бассейном (рис. 4). Так, инт. 444–401,4 м сопоставляется нами с трансгрессивными циклами ТВ1.4 и ТВ1.5 позднего хатта, что подтверждается данными по фораминиферам; инт. 401,4–351 м отвечает нижней части регрессивного цикла ТВ2.1 и датируется аквитаном; инт. 351–303 м соответствует второй половине цикла ТВ2.1 и циклу ТВ2.2 раннего бурдигала до климатического оптимума (не моложе 17 млн лет).

Средний миоцен

Осадки, отвечающие по возрасту климатическому оптимуму миоцена, а также среднему миоцену в разрезах Чаунской впадины, представлены *чулекской свитой*, которая согласно залегает на чаунской. Свита выделена в 1988 г. в нижнем течении р. Чаун, и ее стратотипом является разрез, вскрытый скв. 16, в инт. 97–48 м (Кыштымов и др., 1988).

Наиболее полные разрезы чулекской свиты известны в междуречье Ичувеем-Паляваам, Пучевеем-Лелювеем, низовьях рек Паляваам и Чауна (Белая,

1989; Волобуева и др., 1990а; Гриненко и др., 1998; Кыштымов, Майсак, 1976 г.; Кыштымов и др., 1988; Пьянков и др., 1980 г.). Она представлена интенсивно гумусированными глинистыми алевритами с обильным слабоуглефицированным растительным детритом, прослоями лигнитов, мелкозернистого песка. В основании свиты залегают сильно лигнитизированные торфяники или бурые оторфованные глинистые алевриты (мощностью от первых метров до 36 м) с растительным детритом, обломками обуглившейся древесины. Они формировались во время климатического оптимума миоцена. Общая мощность свиты достигает 50 м. Рентгеноструктурным анализом глинистой фракции в чулекской свите установлены кварц, мусковит, хлорит и полевые шпаты, термометрическим — кварц, гидрослюда с примесью хлорита (Кыштымов, Майсак, 1976 г.).

В междуречье Пучевеем-Омрелькай осадки среднего миоцена представлены алевролитами серыми, темно-серыми до черных, иногда оторфованными. Мощность возрастает до 60–80 м, вероятно, за счет нижнего миоцена, граница с которым в этом районе проведена условно.

В стратотипе чулекской свиты установлены два палинологических комплекса, характерных для верхнеильдикиляхского подгоризонта и силгенского горизонта конца раннего и среднего миоцена (Белая, 1989; Гриненко и др., 1998; Кыштымов и др., 1988) (рис. 2). Спорово-пыльцевой комплекс из нижней части стратотипа чулекской свиты (скв. 16, инт. 97–87,5 м) характеризует верхнеильдикиляхский подгоризонт и отвечает маркирующему уровню неогена — климатическому оптимуму рубежа раннего и среднего миоцена. Его отличительной чертой являются повышенное количество пыльцы *Fagaceae* (*Fagus*, *Quercus*, *Castanea*), *Myrica* и в целом возрастание содержания пыльцы термофильных покрытосеменных до 42%, чаще 15–26% (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а). Отложения верхнеильдикиляхского подгоризонта, характеризующиеся высоким содержанием органического вещества в виде углей, торфов, гумуса, являются четким стратиграфическим репером на северо-востоке России для конца раннего — низов среднего миоцена (Волобуева и др., 1990а; Гриненко и др., 1997, 1998; Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1976, 1979, 1995 и др.).

В целом реконструируемый растительный покров конца раннего — начала среднего миоцена был близок к типично тургайскому, но выглядел несколько обедненным по сравнению с олигоценным. Сравнение с ранним миоценом указывает на повторное появление и относительно высокое участие в нем теплолюбивых растений. Во время климатического оптимума миоцена были развиты богатые широколиственные леса в условиях теплоумеренного климата с доминирующими в них различными видами *Fagus*. Субдоминантами в лесах были *Quercus*, *Acer*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Ilex*, *Corylus* и мелколиственные *Betula* и *Alnus*. Также про-

израстали такие термофилы, как *Ostrya*, *Zelkova*, *Engelhardtia*, *Magnolia*, Vitaceae, Araliaceae, Oleaceae, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Tilia*, *Castanea* и др. Немногочисленные хвойные были представлены *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, реже — *Abies*, *Larix*, а также разнообразными Taxodiaceae. Травянистых ценозов почти не было.

На этом уровне в чулекской свите установлено присутствие единичных морских диатомей (Кыштымов, Майсак, 1976 г.). Это указывает на то, что морская трансгрессия, фиксируемая появлением бентосных фораминифер в нижнемиоценовой части разреза о. Айон, продолжалась и в начале среднего миоцена. При этом площадь ее распространения, как минимум, достигала широты среднего течения р. Чаун.

Отложения пограничного интервала нижнего и среднего миоцена в скв. 1 на о. Айон, отвечающие климатическому оптимуму, не установлены, так как, по-видимому, они приурочены к части разреза в инт. 303–276 м, из которого керн не поднят (рис. 4).

При сравнении с разрезом Нижнеколымского прогиба, как и для более низких горизонтов кайнозоя, возникают проблемы. В региональной схеме (Гриненко и др., 1998) в верхнеильдикиляхский горизонт были выделены осадки в инт. 178–118 м (рис. 3) значительной мощности (60 м), что для столь короткого времени должно свидетельствовать о высоких скоростях осадконакопления. Однако ранее, по палинологическим данным, в этой скважине был четко ограничен интервал миоценового оптимума — СПК VII в инт. 169,7–136 м (Фрадкина, 1985), который представлен бурым углем с маломощными прослоями плотных глин, песками с гравием и галькой, что согласуется с мощностями в литологически сходных разрезах Чаунской, Усть-Пегтымельской впадин и в других районах Якутии и Чукотки. Исходя из изложенного, мы считаем, что в разрезе стадухинской свиты в скв. 1 Нижнеколымского прогиба отложения верхнеильдикиляхского горизонта должны выделяться в инт. 178–136 м. В стадухинской свите обнаружены пресноводные и морские диатомеи (Гриненко и др., 1998), что также указывает на появление здесь прибрежно-морских палеообстановок в ранне-среднемиоценовое время.

Как видно из приведенных данных, потепление на рубеже раннего и среднего миоцена в Чаунской впадине и Нижнеколымском прогибе было обусловлено высоким стоянием уровня моря, что привело к подпруживанию рек и, как следствие, к заболачиванию территории, на которой были широко развиты озерно-болотные обстановки.

Палинологический комплекс из верхней части стратотипа чулекской свиты (скв. 16, инт. 87,5–66 м) (рис. 2), датируемый средним миоценом, отличается заметным снижением содержания пыльцы термофильных покрытосеменных (6,6–13%), главным образом, за счет *Fagus*, возрастанием роли пыльцы трав, исчезновением пыльцы *Engelhardtia*, *Sciadopitys*, *Torreya*, *Gingko*, Podocarpaceae и отражает сильно

обедненную флору тургайского типа (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а). Им охарактеризованы осадки мощностью около 30 м, перекрывающие лигнитизированный торф (5 м) «букового горизонта» и представленные в этом районе серовато-бурыми алевритами с многочисленными обугленными растительными остатками. Этот палинокомплекс характеризует силгенский горизонт второй половины среднего миоцена (Гриненко и др., 1998).

Для второй половины среднего миоцена в Чаунской впадине по палинологическим данным реконструируется флора, отражающая лесные ландшафты, в которых доминировали представители березовых и сосновых (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а). В долинах рек преобладали *Betula* и *Alnus*, с довольно разнообразным набором теплолюбивых листопадных, редких *Pterocarya*, *Fagus*, *Quercus*, Magnoliaceae, *Liquidambar* и др., с подлеском из *Salix*, *Viburnum*, *Rhamnus*, преимущественно с Ericaceae. Травянистый покров был развит слабо, заболоченные участки были заняты сфагновыми мхами, гигро- и гидрофитами. На горных склонах и водоразделах произрастали хвойные леса (*Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Abies*). Климат этого времени был теплоумеренным.

На о. Айон инт. 276–185,7 м в скв. 1 близок по строению осадков и их палинологической характеристике к установленным в чулекской свите (без ее низов), и мы поддерживаем мнение предшественников (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.; Смирнова, Пьянков, 1981 г.) об отнесении этого интервала к среднему миоцену. Разрез представлен (рис. 4):

- инт. 276–273,3 м. Песок серый, темно-серый, тонкозернистый, слюдястый, алевритистый;
- инт. 273,3–272,6 м. Глина темно-серая, алевритистая, с примесью песка, плотная;
- инт. 272,6–271,6 м. Бурый уголь, темно-бурого цвета, со значительной примесью глины и алеврита;
- инт. 271,6–270 м. Алеврит серовато-бурый, глинистый, с примесью тонкозернистого песка;
- инт. 270–261,7 м. Переслаивание бурых углей (от 1 до 3 м), глин и алевритов;
- инт. 261,7–256,2 м. Алеврит темно-серый, слоистый;
- инт. 256,2–250,5 м. Бурый уголь с прослоями каолиновых глин;
- инт. 250,5–245 м. Глина светло-серая, алевритистая, с прослоями лигнита и песка тонкозернистого, светло-серого;
- инт. 245–230 м. Пески светло-серые, мелко- и тонкозернистые, кварц-полевошпатовые, слоистые, с тонкими прослоями лигнитов и глины темно-серой;
- инт. 230–224,3 м. Бурый уголь с остатками необуглившейся древесины, с прослоями (0,1–0,3 м) глины белой и кремевой;
- инт. 224,3–192,7. Песок темно-серый, мелко-, тонкозернистый, косослоистый, с тонкими (0,1–0,3 м) прослоями алеврита и лигнита. На гл. 214,9–210,8 м — горизонт темно-бурых алевритов; 199,8–199 м — маломощные прослои бурого угля;

– инт. 192,7–185,7 м. Бурый уголь, землистый, с прослоями алевроитов (до 0,7 м).

По данным рентгеноструктурного анализа, в нижней части разреза (гл. 238 м) установлены каолинит, монтмориллонит, гидромусковит, кварц, в виде примеси отмечаются хлорит и плагиоклазы. В верхней части разреза (гл. 196,2 м) монтмориллонит и гидрослюда не обнаружены, но отмечено значительное количество каолинита, мусковита, кварца, плагиоклазов, хлорита, серпентина, смешаннослойного образования хлорит-монтмориллонит-гидрослюда, присутствует примесь амфиболов и ярозита. Это близко к минералогической характеристике чулукской свиты. На гл. 206 и 244 м установлено присутствие обломков вулканического стекла уплощенной формы (Каревская и др., 1984), что может отвечать началу кайнозойского щелочно-базитового вулканизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (Геология СССР..., 1970).

Ранее в скв. 1 о. Айон весь инт. 276–164 м относился к верхнему миоцену – нижнему плиоцену (Каревская и др., 1984), концу нижнего – верхнему олигоцену (Слободин и др., 1990) или только к нижнему миоцену (Гриненко и др., 1998) (рис. 4). Однако биостратиграфические данные свидетельствуют о среднемиоценовом возрасте этих отложений.

Палинокомплекс из инт. 276–185,7 м, установленный Б.В. Белой, М.К. Неймане и В.Г. Беспальым (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4), характеризуется господством *Betula*, *Alnus*, *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Ericaceae* и *Sphagnum*. В заметном количестве присутствуют *Myrica*, *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Salix*, *Taxodium*, немногочисленны *Ulmus*, *Carya*, *Fagus*, *Ostrya*, *Celtis*, *Acer*, *Glyptostrobus*, *Cedrus*. Аналогичный состав и соотношения таксонов установлены в палинокомплексе из верхней части стратотипа чулукской свиты, относящейся к верхней части среднего миоцена (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а; Кыштымов, Майсак, 1976 г.; Кыштымов и др., 1988).

В нижней части (инт. 276–270 м) еще присутствуют термофильные таксоны – *Castanea*, *Ilex*, *Tilia*, *Zelkova*, *Rhus*, *Comptonia*, *Gingko*, характерные для палинокомплекса верхнеильдикиляхского подгоризонта, и с большой долей вероятности можно предполагать, что здесь мы наблюдаем переход от климатического оптимума миоцена к более высокой части среднего миоцена. Выше перехода распространены отложения, охарактеризованные типичным палинокомплексом силгенского горизонта, что позволяет уверенно датировать отложения в инт. 276–185,7 м в скв. 1 о. Айон второй половиной среднего миоцена (рис. 4).

По данным детальной гранулометрии песчаных прослоев в инт. 250–185 м в скв. 1 о. Айон (Каревская и др., 1984), формирование осадков большей части силгенского горизонта происходило в прибрежно-морских палеообстановках – крупных лагунах, лиманах. Авторами также указывается, что пульсационный характер изменения уровня моря

приводил к неоднократному осушению равнин и завершение процессов лигнитообразования происходило в озерно-болотных обстановках.

В скв. 1 Нижнеколымского прогиба второй половине среднего миоцена, по нашему мнению, отвечают осадки в инт. 136–102,3 м, охарактеризованные палинокомплексом СПК VIII и нижней частью СПК IX (Фрадкина, 1985), а отнесение части разреза в инт. 116–87,5 м к походской свите верхнего миоцена в схеме 1998 г. неправомерно (Гриненко и др., 1998). Так, при описании контакта походской свиты с нижележащей верхнестадухинской подсвитой указывается «глубокий размыв» (Палеоген..., 1989, с. 53), однако на рис. 13 и в тексте этой работы, а также в статье А.Ф. Фрадкиной (1985) отчетливо показано, что переслаивание нижележащих глин и бурых углей (инт. 136–118 м) сменяется песками с прослоями растительного детрита, алевроита и глины (инт. 105–102,3 м) и только вышележащие осадки (инт. 102,3–86 м) существенно обогащены галечным материалом (рис. 3). В приводимой на рис. 13 палинологической диаграмме изменение состава спор и пыльцы приурочено к обр. с гл. ~102,3 м. Систематический и количественный состав спектров в инт. 136–108 м отвечает единому палинокомплексу, и они характеризуются присутствием пыльцы теплоумеренных широколиственных пород, что характерно для силгенского горизонта второй половины среднего миоцена (Гриненко и др., 1997, 1998; Фрадкина, 1995). Этот палинокомплекс существенно отличен от палинокомплекса хапчанского горизонта верхнего миоцена, отражающего растительность умеренного климата. На основании литологических и палинологических данных мы считаем, что отсутствует стратиграфический перерыв в скв. 1 Нижнеколымского прогиба, отвечающий силгенскому горизонту.

Миоценовые отложения распространены не только в районе о. Айон и в Чаунской впадине, но и с меньшими мощностями на п-ове Карчик (Смирнова, Пьянков, 1981 г.), что указывает на расширение площадей аккумуляции в это время. На п-ове Карчик установлена неполнота верхней части толщи среднего миоцена, что указывает на присутствие здесь размыва (Волобуева и др., 1990а).

На крайнем западе Чаунской впадины отложения нижнего и среднего миоцена отнесены к *пальтитской толще*, которая несогласно залегает на мезозойском складчатом основании (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а; Гриненко и др., 1998; Кыштымов и др., 1988) (рис. 1). Стратотипом является разрез, вскрытый скв. 10 (инт. 151–64 м) на р. Пальтитке. В этой толще выявлена полная последовательность палинокомплексов ильдикиляхского – силгенского горизонтов (РС-11 – РС-13) (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990а; Гриненко и др., 1998), а также она охарактеризована палеомагнитными данными (Минюк, 2004; Minyuk, Ivanov, 2011).

Отложения нижнеильдикиляхского подгоризонта нижнего миоцена (инт. 151,5–85 м) представлены

алевритами и песками с прослоями лигнитов в верхней части, верхнеильдикиляхского подгоризонта верхней части нижнего – нижней части среднего миоцена (инт. 85–77 м) – торфом и оторфованным алевритом, силгенского горизонта верхней части среднего миоцена (инт. 77–64 м) – алевритами с примесью гравия и песка, с прослоями оторфованных алевритов (Белая, 1989). По результатам палеомагнитных исследований скв. 10 начало климатического оптимума миоцена (основание верхнеильдикиляхского подгоризонта) приурочено к инверсии магнитного поля и коррелируется с границей магнитохронов C5Bг и C5Bп (Минюк, 2004).

Таким образом, в раннем – среднем миоцене на территории Чаунской впадины реконструируются изменения палеообстановки от аллювиальных в аквитане, к морским и прибрежно-морским в бурдигале и первой половине лангия до озерно-болотных и аллювиальных во второй половине лангия и серраваллии.

Верхний миоцен

Отложения верхнего миоцена представлены преимущественно аллювиальными толщами и широко распространены во впадине, но слабо изучены, в связи с чем положение их верхней и нижней границ понимается по-разному. Они были выделены в *устьячанайскую свиту*, которая с локальным размытом залегает на чулекской свите (Гриненко и др., 1998; Кыштымов и др., 1988) (рис. 1). Стратотипом является разрез скв. 8, пробуренной в приустьевой части р. Чаанайвеемкай, в инт. 60–21 м (Кыштымов и др., 1988). Содержит палинологический комплекс РС-14, характерный для хапчанского горизонта верхнего миоцена (Гриненко и др., 1998).

Наиболее полные разрезы верхнего миоцена описаны в районе рек Паляваам и Чаун, Эльхкаквун, приустьевой части руч. Чаанайвеемкай. Здесь к ним отнесены отложения, в нижней части представленные алевритами, чаще глинистыми, серыми, темно-серыми, с дресвой и мелким гравием, реже галькой преимущественно эффузивных пород, с растительными остатками, редкими прослоями песка и гравийников. Мощность этой части разреза до 31 м. Выше развиты пески мелко-, крупно-, разнотернистые, полимиктовые, различных оттенков серого цвета, с примесью глины и дресвы кварца. Мощность 8–15 м. Верхняя часть разреза представлена глиной серой, иногда оторфованной или песчанистой, с включением растительных остатков. Мощность свиты достигает 43 м.

Анализ первичных геологических данных по скв. 16 (среднее течение р. Чаун) (Кыштымов, Майсак, 1976 г.) показал, что отнесение инт. 66–48 м к чулекской свите ошибочно (Кыштымов и др., 1988). Осадки в этом интервале представлены пачкой алевритов с дресвой кварца, редкой галькой и гравием (рис. 2). Такие литологические особенности отвечают устьячанайской свите, а ее верхне-

миоценовый возраст подтверждается залеганием на среднемиоценовых и перекрытии плиоценовыми породами. Палинокомплекс этих отложений отвечает умеренному климату, что присуще верхнему миоцену (Кыштымов, Майсак, 1976 г.).

Строение и мощность разрезов верхнего миоцена во впадине имеют различие. В междуречье рек Ичувеем и Паляваам мощность осадков уменьшается до 10–15 м. Здесь наблюдается чередование прослоев (0,15–0,2 м) песков разнотернистых и гравия с примесью мелкой гальки кварца, постоянно присутствует растительный детрит. Не исключено, что часть толщи размывта. В верховьях р. Реткучен ниже- и среднемиоценовые отложения отсутствуют и верхний миоцен залегает непосредственно на коре выветривания. В долине р. Эльхкаквун верхнемиоценовые осадки мощностью до 45 м представлены песком разнотернистым, полимиктовым, с примесью глины и гравия эффузивов в основании разреза, нередко наблюдаются мало-мощные оторфованные прослои. В палеодолине р. Пучевеем верхний миоцен сложен песками серыми, зеленовато-серыми, среднетернистыми, с растительными остатками, мощностью до 10 м. В районе мыса Турырыв верхнемиоценовые осадки мощностью не более 24 м представлены алевритом светло-серым, с примесью глинистого и гравийного материала.

Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений в целом характерны для позднего миоцена и сопоставляются с палинокомплексом хапчанского горизонта (Волобуева и др., 1990а; Гриненко и др., 1998; Кыштымов и др., 1988; Пьянков и др., 1980; Фрадкина, 1995). В нем, в сравнении со среднемиоценовым временем, отмечаются значительные изменения в систематическом составе покрытосеменных (64–90%) за счет существенного сокращения количества пыльцы широколиственных пород (1,8–3,2%), исчезновения наиболее термофильных таксонов. Пыльца умеренно теплолюбивых родов *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ilex*, *Fagus*, *Ulmus* встречается в количестве до 1%. Характерно появление и постоянное присутствие пыльцы карликовых берез (0,7–18%), ольховника (2,1–14,7%), разнообразных трав (до 5%). Среди пыльцы голозерных (1,7–11%) больше Pinaceae (*Pinus*, *Picea*), *Tsuga*, *Larix*, в нижней части свиты отмечается незначительное содержание или спорадическая встречаемость пыльцы Taxodiaceae. Повышается роль пыльцы Ericaceae. Споры (8,6–25%) представлены *Sphagnum* (4,3–8,5%), Polypodiaceae (3–9%), Bryales (1,7–4,9%). В небольшом количестве встречаются споры Lycoperidiaceae. Травы (до 5%) представлены Rosaceae, Rosaceae, Onagraceae, Campanulaceae и др., гигро- и гидрофитами – Sparganiaceae, Liliaceae, Typhaceae, Nymphaeaceae.

На основе палинологических данных в позднем миоцене на территории Чаунской впадины реконструируется лесной тип растительности с чертами таежного, климат был умеренный, более холод-

ный, чем в среднем миоцене, влажный. Леса были смешанными, мелколиственно-сосновыми, при этом широколиственные породы присутствовали в виде примеси и не образовывали самостоятельных сообществ. Открытые травянистые участки были распространены ограниченно. Предполагается наличие значительного числа верховых болот, о чем свидетельствует существенное участие в палиноспектрах спор сфагновых мхов.

Отложения, вскрытые в скв. 1 на о. Айон в инт. 185,7–127 м, залегают с размывом и угловым несогласием на среднем миоцене (рис. 4). Они были датированы нижним плиоценом (Белая, Терехова, 1982), верхним миоценом – плиоценом (Казакова, 1983), плейстоценом (Каревская и др., 1984), нижним – средним миоценом (Слободин и др., 1990), а в принятой региональной схеме их часть (до гл. 164 м) относится к нижнему миоцену, а вышележащая часть (инт. 164–40 м) – к плиоцену, на средний – верхний миоцен указывается перерыв (Гриненко и др., 1998) (рис. 1). Нами они отнесены к верхнему миоцену на основании биостратиграфических данных и с учетом положения в разрезе. Разрез мощностью 58,7 м представлен (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4):

– инт. 185,7–171,4 м. Песок серый, светло-серый, мелкозернистый, с тонкими (до 0,5 см) прослоями, обогащенными древесными остатками. Характерно наклонное залегание слоев (угол наклона иногда достигает 10–15°). В базальных слоях отмечается примесь гальки и гравия кварца белого, серовато-белого, размером до 1 см, средней окатанности. В инт. 183,6–183 м песок обогащен лигнитом, а выше (инт. 182,5–180,2 м) отмечаются стволы деревьев;

– инт. 171,4–166,9 м. Переслаивание алеврита, песка мелкозернистого, ила с примесью органики. Мощность прослоев 0,2–0,5 м. Преобладает алеврит. Цвет осадков серый, прослоев с органикой – коричневый. Характерно наклонное залегание слоев (угол наклона 3–12°);

– инт. 166,9–154,9 м. Песок серый, мелкозернистый, с большой примесью древесных остатков в виде линз, тонких прослоев, обломков. Отмечаются линзообразные включения алеврита глинистого, ила, редко – лигнита;

– инт. 154,9–144,5 м. Алеврит грубый, с прослоями (2–3 мм) песка слюдяного, тонкозернистого, органических остатков. По всему интервалу отмечается лед в виде линз (2–3 мм);

– инт. 144,5–141,2 м. Песок серый, мелкозернистый, с тонкими (до 1 мм) темно-коричневыми прослоями органических остатков, количество которых вверх по разрезу уменьшается;

– инт. 141,2–127 м. Алеврит серый, глинистый, с прослоями (до 0,3 м) и линзами глин темно-серых.

Глинистая составляющая в инт. 185,7–127 м целиком состоит из каолинита. Кроме того, по данным рентгеноструктурного анализа установлено наличие кварца, плагиоклаза, мусковита и хлорита.

По палинологическим данным установлено два палинокомплекса (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4). В нижней части до гл. 141,2 м установлено примерно равное количество пыльцы покрытосеменных и голосеменных. Доминируют *Betula*, *Alnus* и *Pinaceae*. В меньшем количестве (от 5 до 12%) присутствуют *Alnaster*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *B.* sect. *Nanae*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Picea*. Заметно участие *Myrica*, *Salix*, *Larix*, разнообразных *Tsuga*, *Ericales*, *Cyperaceae*. Постоянно присутствуют *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Ilex*, *Acer*, *Tilia*. Сумма пыльцы термофильных растений составляет 3–6%. Единично отмечаются *Taxodiaceae*, *Cedrus*, *Podocarpus*. Состав палинокомплекса отражает переходный тип растительности от миоцена к плиоцену, выражающийся в сокращении и исчезновении теплолюбивых элементов, что соответствует палинокомплексам устьчаанайской свиты (Кыштымов и др., 1988) и хапчанского горизонта верхнего миоцена (Гриненко и др., 1998; Фрадкина, 1995).

Вышележащая часть толщи (до гл. 83 м) охарактеризована более холодным палинокомплексом, аналогичным комплексу бегуновского горизонта плиоцена (Волобуева и др., 1990б; Каревская и др., 1984; Лаштабег, Смирнова, 1980; Фрадкина, 1995), и он будет рассмотрен ниже. Б.В. Белой смена палинокомплекса хапчанского горизонта на комплекс бегуновского горизонта зафиксирована на гл. 141 м (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.), а согласно Г.П. Казаковой (1983), смена палинокомплексов приурочена к гл. 160 м.

В верхней части разреза (гл. 150–127 м) осадки формировались в морских условиях и охарактеризованы двумя комплексами бентосных фораминифер (нами они индексированы как F-1 и F-2) (рис. 4), ранее датированы от первой половины плиоцена до нижнего плейстоцена (Волобуева и др., 1990б; Гудина и др., 1984; Половова, 1988), нижним – средним миоценом (Слободин и др., 1990). Систематический состав комплексов фораминифер не дает указаний на точный возраст вмещающих отложений, так как они представлены таксонами широкого стратиграфического диапазона, что и обусловило столь различные датировки осадков.

Анализ распределения ориктоценозов бентосных фораминифер (F-1 и F-2) в инт. 150–127 м и литологического строения свидетельствует о двух фазах трансгрессии, разделенных регрессией в инт. 144–141 м (Гудина и др., 1984) (рис. 4). В целом комплекс F-1 (гл. 150–144 м) многочислен и разнообразен; в нем преобладают *Elphidiella quasiregonensis* Gudina (доминирует), *E. hannai* (Cushman et Grant), *E. alaskensis* (Cushman et Todd), *E. sibirica* (Goes), *E. rolfii* Gudina et Polovova, *E. umbonata* Polovova, *E. nitida* Cushman. Ассоциация фораминифер представлена тепловодными бореальными и южно-бореальными таксонами, ныне не живущими в арктических морях, что позволило В.И. Гудиной с соавторами отнести его к южно-бореальному типу. Реконструируются прибрежные биотопы (с глуби-

нами не более 20 м) с пониженной соленостью, а комплекс отнесен к мелководно-морскому экологическому типу. В инт. 144–141 м выявлен переотложенный комплекс фораминифер с единичными разрушенными раковинами *Buccella* sp., *Cribrononion* sp., *Quinqueloculina* sp. На гл. 141–128 м комплекс фораминифер (F-2) малочисленный и бедный по систематическому составу: *Hayensina orbicularis* (Brady) f. *minima*, *Buccella troitzkyi* Gudina, *Asterellina pulchella* (Parker), *Protelphidium ustulatum* (Todd), *Elphidiella rolfii*, *E. hannai*, *E. subcarinata* (Voloshinova), *Quinqueloculina longa* Gudina, *Pyrulina* sp., *Cribrononion* sp., *C. cf. incertaformis* V. Kuznetsova. В основном это холодноводные бореально-арктические, иногда мелкорослые формы, а сам комплекс, в отличие от F-1, относится к бореально-арктическому типу. На уровне комплекса F-2, как показано В.И. Гудиной, появляются таксоны, характерные для Западной Сибири и европейского Севера, что указывает на развитие трансгрессии с запада (из Атлантики).

Но на это время приходится начало формирования кайнозойских осадков в восточной части впадины – районе о. Большой Роутан и Певекского полуострова. Анализ фондовых материалов показал, что изученный Г.Г. Карташовой и приведенный в статье А.А. Архангелова с соавторами (Архангелов и др., 1979; рис. 4) разрез представляет собой скв. 872, пробуренную в центральной части о. Большой Роутан (Лаштабег, 1977 г.) (рис. 3). Нижняя часть разреза в скв. 872 имеет иное, по сравнению с указанным в этих публикациях, литологическое строение: принципиальным является отсутствие в этой скважине мощных лигнитоносных отложений (Лаштабег, 1977 г.; приложение № 16). Также в статье приведены иные глубины с их смещением примерно на 58 м. Найти в фондовых материалах разрез, опубликованный в статье А.А. Архангелова с соавторами в качестве примера для восточной части Чаунской губы, не удалось.

Осадки, залегающие в базальной части рыхлых отложений в районе Певекского п-ова, имеют позднемиоценовый возраст. В скв. 872 на о. Большой Роутан они лежат на глинах коры выветривания и представлены преимущественно делювиальными песчано-гравийными породами (инт. 197–181 м) (рис. 5). Ранее эти отложения в скв. 872 датировались средним миоценом (Архангелов и др., 1979; Волобуева и др., 1990а). Однако наличие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы карликовых берез, ольховника, спор *Bryales*, первые совместные находки которых отмечаются не ранее хапчанского времени, свидетельствует о том, что осадки не древнее верхнего миоцена.

В скв. 160, пробуренной в акватории Чаунской губы в районе Певекского п-ова, палинологически охарактеризованные отложения верхнего миоцена мощностью около 34 м также залегают на коре выветривания и представлены тонкозернистыми песками серого и темно-серого цвета, с линзообраз-

ными маломощными (0,5–1 м) прослоями торфа и глин, что отвечает фациям болотного или озерного типа (Белая и др., 1980 г.; Лаштабег, 1977 г.) (рис. 6).

Сравнение с имеющимися данными по разрезу скв. 1 Нижнеколымской впадины показывает, что осадки верхнего миоцена тоже с размывом залегают на среднем миоцене (Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1985). В их основании на гл. 102,3 м, так же как и в разрезах Чаунской впадины, отмечаются включения гальки среднего размера и мелких валунов (рис. 3). Приводимые в работах описания вышележащей части разреза скв. 1 не соответствуют разрезу, показанному на рис. 13 (Палеоген..., 1989), что затрудняет понимание истинного геологического строения и соотношений литологических пачек. Обращает на себя внимание то, что в инт. 102,3–61 м изучено четыре пробы (гл. ~102,3, ~90, ~87,6, ~61,5 м) и в разрезе палинологически не охарактеризованы породы мощностью более 25 м. Как нами указывалось ранее, до гл. 102,3 м распространены отложения среднего миоцена. Анализ палиноспектров образцов с гл. ~102,3, ~90, ~87,6 м из нижней части песчано-галечной толщи показал, что они отвечают палинокомплексу хапчанского горизонта верхнего миоцена. Они характеризуются малым количеством пыльцы термофильных растений и трав, увеличением доли пыльцы берез, ольхи и спор, в них отсутствует пыльца таксодиевых, а спектр с глубины ~61,5 м уже присущ палинокомплексу бегуновского горизонта плиоцена. При этом в региональной стратиграфической схеме (Гриненко и др., 1998) смыкаются палинокомплексы СПК IX (инт. 116–87,6 м) и СПК X (инт. 61,5–41 м), и они отнесены к походской и бегуновской свитам соответственно. При обосновании возраста бегуновской свиты, выделенной в инт. 85–37 м в скв. 1 Нижнеколымского прогиба (Палеоген..., 1989, с. 54), в качестве типового палинокомплекса читателю предлагается комплекс СПК X плиоцена, установленный А.Ф. Фрадкиной в инт. 61,5–41 м. Такой подход к установлению свит, их возраста и к изложению материала вызывает сомнения в их валидности.

ПЛИОЦЕН

Плиоценовые отложения, иногда с размывом, но согласно перекрывают миоценовые породы. К плиоцену отнесены толща галечников и эльхкакунская свита в Чаунской впадине и отложения в интервале 164–40 м на о. Айон (рис. 1). По палинологическим данным выделяются отложения первой (бегуновский горизонт) и второй половины (кутуяхский горизонт) плиоцена (Волобуева и др., 1990б; Гриненко и др., 1997, 1998; Фрадкина, 1995).

По мнению автора настоящей статьи, в скв. 1 на о. Айон осадки плиоцена согласно залегают на верхнемиоценовых и с размывом перекрыты чет-

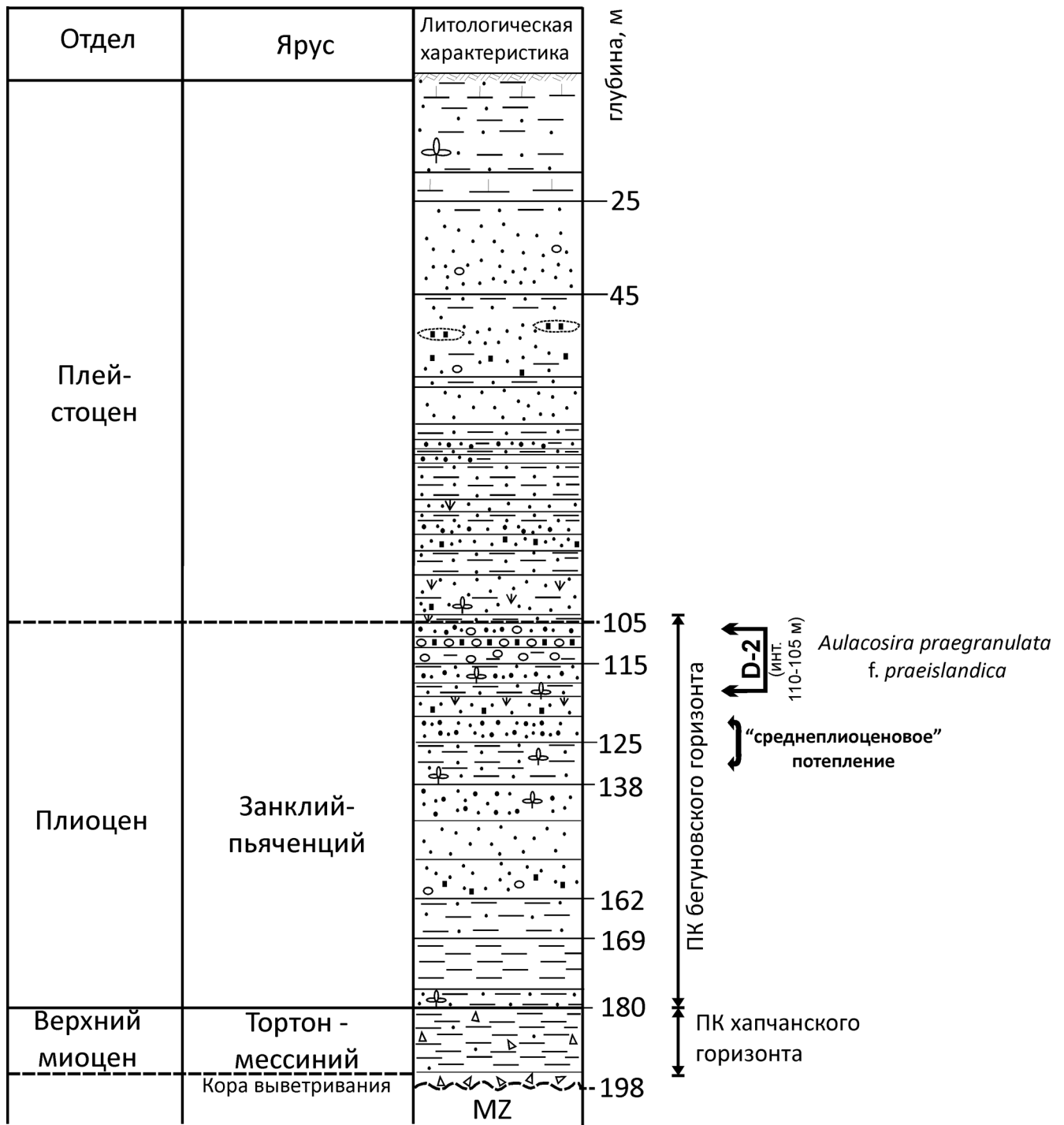


Рис. 5. Литологическое строение и стратиграфическое расчленение разреза скв. 872 на о. Большой Роутан. Условные обозначения см. рис. 2

вертикальными отложениями. Разрез мощностью 46 м представлен (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4):

- инт. 127–105 м. Глина алевролитовая, темно-серая, тонкослоистая, слоистость подчеркивается чередованием темных и более светлых прослоев, мощностью до 2 мм. По всему интервалу отмечаются обломки раковин двустворчатых моллюсков, включения льда в виде линзочек и прожилок;
- инт. 105–102 м. Алевролит глинистый, темно-серый, с включениями слюды, слоистый, слоистость подчеркивается чередованием темных и светлых полос серого цвета;

- инт. 102–96 м. Глина серая, алевролитовая, плотная, мерзлая;
- инт. 96–94,2 м. Алевролит грубый, серый, микро-слоистый, мощность слоев до 2 мм, отмечается редкая галька глинистых сланцев;
- инт. 94,2–89 м. Глина алевролитовая, темно-серая, плотная, мерзлая;
- инт. 89–85,6 м. Алевролит грубый, темно-серый, слабослоистый. В верхней части слоистый за счет тончайших прослоев ила и песка тонкозернистого, обогащенного слюдой, толщиной 1–2 мм. Осадки мерзлые;

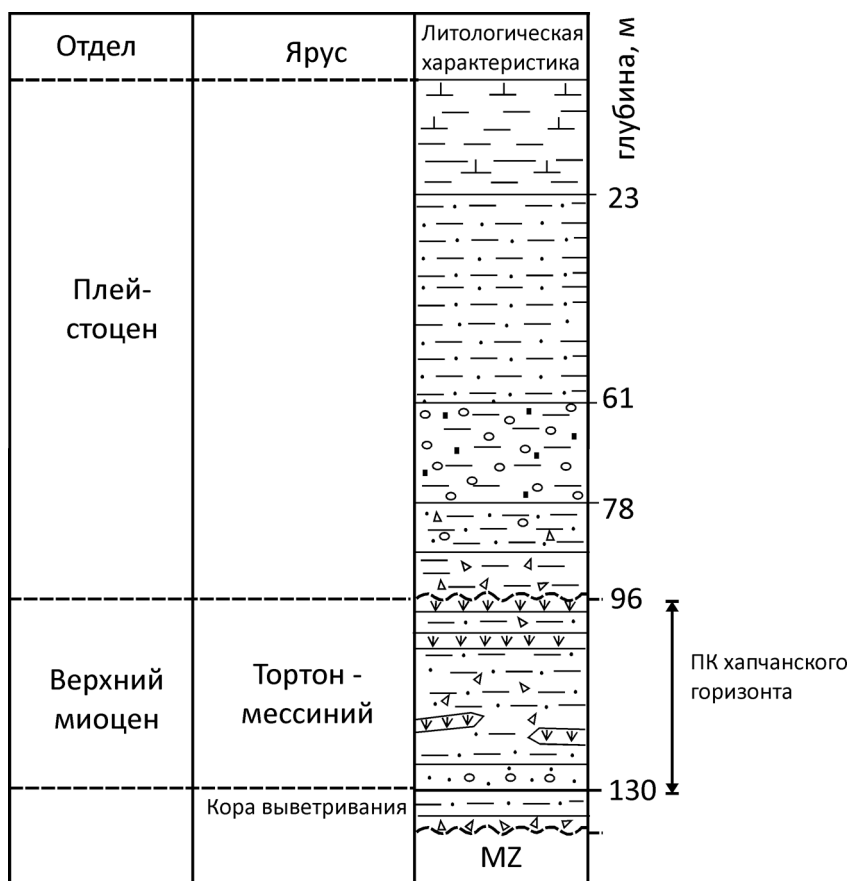


Рис. 6. Литологическое строение и стратиграфическое расчленение разреза скв. 160 в районе Певекского п-ова. Условные обозначения см. рис. 2

— инт. 85,6–83,5 м. Гравий мелкий, с примесью песка средне- и крупнозернистого. В инт. 85–84,8 м — обильная примесь растительного детрита.

По данным рентгеноструктурного анализа установлено присутствие глинистой составляющей, состоящей из каолинита и монтмориллонита. Кроме того, отмечаются кварц, плагиоклаз, хлорит, гидрослюда, реже мусковит. В виде значительной примеси присутствует цеолит.

На основании микрофаунистических данных большая часть описываемого разреза (инт. 127–90 м) формировалась в морских обстановках. В инт. 126–91 м установлен комплекс морских диатомовых водорослей (нами он индексирован как D-1) (Степанова, 1989, 2001) (рис. 4). В нем, с оценкой «очень часто — в массе», встречены *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makarova et Moiseeva, *Thalassiosira orientalis* (Sheshukova-Poretzky) Makarova, *T. gravida* f. *fossilis* Jouse, *Stellarima microtrias* (Ehrenberg) Hasle et Sims, *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschowsky и два новых вида *Thalassiosira*; с оценкой «часто» — *Thalassiosira nidulus* (Temp. et Brun.) Jouse, *Coscinodiscus marginatus* f. *fossilis* Ehrenberg, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve et var., *Cosmodiscus insignis* Jouse, *Distephanus speculum* (Ehrenberg) Haeckel и два новых вида рода *Pseudoceratium*. Этот комплекс на основании различий систематического состава Г.В. Степановой разделен на два подкомплекса. Нижний (инт. 126–108 м) характеризуется присутствием

видов родов *Hemiaulus*, *Aulacodiscus*, *Xanthiopyxis*, не переходящих в более высокие слои, и частой встречаемостью *Distephanus speculum*. В верхнем подкомплексе появляются различные виды *Melosira*, а также постоянно присутствуют обильные *Thalassiosira orientalis*. Позднее, в работе 2001 г., в которой приводится характеристика только ассоциаций силикофлагеллат, ею выявлено в разрезе присутствие тепловодного комплекса силикофлагеллат (S-1) с многочисленными *Dictyocha* (инт. 126–116 м) и холодноводного комплекса силикофлагеллат (S-2), содержащего только *Distephanus* (инт. 95–91 м) (Степанова, 2001).

Комплекс диатомовых водорослей (D-1) на основании сравнения с диатомовыми сукцессиями Дальнего Востока, Берингова моря и Северной Пацифики отнесен Г.В. Степановой к тихоокеанской диатомовой зоне *Neodenticula* (= *Denticulopsis*) *kamtschatica* (Koizumi, 1975). Этот факт указывает на проявление в Чаунской впадине новой, мощной трансгрессии, пришедшей с востока из Тихого океана. Она изменила как циркуляцию, так и состав биоты в этой части Арктического палеобассейна.

Зона *Neodenticula kamtschatica* в Тихоокеанском секторе охватывает переходный интервал от миоцена к плиоцену и датируется интервалом 6,4–3,9–3,5 млн лет (Гладенков, 2011; Barron, Gladenkov, 1995; Koizumi, 1975; Yanagisawa, Akiba, 1998). Что касается хроностратиграфических границ комплекса

D-1, то массовая встречаемость *Pyxidicula zabelinae* и распространение *Dictyocha pentagona* (Schulz-Danzig) Bukry et Foster, *Cosmiodiscus insignis* не выходят за пределы подзоны *Thalassiosira oestrupii* зоны *Neodenticula kamtschatica*, нижняя граница которой датируется ~ 5,5 млн лет, верхняя — 3,9–3,5 млн лет.

Как было показано ранее (Басилян и др., 1991; Гладенков, 2011), проникновение в неогене тихоокеанских таксонов в Арктику обусловлено открытием Берингова пролива. Было доказано, что это событие приурочено к основанию диатомовой подзоны *Thalassiosira oestrupii* в средней части зоны *Neodenticula kamtschatica*, отвечающей уровню ~5,5 млн лет и близко к границе миоцена и плиоцена в МСШ, датированной 5,33 млн лет. (The Geologic..., 2012). Таким образом, исходя из геологических и биостратиграфических данных по диатомовым водорослям, подошва глинистой толщи на гл. 127 м в скв. 1 о. Айон практически отвечает границе миоцена и плиоцена в МСШ.

В инт. 127–90 м также были установлены два комплекса бентосных фораминифер (нами они индексированы как F-3 и F-4) (Волобуева и др., 1990б; Гудина и др., 1984; Половова, 1988; Слободин и др., 1990) (рис. 4). Этими авторами не указывается стратиграфический перерыв между слоями с фораминиферовыми комплексами F-2 и F-3, что свидетельствует о непрерывности разреза. В работе В.И. Гудиной с соавторами интервал разреза, охарактеризованный комплексами F-3 и F-4, датирован средним плейстоценом, В.Я. Слободиним с соавторами — поздним миоценом. Однако приведенные выше данные по диатомовым водорослям, имеющим четкую стратиграфическую привязку к МСШ, подтверждают заключения, сделанные В.И. Волобуевой с соавторами (1990б), и комплексы фораминифер имеют плиоценовый возраст. При этом всеми авторами отмечается сходство комплексов F-3 и F-4 с комплексами фораминифер из разрезов Восточной Чукотки, Корякского нагорья, севера Аляски, что также указывает на тихоокеанскую природу трансгрессии.

В инт. 127–106 м фораминиферовый комплекс F-3 представлен в основном тепловодными бореальными формами, и его экологическая структура характерна для относительно глубоководных (в пределах шельфа) биотопов моря, но с несколько пониженной соленостью вод (Гудина и др., 1984) (рис. 4). Комплекс состоит из многочисленных *Retroelphidium selseyense* (Heron-Allen et Earland), *Hayesina orbicularis* (Brady), *Buccella hannai arctica* Voloshinova, *Criboelphidium goesi goesi* (Stschedrina), *Protelphidium ustulatum* (Todd), немногочисленных *Nonion thalassiatensis* Bandy, *Elphidiella brunnescens* Todd, *E. subcarinata* (Voloshinova), *Cribrononion rimatus* (V. Kuznetsova), *Quinqueloculina sachalinica* Utevsky, *Oolina globosa* (Montagu), *O. melo* (d'Orbigny), *Lagena laevis* (Montagu), *L. apiopleura* Loeblich et Tappan, *Globulina*

inaequalis Reuss, *G. gibba* (d'Orbigny), *Glabratella coniformis* Levchuk и др.

В комплексе фораминифер F-4 (инт. 105–90 м) отмечено резкое обеднение численности и исчезновение всех тепловодных таксонов, раковины фораминифер характеризуются мелким размером, преобладают арктические и бореально-арктические формы. На основании присутствия вида-индекса *Retroelphidium* (= *Elphidium*) *clavatum* (Cushman) комплекс F-4 может быть скоррелирован с одноименной зоной Восточной Камчатки, которая датируется верхним плиоценом, и ее нижняя граница установлена на уровне средней части лимитеваямского горизонта, что коррелируется с серединой занклийского яруса плиоцена (Бордунов, 2015).

По данным палинологического анализа инт. 141–81 м на о. Айон охарактеризован палинокомплексом бегуновского горизонта (рис. 4). В установленных Б.В. Белой и М.К. Неймане (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) спорово-пыльцевых спектрах отмечается небольшое преобладание пыльцы покрытосеменных (39–60%) над голосеменными (10–48%) и спорами (18–44%). Пыльца термофильных растений составляет 1–2%, исчезли все представители тургайской флоры, кроме *Myrica* и *Corylus*. Господствующее положение занимают *Betula* sp. (5–22%), *Betula* sect. *Albae* (9,5–21%), а также *Betula* sect. *Nanae* et *Fruticosae* (2–7,1%), *Alnus* sp. (0,5–7,5%), *Alnaster* (2,6–11,5%), *Ericales* (4,3–8%). Возросло разнообразие и количество пыльцы травянистых растений, чаще встречается пыльца Poaceae (2–13,3%), Cyperaceae (0,5–6%). В группе голосеменных доминируют Pinaceae, в основном *Pinus* s/g *Haploxyylon* (4–26%), *P. s/g Diploxyylon* (1,5–8%), *Pinus* sp. (0,5–4,5%). Пыльца ели (*Picea* sect. *Eupicea*) в общей сумме составляет 2–16,2%. Единично встречаются *Abies* и *Tsuga*.

Г.П. Казаковой (1983) были выявлены качественные и количественные изменения внутри палинокомплекса бегуновского горизонта. Так, в его нижней части (инт. 160–135 м) доминирует пыльца покрытосеменных (38–79%), представленная древовидной березой и ольхой, и их кустарничковых форм, среди спор преобладает *Sphagnum* (16–35%), отмечены первые появления пыльцы *Claytoniella vassilevii* (Kuzen.) Jurtz., спор *Selaginella sanguinolenta* (L.) Spring, *S. selaginoides* (L.) Link, *S. involvens* (Swartz) Spring, *S. aitchisonii*, *Botrychium boreale* L., *B. lanceolatum* (Gmelin) Angstr., *Cryptogramma crispa* Parsley, *C. acrostichoides* Brown, *C. stellerii* (Gmelin) Prantl, Bryales. В средней части (инт. 135–99 м) спектры характеризуются нестабильными соотношениями: в них в равном количестве с покрытосеменными, а иногда и в большем, встречены споры (29–70%), пыльца голосеменных, занимая в целом подчиненное положение, в отдельных пробах имеет доминирующее значение (8,2–24% и до 36,6%). Выше (инт. 99–91 м) установлены очень высокое количество спор (35–38%) и очень низкая доля

пыльцы голосеменных (2,4–8%), что косвенно указывает на сильно обводненные обстановки на прилегающей суше. В инт. 91–83 м отмечено резкое повышение количества («пик») пыльцы хвойных (30–40%), главным образом, за счет *Pinus s/g Haploxyton* (16,9–24%) и *Picea sect. Eupicea* (13–14%), что свидетельствует об относительном потеплении климата (рис. 4). На этом уровне постоянно присутствуют *Larix* (1,8–4,4%) и появляется *Selaginella sibirica* (Milde) Hieronymus (до 2,8%).

Сравнение палинокомплекса бегуновского горизонта из инт. 141–81 м с палинокомплексом хапчанского горизонта верхнего миоцена показывает, что в первом увеличилось содержание пыльцы кустарниковой березы, ольховника, трав, крайне низко содержание умеренно теплолюбивых *Myrica*, *Corylus*. Состав трав и споровых растений сильно обновляется и становится разнообразным. Палинокомплекс реконструирует лесную растительность. Леса были в основном березовые, с меньшим участием ольхи, сосны, ели и лиственницы. Площади тундровых ценозов, занятых гипоарктическими растениями (кустарниковая береза и ольховник), имели ограниченные размеры (Фрадкина, 1995). Климат бегуновского времени был умеренным, достаточно влажным, устойчивой многолетней мерзлоты не было. А.Ф. Фрадкина (1995) полагала, что реконструируемый для бегуновского времени лесной покров был близок к современным лесам южнотаежной подзоны Евразии (восточный склон Южного Урала), произрастающих в условиях холодных зим и жаркого лета.

В районе Чаунской низменности наиболее полные разрезы плиоцена известны в среднем и нижнем течении р. Чаун, Паляваам, Эльхаквун, в междуречье Ичувеем-Паляваам. Осадки мощностью до 25 м с локальным размывом залегают на верхнемиоценовых толщах, охарактеризованы палинологически и представлены глинами, переслаиванием разнозернистых песков (Белая, 1989; Кыштым и др., 1988).

Здесь развита толща прибрежно-морского и алувиального генезиса (Билецкий, 1978 г.; Кыштым, Майсак, 1976 г.), сходная по строению с разрезом плиоцена на о. Айон. В основании залегают глина светло-серая, голубоватая, карбонатная (?) (0,67–0,79%). Выше наблюдается переслаивание плохо сортированных песков с алевритами, содержащими мелкую дресву кварца. Алевриты состоят из кварца с полевым шпатом (60%) и пластинок светлой слюды (40%). В глинистой фракции установлены кварц (преобладает), мусковит, полевой шпат, примесь каолина и турмалина. Общая мощность отложений 25–45 м. В глинистой пачке этой толщи установлено присутствие единичных фрагментов скелетов морских и пресноводных диатомей, и она формировалась в мелководных лагунных палеобстановках (Кыштым, Майсак, 1976 г.). Характер строения осадков в верхней части толщи

свидетельствует о возобновлении эрозионной деятельности.

В среднем течении р. Чаун к плиоцену отнесены отложения в инт. 48–36 м в скв. 16 (Белая, 1989; Волобуева и др., 1990б; Кыштым, Майсак, 1976 г.), которые с меньшими мощностями повторяют строение плиоценовых осадков о. Айон и согласно залегают на устьчаанайской свите (рис. 2). В палинокомплексе из этих отложений преобладает пыльца покрытосеменных (обычно около 80%), чаще всего древовидные *Betula* (21–53%), меньше ее кустарниковых видов. В равном количестве отмечаются *Alnus* и *Alnaster* (7–22%), *Myrica* до 17%, остальные термофильные таксоны (*Corylus*, *Acer*, *Diervilla*, *Elaeagnus*) присутствуют в небольшом количестве. Заметную роль имеют *Ericales* (5–17%) и *Roaceae*. Присутствует пыльца гидро- и гигрофитов: *Alistamaceae*, *Hydrocharitaceae*, *Potamogetonaceae*, *Liliaceae*, *Sparganiaceae*, *Nymphaeaceae* и др. Из спор (12–30%) наиболее часты *Sphagnum*, *Polypodiaceae*. Среди голосеменных (от 0,2 до 15%) установлены: *Pinus s/g Haploxyton*, *P. s/g Diploxyton*, *Picea*, *Larix*, *Abies*. Этот палинокомплекс позволяет относить отложения к бегуновскому горизонту плиоцена (Гриненко и др., 1997, 1998; Кыштым и др., 1988; Фрадкина, 1995).

В центральной части Чаунской впадины палинологически охарактеризованные отложения плиоцена вскрыты шахтой № 172 (инт. 36–28 м), пройденной в верховье р. Чаанайвеемкой (Гриненко и др., 1998; Кыштым и др., 1988) (рис. 7). Здесь породы плиоцена залегают с размывом на верхнечаанайской подсвите олигоцена. Они представлены галечниками с прослоями и линзами гравийников, тонкозернистого песка, обогащенными древесными остатками. По данным палеомагнитного изучения, осадки принадлежат двум магнитозонам: нижней обратной и верхней прямой полярности, которые коррелируются с верхней частью хрона С3п магнитохронологической шкалы (Минюк, 2004).

В инт. 197–181 м скв. 872 о. Большой Роутан на отложениях хапчанского горизонта залегают глинистая толща, в верхней части алевритистая (инт. 181–162 м), которая, исходя из положения в разрезе и сходства литологического строения, может быть сопоставлена с инт. 127–105 м в скв. 1 о. Айон, охарактеризованным комплексом диатомей D-1 (рис. 5). Выше (инт. 162–138 м) следует пачка песков с галькой в основании, переходящих постепенно вверх по разрезу в ритмичное переслаивание преимущественно грубозернистых песчано-алевритовых пород (инт. 138–123 м). На гл. 138 м в палинокомплексе фиксируется исчезновение пыльцы *Tsuga* и *Alnus*, возрастает роль кустарниковой березы и ольховника, *Ericales* (Архангелов и др., 1979), что указывает на похолодание климата. В инт. 128–123 м установлены палиноспектры со значительным участием пыльцы голосеменных, преимущественно *Picea*, что позволяет коррелировать эту часть разреза скв. 872 с потеплением, зафиксированным в инт. 91–

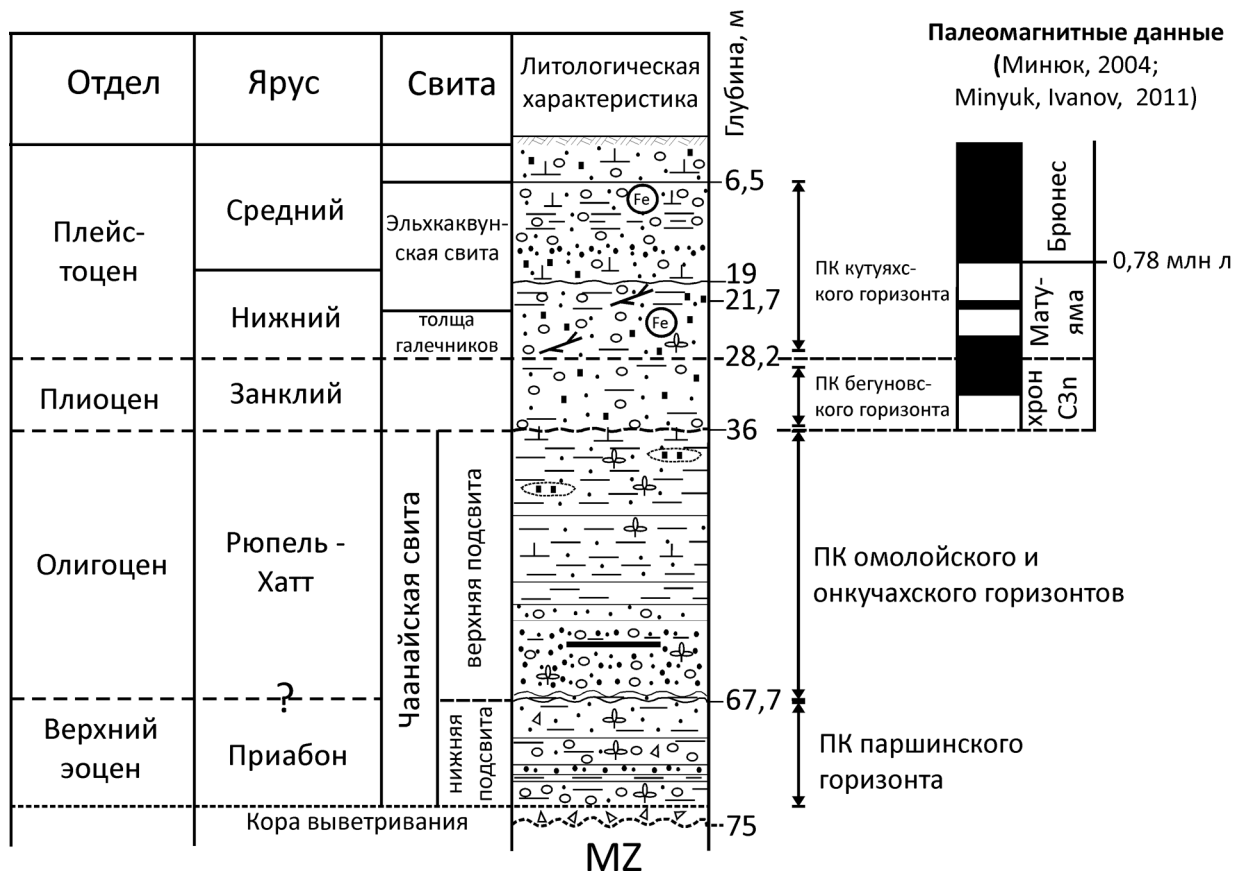


Рис. 7. Литологическое строение и стратиграфическое расчленение разреза шахты № 172. Условные обозначения см. рис. 2

83 м скв. 1 о. Айон (рис. 4, 5). Вышележащая часть разреза (инт. 123–105 м) представлена переслаиванием песков грубозернистых и песков глинистых, алевритов, с включениями гальки и с растительным детритом.

В терминальной части описываемых отложений в инт. 105–110 м установлен разнообразный комплекс диатомей (D-2) (Лаштабег, 1977 г.) (рис. 5). Большая часть таксономического списка представлена пресноводными бентосными и перифитонными видами, но присутствует и неогеновый вымерший планктонный вид *Melosira praedistans* f. *praedistans* (в современном понимании *Aulacosira praegranulata* f. *praeislandica* (Simonsen) Moiseeva), что говорит о дочетвертичном возрасте вмещающих отложений. Палиноспектры характеризуются неустойчивыми соотношениями групп пыльцы и спор, так же как и в инт. 135–91 м в скв. 1 о. Айон (Казакова, 1983). В них значительно содержание пыльцы карликовой березы, ольховника, восковницы, зеленых и сфагновых мхов. Пыльца голосеменных хотя и разнообразна (*Larix*, *Picea*, *Pinus* s/g *Diploxylon* et *Haploxylon*, *Pinus* sp.), но встречается немногочисленными экземплярами и только пыльца кедрового стланика присутствует в значимых количествах (в среднем 5%). Этот комплекс отражает холодолюбивую растительность лесотундр с незначительным развитием луговых сообществ, с березовыми и лиственничными редколесьями. В разрезе о. Эльгыгытгын близкими палиноспектрами с низким участием пыльцы травя-

нистых растений охарактеризованы осадки, датированные интервалом 3,02–2,75 млн лет (Brighan-Grette et al., 2013), что с учетом данных по диатомеям позволяет датировать инт. 123–105 м в скв. 872 верхним плиоценом.

Нижняя граница установленного в скв. 872 (инт. 128–123 м) и в скв. 1 на о. Айон (инт. 91–83 м) потепления, фиксируемого высоким содержанием пыльцы хвойных, в основном елей, в последнем разрезе приурочена к кровле диатомовой подзоны *Thalassiosira oestrupii*, датированной 3,9–3,5 млн лет (рис. 4, 5). Это позволяет сопоставлять основание слоев с палинокомплексом «пика» хвойных с началом так называемого «среднеплиоценового потепления» («Mid-Pliocene warm period» (в связи с переносом нижней границы четвертичной системы до подошвы гелазского яруса, ранее относимого к неогену, это событие сейчас приурочено к верхней части плиоцена)), который охватывает период от 3,29 до 2,97 млн лет (De Scheppe et al., 2013; Williams et al., 2009). В разрезе озера Эльгыгытгын его начало также распознается по высокому содержанию пыльцы елей и фиксируется несколько раньше – на уровне 3,56 млн лет, и оно характеризуется летними температурами на 8°C выше, чем современные (Brighan-Grette et al., 2013). Верхняя граница слоев «среднеплиоценового потепления» в разрезе оз. Эльгыгытгын зафиксирована на уровне 3,02 млн лет, что позволяет датировать период формирования осадков с «пиком» пыльцы хвойных

в разрезах на о. Айон и о. Б. Роутан интервалом времени от 3,56 до 3,02 млн лет, который в МСШ отвечает практически всему пьяченскому ярусу (3,6–2,59 млн лет) (The Geologic..., 2012).

Осадки пьяченция на о. Айон и о. Б. Роутан накапливались в нестабильных гидрологических условиях и представлены частым переслаиванием грубых песчано-гравийных пород, что предполагает активизацию тектонических движений в регионе в позднем плиоцене.

Выделенная на крайнем западе Чаунской впадины свита ручья *Безымянного*, отнесенная в региональной схеме к верхнему миоцену – нижнему плиоцену (Гриненко и др., 1998; Кыштым и др., 1988), скорее всего, имеет только плиоценовый возраст. В стратотипическом разрезе, расположенном в устье ручья *Безымянного* в 2 км восточнее р. Неккейвеем, свита представлена толщей (8–10 м) горизонтально- и косослоистых песков с галькой и гравием, содержащих обломки стволов и веток деревьев, шишки *Picea hondoensis* var. *tripartita* Vassk., *Larix leptolepis* Gold., *L. minuta* (Vassk.) Dorof. и плоды *Pinus pumila* Rdl. (Кыштым и др., 1988).

Семенная флора, установленная в береговых обрывах Восточно-Сибирского моря в 5–6 км западнее устья р. Неккейвеем (Континентальные..., 1979; Никитин, 1999) и относимая к свите ручья *Безымянного*, датируется ранним – средним плиоценом. По палеокарпологическим данным реконструируется лесная растительность, отражающая почти таежный ландшафт с господством лиственницы и ели, со значительным участием кедрового стланика, а может быть, и других видов сосны. Древесно-кустарниковые породы представлены ольховником, ольхой, несколькими видами берез, принадлежащих двум секциям, и восковником (*Myrica* cf. *eogale* V. Nikitin). Обильно представлены во флоре остатки водно-болотных трав, причем присутствуют современные виды родов *Potamogeton*, *Scheuchzeria*, *Carex*, *Scirpus*, *Nuphar*, *Ranunculus*, *Hippuris* наряду с вымершим *Scindapsites crassus* (C. Reid et E.M. Reid) Gregor et Bonger.

К свите ручья *Безымянного* в скв. 10 на р. Пальтитка были отнесены осадки в инт. 64–37,5 м, залегающие с размывом на пальтитской толще и перекрытые четвертичными отложениями. Разрез сложен (Белая, 1989):

– инт. 64–58 м. Песок сизовато-серый, грубозернистый, с гравием и галькой, глинистым заполнителем;

– инт. 58–47 м. Песок серый, грубозернистый, с гравием и галькой, глинистым заполнителем, с прослоями коричневатых алевритов и песка с гравием;

– инт. 47–42,5 м. Песок серый, грубозернистый, с мелким гравием и галькой;

– инт. 42,5–37,5 м. Песок серый, грубозернистый, с редким гравием, включениями и тонкими прослоями оторфованного алеврита и торфа.

В этих отложениях Б.В. Белая установила палинокомплекс, аналогичный палинокомплексу бегунов-

ского горизонта в скв. 1 на о. Айон, охарактеризованному плиоценовыми комплексами фораминифер и диатомей. Обращает на себя внимание близость систематического состава растений бегуновского времени в приводимых карпологических и палинологических данных.

В региональной стратиграфической схеме (Гриненко и др., 1997, 1998) выше бегуновского горизонта был выделен кутуяхский горизонт, охватывавший временной интервал пьяченского и гелазского ярусов. В современной МСШ и Общей стратиграфической шкале России (ОСШ) гелазский ярус отнесен к нижней части четвертичной системы (Постановления МСК..., 2012). По палинологическим данным в отложениях кутуяхского горизонта были выделены комплексы, реконструирующие следующую смену растительного покрова (снизу-вверх): лесотундровые ландшафты, чередующиеся с лиственнично-березовыми лесами с примесью ели; более широкое развитие тундры; расширение площадей развития лиственнично-березовых лесов (Гриненко и др., 1997, 1998). Все это происходило в условиях существования вечной мерзлоты. Климат был холодный, субарктический, континентальный, с фазами относительного потепления. В разрезе оз. Эльгыгтыгын начало формирования ландшафтов гипоарктической тундры зафиксировано на границе плиоцена и плейстоцена МСШ – 2,58 млн лет (Brigham-Grette et al., 2013).

В разрезах Чаунской впадины в толщах, относимых к кутуяхскому горизонту, были выделены два палинокомплексы, которые сопоставлялись с палинокомплексами свит, развитых в Колымской низменности (Белая и др., 1980 г.; Волобуева и др., 1990б; Гриненко и др., 1997, 1998; Кыштым и др., 1988; Фрадкина, 1995). Нижний комплекс коррелировался с палинокомплексом свиты (слои) Кутуях, верхний – с комплексом олерской свиты из опорного разреза плиоцен-четвертичных отложений на р. Крестовке в Колымской низменности (Волобуева и др., 1990б; Фрадкина, 1995; Шер и др., 1977, 1979).

На основании исследований разреза на р. Крестовке, в том числе наземной фауны, было установлено, что свита Кутуях имеет раннечетвертичный (первоначально позднеплиоценовый) возраст и содержит комплекс мелких млекопитающих, который коррелируется с подпуск-лебяжьинским фаунистическим комплексом Западной Сибири или хапровским комплексом европейской части России, датируемых 2,6–1,9 млн лет. Этот интервал отвечает гелазскому ярусу МСШ (The Geologic..., 2012).

Олерская свита, с размывом залегающая на свите Кутуях, охарактеризована комплексами млекопитающих биозон *Predicrostonyx complitalis* и *Dicrostonyx renidens* (Решения..., 1987), что в современном понимании отвечает верхней части нижнего и нижней части среднего плейстоцена ОСШ и охватывает интервал приблизительно от 1,2 до 0,6 млн

лет. Таким образом, кутуяхский горизонт имеет четвертичный возраст.

Осадки плиоцена в Чаунской впадине отвечают единому крупному циклу развития и соответствуют бегуновскому горизонту.

Следует остановиться на том факте, что в региональной стратиграфической схеме (Гриненко и др., 1998) за стратотип бегуновского горизонта принят разрез бегуновской свиты в районе р. Крестовка, впадающей справа в Колыму в 75 км выше устья р. Омолон, где он довольно подробно описан (Шер и др., 1977, 1979). Здесь обнажены слои песка и галечника видимой мощностью около 6 м, вероятно, отвечающие только самым верхним горизонтам плиоцена, контакт с нижележащими осадками не вскрыт. Следовательно, этот стратотип зафиксировал только миг из истории плиоцена Нижнеколымской низменности и Северо-Востока России в целом и не позволяет оценить стратиграфический объем горизонта, а также получить полное представление о динамике развития региона в плиоцене.

В скв. 1 Нижнеколымского района плиоценовый палинокомплекс (СПК X) установлен в инт. 61,5–41 м (Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1985) верхней части бегуновской свиты, как она выделена в региональной схеме (Гриненко и др., 1998) (рис. 4). Здесь в обр. с гл. ~53 м также фиксируется уровень с высоким содержанием пыльцы *Picea*, что, вероятно, отвечает уровню «среднеплиоценового потепления». В свите указывается комплекс диатомей *Aulcosira italica* (Ehrenberg) Simonsen, *Tetracyclus lacustris* Ralfs, *T. emarginatus* (Ehrenberg) W. Smith (Гриненко и др., 1998).

Опубликованные описания разреза бегуновской свиты, вскрытого в скважинах Нижнеколымского профиля, различаются (Палеоген..., 1989). Так, в типовом для прогиба разрезе скв. 1 к этой свите отнесены осадки в инт. 85–37 м (рис. 3). В их основании залегает гравийник, местами с большим количеством гальки, с глинисто-песчаным заполнителем, выше — пески светло-серые, мелко- и среднезернистые, иногда глинистые, с включением растительного детрита. В разрезе скв. 3 (инт. 90–55 м) свита представлена в основном галечниково-валунным материалом. В региональной схеме для бегуновского горизонта также указаны валунные галечники и пески (Гриненко и др., 1998, колонка 13). Такое различное строение свиты в относительно близко расположенных разрезах без указания их стратиграфической полноты вызывает сомнения. Выделенные в бегуновской свите палеомагнитные зоны, отнесенные к ортозоне Гильберт (5,1–3,4 млн лет), установлены в толще мощностью 40 м, вскрытой скв. 4, без указания глубин, литологического строения и палинологической характеристики (Палеоген..., 1989, с. 55).

Таким образом, граница миоцена и плиоцена в Чаунской впадине литологически приурочена к основанию глинистой толщи с морским комплексом диатомовых водорослей подзоны *Thalassiosira*

oestrupii зоны *Neodenticula kamtschatica*. С учетом значительной мощности этой глинистой пачки (до 30 м) и ее выдержанностью по простиранию она может являться хорошим коррелятивным уровнем при сопоставлении верхних частей разрезов геофизическими методами.

Обращает на себя внимание, что в течение большей части плиоцена формирование осадков в большинстве районов Чаунской впадины происходило в морских обстановках. Основываясь на стратиграфической непрерывности интервала верхнего миоцена и плиоцена в скв. 1 на о. Айон и абсолютных датировках подзоны *Thalassiosira oestrupii*, а также на положении события «среднеплиоценового» потепления, возможна корреляция с глобальной кривой изменений уровня моря.

Разрез в инт. 185,7–127 м скв. 1 на о. Айон отвечает нескольким трансгрессивно-регрессивным циклам третьего порядка (рис. 4). Два нижних, преимущественно регрессивных цикла верхнего миоцена (инт. 185,7–154,9 м) сопоставляются нами с циклами ТВ3.1–ТВ3.2 тортонского яруса. В инт. 154,9–127 м формирование осадков происходило в условиях нарастающего подъема уровня моря, разделенного регрессивной фазой (инт. 144–141,2 м), которые сопоставляются с циклом ТВ3.3 и нижней частью ТВ3.4, синхронных трансгрессиям мессинского времени и охарактеризованных комплексами бентосных фораминифер F-1 и F-2. На этом основании и с учетом возраста более высоких частей разреза отложения в инт. 185,7–127 м с комплексами фораминифер F-1–F-2 и хопчанским и нижней частью бегуновского палинокомплекса можно отнести к верхнему миоцену.

Пик трансгрессии, сопоставляемый с верхней частью цикла ТВ3.4, установлен на гл. 127 м в подошве пачки глин, содержащей комплекс диатомей подзоны *Thalassiosira oestrupii*, нижняя граница которой датирована 5,5 млн лет, что близко к датировке границы миоцена и плиоцена МСШ на уровне 5,33 млн лет.

Что касается вопроса о расчленении плиоцена на ярусы, то на основании датировки «среднеплиоценового» потепления на оз. Эльгыгытгын и с учетом эвстатической цикличности границе занклия и пьяченция (нижнего и верхнего плиоцена соответственно) отвечает регрессия на границе циклов ТВ3.6 и ТВ3.7, начало которой установлено на гл. 89 м (рис. 4). Осадки занклийского возраста формировались в нормально-морских шельфовых условиях и представлены в основном глинами. Они охарактеризованы комплексами бентосных фораминифер F-3 и F-4, комплексом диатомовых водорослей D-1 и комплексами силикофлагеллат S-1 и S-2. Это время отражает крупную океанографическую смену в арктическом районе — открытие Берингова пролива. Анализ биотических изменений показывает, что в раннем занклии существовали относительно тепловодные морские обстановки, сменяемые в позднем занклии на холодноводные,

с комплексами микрофауны со значительным участием аркто-бореальных таксонов. В скв. 1 о. Айон занклий также охарактеризован как теплыми бореальными комплексами микрофауны (F-3, S-1, нижняя часть D-1), так и холодными (F-4, S-2, верхняя часть D-1).

Вышележащие осадки пьаченция в разрезах на островах Айон и Б. Роутан представлены аллювиальными фациями, что фиксирует регрессию, и они охарактеризованы двумя палинокомплексами. Нижний – теплый, с большим участием пыльцы хвойных, установлен в обеих скважинах (рис. 4, 5). Сменяющий его вверх по разрезу палинокомплекс, отражающий растительность лесотундр, установлен только в разрезе скв. 872, что указывает на размыв осадков этого времени на о. Айон, где их возраст может быть ограничен значением 3,4 млн лет.

По палинологическим данным нижняя граница распространения палинокомплекса бегуновского горизонта фиксирует похолодание климата с первым появлением локальных тундровых ценозов и располагается на уровне средней части мессинского яруса. Нижняя граница плиоцена при современном состоянии палинологической изученности района четко не распознается, так как терминальная часть верхнего миоцена отличается появлением *Claytoniella vassilevii*, спор *Selaginella sanguinolenta*, *S. selaginoides*, *S. involvens*, *S. aitchisonii*, *Botrychium boreale*, *B. lanceolatum*, *Cryptogramma crispa*, *C. acrostichoides*, *C. stellerii*, Bryales, а осадки занклийского яруса характеризуются палиноспектрами с неустойчивыми соотношениями групп пыльцы и спор, и в целом при равном количестве пыльцы покрытосеменных и спор иногда отмечается преобладание спор, в редких случаях – пыльцы голосеменных. Первой половине пьаченция отвечают палинологические спектры с «пиком» хвойных, сопоставляемые с уровнем «среднеплиоценового потепления».

Этапность развития Чаунской впадины в палеогене и неогене

На начальном этапе развития Чаунской впадины, по геоморфологическим данным, предполагается существование относительно среднегорного рельефа с реками горного типа. Формирование речной сети было приурочено к сложной системе взаимно пересекающихся разломов северо-западного, северо-восточного, широтного и меридионального направлений (Кыштым, Майсак, 1976 г.). Так, в междуречье Паляваам – Пучевеем наиболее крупными являются продольный Пытлян-Паляваамский (Эльхкаквунский) и широтный – Паляваамский разломы. Сопряжение разломов на этом участке обусловило повышенную трещиноватость пород и зоны нарушений, как наиболее ослабленные участки определяли основное направление речной сети. Наиболее благоприятными для формирования долинной сети палеорек были зоны повышенной

трещиноватости, связанные с разломами северо-западного и субширотного направлений.

На основании геологических данных установлено, что в позднем палеоцене и раннем эоцене на северо-западной окраине Чаунской впадины, судя по разрезу скв. 1 на о. Айон, накапливались преимущественно песчано-галечные отложения системы Палео-Чауна с притоками, вероятно, дельтовые или русловые, перекрывающие кору выветривания (рис. 8). Присутствие ранее указываемых эоценовых – нижнемиоценовых отложений в восточной части Чаунской губы (Архангелов и др., 1979) не находит своего подтверждения.

Распространение отложений верхнего эоцена – олигоцена показывает, что площади седиментации в это время расширились за счет выполаживания рельефа в южной и юго-восточной частях Чаунской впадины. Речные долины, по которым реки поставляли материал в северо-западную часть впадины, в своих нижних течениях были преобразованы в аккумулятивную денудационную равнину.

Аллювиальные галечники нижнечаунской подсвиты верхнеэоценового возраста характеризуют дифференциацию рельефа и выявлены в прибортовых частях на юго-востоке Чаунской впадины (в районе Чаунских холмов). На этом этапе структурный план расширился в связи с активизацией тектонических (?рифтовых) процессов, вызвавших разрастание депрессии за счет опускания ее основания. В олигоцене депрессионные формы продолжили заполняться в предгорной части песчано-галечными и гравийно-песчаными осадками верхнечаунской подсвиты и алевроитово-глинистыми отложениями в районе о. Айон. Мощность отложений этого возраста в пределах о. Айон достигает 269 м.

В олигоцене последовательное погружение суши привело к формированию в районе о. Айон низменности, временами затопляемой морем. С учетом данных по Нижнеколымскому прогибу первое повышение уровня Арктического палеоокеана в олигоцене Чаунской впадины может быть приурочено к сапропелиту на гл. 487,3–484,3 м в скв. 1 о. Айон. В позднем олигоцене устанавливается достоверная морская трансгрессия, что доказывается присутствием фораминифер как на о. Айон в Чаунской впадине, так и в усть-омолонской свите Нижнеколымского прогиба.

Систематический состав позднеолигоценовых фораминифер указывает на связь акватории Чаунской впадины с морским бассейном северных районов Аляски и Арктической Канады. Эта связь, скорее всего, осуществлялась через подпруженные долинообразные заливы Палео-Чауна и Палео-Колымы. Исходя из имеющихся данных по тектонике (Косьюк и др., 2008), соединение с Канадской котловиной осуществлялось, вероятно, в восточном направлении, в обход Шелагско-Киберовского и Чукотского поднятий, вдоль их северной окраины

через южную часть Жоховской впадины и/или прогиб Вилькицкого.

В миоцене площадь аккумуляции значительно расширилась в Чаунской впадине за счет блоковых опусканий в районе п-ова Карчик, р. Лелювеем, Певекского п-ова, о. Большой Роутан. Наиболее древние кайнозойские осадки в двух первых районах относятся к нижнему миоцену, а в остальных — к верхнему (рис. 8). Так, район п-ова Карчик был вовлечен в зону аккумуляции осадков из-за опускания амплитудой ~100 м (что почти полностью отвечает мощности кайнозойских осадков) широтного Приморского сброса, имеющего протяженность около 200 км — от мыса Наглеиньин на востоке до устья р. Кыпетвеем на запад-северо-западе (Смирнова, Пьянков, 1981 г.).

Последовательное опускание территорий в условиях трансгрессии и высокого стояния уровня моря вызвало быстрое разрастание площадей аккумуляции, что привело к благоприятным условиям для формирования в конце раннего и в среднем миоцене на большей части площади Чаунской впадины мелководных заливов, лагун и маршей, заболоченных озер, в которых накапливались большие массы органического материала растительного происхождения. В таких фашиальных условиях образовалась толща тонкозернистых отложений, преимущественно алевроит-пелитового состава с залежами органического материала (в том числе бурых углей), максимальной мощностью около 220 м.

Активизация тектонических процессов, крупная регрессия моря на рубеже среднего и позднего миоцена способствовали дальнейшему расширению депрессии, главным образом, за счет ее окраин, где происходили блоковые погружения с различными темпами опускания (Безродных, 1983; Гринвальд и др., 1985 г.; Кыштым, Майсак, 1976 г.).

В начале позднего миоцена, в связи с глобальным снижением уровня моря, на большей части Чаунской впадины накапливались аллювиальные, грубозернистые осадки, в том числе с валунами, крупными фрагментами растительных остатков в виде стволов и веток. Эта регрессия вызвала новое врезание речных долин по обрамлению депрессии. Практически всюду устанавливается накопление пролювиальных и делювиальных отложений. На юге Чаунской низменности они перекрывают нижне-среднемиоценовые отложения и переходят на коренные породы за пределы существовавшего до этого времени прогиба. Областью сноса во время накопления этих толщ являлся район Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Оценить объем стратиграфических перерывов на границах среднего и позднего миоцена, а также эоцена и олигоцена пока сложно, так как осадки представлены сугубо континентальными образованиями, возраст которых обоснован только палинологическими данными. Несомненно одно — эти рубежи отвечают крупным перестройкам структурного плана и началу новых этапов геологического развития территории Чаунской впадины.

турного плана и началу новых этапов геологического развития территории Чаунской впадины.

Позднемиоценовый этап завершился началом крупной трансгрессии моря, которая, по данным изучения фораминифер в разрезе о. Айон, состояла из двух фаз, разделенных регрессией. В начале трансгрессии существовал относительно тепловодный бореальный бассейн, имевший связь с акваторией Северной Аляски, затем, после регрессии, он становится холодноводным, с присутствием таксонов, характерных для областей, расположенных к западу, — Западной Сибири, европейского Севера (Гудина и др., 1984). Данные по микрофауне показывают, что в конце позднего миоцена существовавшая до этого связь морского бассейна Чаунской впадины с Канадским бассейном была нарушена. Начавшееся глобальное повышение уровня Мирового океана привело к изменению циркуляции водной массы в Арктическом океане, и в это время, по данным изучения фораминифер, фиксируется поступление вод из другого океана — Атлантического.

Начало плиоцена ознаменовалось заметной океанографической перестройкой в Арктическом регионе — открытием Берингова пролива. В занклии большая часть территории Чаунской впадины была занята морским бассейном. В это время в нормальном морских шельфовых условиях формировалась глинистая толща, с выдержанной мощностью около 30 м, которая охарактеризована комплексами бентосных фораминифер, диатомовых водорослей и силикофлагеллат. В раннем занклии существовали относительно тепловодные морские палеообстановки, имеющие короткий период относительной регрессии, сменившиеся в позднем занклии на холодноводные, охарактеризованные комплексами микрофауны со значительным участием аркто-бореальных таксонов.

В пьаченции происходит регрессия морского бассейна и море уходит с территории Чаунской впадины. Осадки этого возраста представлены только в аллювиальных фациях и охарактеризованы двумя палинокомплексами. Более древний — теплый, с большим участием пыльцы *Picea*, сменившийся в позднем пьаченции на палинокомплекс, отражающий растительность лесотундр. Максимальная мощность осадков составляет около 20 м, и они представлены грубозернистыми и глинистыми песками, алевроитами, с включениями гальки и растительного детрита.

Заключение

Рассмотренные данные по стратиграфии, литологии, геоморфологии территории Чаунской впадины позволяют сделать основные выводы по ее геологическому развитию в палеогене и неогене.

В начале кайнозоя она представляла собой среднегорный эрозионно-денудационный ландшафт, выработанный на мезозойском складчатом основании. Повсеместно шли процессы образования

Международная стратиграфическая шкала		Система		Литологическая характеристика	Чуанская впадина					
		Отдел	Подотдел							
НЕОГЕНОВАЯ	Плиоцен	Верхний	Пьячецкий	<p>На о. Айон глина алевролитовая, алевролит глинистый, с включениями моллюсков, переслаивание песков. Диатомовые водоросли <i>Pyxidula zabelinae</i>, <i>Thalassiosira orientalis</i>, <i>T. gravida</i> f. <i>fossilis</i>, <i>T. nidulus</i>, <i>Stellarima microtrias</i>, <i>Thalassonema nitzschioides</i>, <i>Coscinodiscus marginatus</i> f. <i>fossilis</i>, <i>Paralia sulcata</i> et var., <i>Cosmodiscus insignis</i>, <i>Cladogramma dubium</i>, <i>Distephanus speculum</i> и др. Фораминиферы: в нижней части - <i>Protelphidium ustulatum</i> (Todd), <i>Retroelphidium selseyense</i>, <i>Gardiospira arctica</i>, <i>Hayesina orbicularis</i>, <i>Criboelphidium goesi goesi</i>, <i>Bucella hanna</i> arctica и др.; в верхней - <i>Retroelphidium clavatum</i>, <i>R. provisum</i>, <i>Hayesina orbicularis</i> f. <i>minima</i>, <i>Nonion thalasthanensis</i> Bandy, <i>Elphidiella brunescens</i> Todd, <i>Globulina glacialis</i>, <i>Quenquculina longa</i>, <i>Q. sachalinica</i> Grig., и др. Палинокомплекс бегуновского горизонта. Мощность до 40 м.</p>						
		Нижний	Запский							
		Верхний	Мессинский		Тортон	<p>Устьчаанайская свита. В нижней части алевролиты глинистые, с дрсвой и мелким гравием, реже гальки, с растительными остатками, прослоями песка и гравийников. В верхней - пески мелко-, крупно-, разнозернистые, с примесью глины и дресвы кварца, в кровле - глина, оторфованная или песчанистая, с растительными остатками. Палинокомплекс хапчанского горизонта. Мощность до 43 м.</p> <p>В районе о. Айон - пески, алевролиты, с прослоями и линзами ила, лигнита. Два комплекса фораминифер: с <i>Elphidiella quasioregonensis</i> Gudina, <i>E. hanna</i> (Cush. et Grant), <i>E. alaskensis</i> (Cush. et Todd), <i>E. sibirica</i> (Goes), <i>E. roffi</i> Gud. et Pol., <i>E. umbonata</i> Pol., <i>E. nitida</i> Cush. и с <i>Hayesina orbicularis</i> f. <i>minima</i>, <i>Bucella troitzkyi</i>, <i>Asterellina pulchella</i>, <i>Protelphidium ustulatum</i> (Todd), и др. Палинокомплексы хапчанского и нижней части бегуновского горизонтов. Мощность 44,5 м.</p>				
							Средний	Серраваль	Лангий	<p>Чулеская свита. Интенсивно гумусированные глинистые алевролиты, с обилием слабоуглифицированного растительного детрита, прослоями песка мелкозернистого. В основании сильно лигнитизированные торфяники или бурые оторфованные глинистые алевролиты, с растительным детритом, обломками обуглившейся древесины. Палинокомплексы верхнеильдикиляхского подгоризонта и силгенского горизонта. Мощность до 50 м.</p> <p>В районе о. Айон - переслаивание глин, алевролитов, песка, лигнитов, бурых углей. Палинокомплекс верхов верхнеильдикиляхского подгоризонта и силгенского горизонта. Мощность 90 м.</p>
		Олигоцен	Верхний		Хатт	<p>Верхнечаанайская подсвита. В нижней части - галечники неясно слоистые, гравийные, прослоями гравийников, песка, обилием лигнитизированных фрагментов деревьев, растительным детритом. В верхней - пески, с прослоем из древесины, веток, растительного детрита, выше - алевролиты глинистые, слоистые, с растительными остатками. Палинокомплекс омолойского - онкухского горизонтов. Мощность до 32 м.</p> <p>В районе о. Айон - в нижней части галечник с крупным песком, галькой, песок средне-, крупнозернистый, с прослоями алевролита, включениями древесины, глина, сапропелит. В верхней - песок средне- и мелкозернистый, с прослоями алевролита, включениями древесины, с линзами глинистого материала, гравием. Фораминиферы <i>Elphidiella discoidalis</i> Todd, <i>Protoelphidium multiloculare</i> Levtschuk, <i>Toddinella antiqua</i> Levtschuk. Палинокомплекс омолойского - онкухского горизонтов. Мощность 163 м.</p>				
	Нижний			Рюпель			<p>Нижнечаанайская подсвита. В нижней части - галечники с песчано-глинисто-алевролитовым заполнителем, редкими валунами. Выше - алевролит и глинистый алевролит, с прослоями илов, песка гравийного, щебенкой и дресвой, остатками древесины и растительным детритом. Мощность 4-16 м.</p> <p>В районе о. Айон - песок разнозернистый, с редкими тонкими прослоями алевролита, глин, в нижней части с гравием, галькой, отдельными валунами в основании. Мощность около 58 м.</p>			
			Эоцен		Верхний	Приабон		<p>На о. Айон пески в нижней части мелкозернистые, с включениями растительных остатков, тонкими прослоями бурого угля, в верхней части - средне- и крупнозернистые, с гравием и галькой, единичными мелкими валунами. Палинокомплекс тастахского горизонта. Мощность до 42 м.</p>		
	Палеоцен			Верхний			Танет		<p>Кора выветривания. Глина каолиновая, иногда гидрослоистая, со значительной примесью дресвы, щебня. Мощность до 50 м.</p>	
			Нижний		Даний					
	ПАЛЕОГЕНОВАЯ			Эоцен			Средний	Бартон		
		Нижний	Ипр							
Олигоцен	Верхний			Хатт						
		Нижний	Аквитан							
Миоцен	Верхний			Лангий						
		Средний	Серраваль							
Плиоцен	Верхний			Пьячецкий						
		Нижний	Запский							

Свита руд. Бегуновского горизонта. Пески. Палинокомплекс бегуновского горизонта. Мощность до 30 м.

Пальятинская толща. Палинокомплекс ильдикиляхского и силгенского горизонтов. Мощность до 87 м.

Сулес. пески, сулгинки, торф. Палинокомплекс ильдикиляхского подгоризонта. Мощность до 87 м.

поверхностей выравнивания, сопровождавшиеся формированием кор выветривания. Были заложены основные морфологические элементы рельефа: нагорья с горами и глубокая тектоническая долина запад-северо-западного простирания в центральной части Чаунской впадины. Этот морфологический план определил дальнейшую историю развития впадины.

На первом этапе в позднем палеоцене — раннем эоцене северо-западная часть территории Чаунской впадины испытала небольшое погружение, выразившееся в образовании аллювиальной толщи мощностью около 40 м, вскрытой бурением на о. Айон. Климатические условия этого периода были близки к субтропическим. Нами предполагается на основании присутствия сапропелита, что в максимум палеоцен-раннеэоценовой трансгрессии часть толщи могла формироваться в прибрежно-морских обстановках. На средний эоцен приходится перерыв и прекращение осадконакопления.

Этап позднего эоцена — олигоцена ознаменовался активизацией тектонических движений, в результате чего территория испытывала неравномерные воздействия. В областях нагорий преобладали процессы денудации, а в центральной части впадины — аккумуляция. На позднеэоценовом этапе в основном шла денудация и накопление континентальных аллювиальных осадков, вырабатывалась долинная сеть района.

Весьма продолжительным был третий этап развития, охватывавший время от олигоцена до среднего миоцена. В раннем олигоцене Чаунская впадина вступила в период общего тектонического погружения. В позднем олигоцене фиксируется новая трансгрессия из Канадского морского бассейна, что установлено по присутствию комплекса фораминифер в разрезе о. Айон. Климат в олигоцене сменился на теплоумеренный.

В миоцене продолжилось погружение территории, имевшее место на фоне нарастания новой трансгрессии, по-прежнему распространявшейся из района Канадской котловины. В раннем и начале среднего миоцена на большей части Чаунской впадины осадки формировались в морских и прибрежно-морских обстановках, о чем свидетельствует присутствие бентосных фораминифер и морских видов диатомовых водорослей. Максимальная площадь распространения морских фаций прослеживается до среднего течения р. Чаун. На этом этапе произошло расширение площади впадины за счет опускания района п-ова Карчик. Климат конца раннего и в среднем миоцене был достаточно теплый и влажный, что способствовало накоплению значительных масс органического вещества (угли, лигниты). В дальнейшем, во вторую половину среднего миоцена, вследствие постепенно развивавшейся регрессии моря территория пред-

ставляла собой приморскую заболоченную озерно-аллювиальную равнину. В осадках этого времени отмечается присутствие вулканического пепла, что указывает на извержения в близлежащих районах.

Последний этап охватывал поздний миоцен и плиоцен. В его начале произошло новое существенное оживление тектонических движений, имевших место на фоне резкого глобального снижения уровня моря. На большей части Чаунской впадины в позднемиоценовое время накапливались аллювиальные грубозернистые осадки, в том числе с валунами, стволами и ветками растений в базальных горизонтах. Значительные площади были вовлечены в зону аккумуляции в северо-восточной части Чаунской впадины, где впервые отмечаются рыхлые аллювиальные осадки (район Певекского п-ова, о. Большой Роутан). По палинологическим данным фиксируется похолодание, появляется пыльца растений, характерных для умеренного климата, — карликовых форм березы и ольхи, разнообразных трав.

В конце позднего миоцена и в плиоцене на фоне погружения территории вновь устанавливается морской режим седиментации с двумя двухфазными трансгрессиями. Первые фазы трансгрессий отвечают относительно тепловодным морским условиям, вторые — холодноводным.

Первая трансгрессия приурочена к концу позднего миоцена (мессиний), и с ней в данном районе получила развитие микрофауна, характерная для Западной Сибири и европейского Севера России, что указывает на изменение циркуляции вод в Арктическом палеоокеане, нарушение связи Чаунской впадины с Канадским морским бассейном и кратковременное преобладающее влияние вод Атлантического океана в этой части Арктики.

Вторая мощная раннеплиоценовая трансгрессия была обусловлена первым открытием Берингова пролива, о чем свидетельствуют комплексы диатомовых водорослей и бентосных фораминифер с характерными для Тихоокеанского региона таксонами. Осадки этой трансгрессии повсеместно представлены глинами, часто с фрагментами раковин моллюсков и выдержанной мощностью около 30 м, они являются хорошим маркером для верхнего неогена.

Изменения климата и растительности в позднем миоцене и раннем плиоцене указывают на еще большее похолодание и первое появление в ландшафтах тундровых ценозов.

В позднем плиоцене произошла значительная регрессия, осадки этого возраста имеют ограниченное распространение в связи с последующим размывом и представлены частым переслаиванием песков, алевроитов, с включениями гальки, что указывает на нестабильные условия их формирования, обусловленные подъемом территории. В это время была развита холодолюбивая растительность лесотундр.

Установленная этапность подтверждает правомочность выделения четырех надгоризонтов, принятых в региональной схеме (Гриненко и др., 1998). Так, в Чаунской впадине иллэнгскому надгоризонту соответствуют тимкинский и тастахский горизонты, имеющие позднепалеоценовый и раннеэоценовый возраст, билирскому – паршинский горизонт верхнего эоцена, кюегюльорскому – олигоцен-среднемиоценовые толщи, кумахскому – хапчанский и бегуновский горизонты верхнего миоцена – плиоцена. Кутуяхский горизонт в связи с понижением нижней границы квартера имеет четвертичный возраст. Анализ геологических и биостратиграфических данных показывает насущную необходимость

ревизии объема и возраста некоторых горизонтов палеогена и неогена Северо-Востока России.

Автор выражает благодарность ОАО «НК «Роснефть»» за финансовую поддержку и возможность частичной публикации результатов исследований. Выражаю искреннюю признательность сотрудникам ЗАО «Чаунское ГПП» В.А. Войнову, И.Ю. Черепановой и Ю.И. Михайлишину за помощь при работе с фондовыми материалами. Автор благодарен сотрудникам ГИН РАН Т.В. Орешкиной и В.Н. Бенямовскому за консультации по диатомовым водорослям и фораминиферам. Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2014-0024.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангелов А.А., Карташова Г.Г., Коваленко Ф.Я. и др. Палеоген и неоген северного побережья Чукотки // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 40–52.
- Ахметьев М.А. О климатических флуктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах Земного Шара (по палеоботаническим данным) // Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 138–146.
- Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В., Трубихин В.М. Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 5–24.
- Безродных Ю.П. Строение и основные черты развития приматериковой окраины шельфовой зоны Центральной Чукотки // Сов. геол. 1983. № 5. С. 73–81.
- Белая Б.В. Неоген Чаунской низменности по палинологическим данным // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 3. Чукотка. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 40–57.
- Белая Б.В., Терехова В.Е. Палинологическая характеристика палеоген-неогеновых отложений о-ва Айон и бассейна р. Баёково // Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 26. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 81–92.
- Бордунов С.И. Стратиграфия и фораминиферы неогена Восточной Камчатки. М.: ГЕОС, 2015. 146 с.
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е. Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1. Миоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990а. 75 с. (препринт).
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е. Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2. Плиоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990б. 48 с. (препринт).
- Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геол. описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
- Гладенков А.Ю. Новое положение неоген-четвертичной границы в Международной стратиграфической шкале и ее отражение в схемах кайнозоя дальневосточных районов России (по диатомеям) // Мат-лы Всерос. науч. совещ. «Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России». М.: ГЕОС, 2011. С. 37–41.
- Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолобский И.Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отеч. геол. 1997. № 8. С. 14–20.
- Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и объяснительная записка к ней. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998. 68 с.
- Гудина В.И., Лаштабег В.А., Левчук Л.К. и др. Граница плиоцена-плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам) // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 560. Новосибирск: ИГГ СО РАН, 1984. 104 с.
- Казакова Г.П. Новые данные о кайнозойских отложениях северного побережья Чукотки (о. Айон) // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 5–12.
- Каревская И.А., Сурков А.В., Воскресенский С.С. и др. Палеогеографические обстановки осадконакопления на шельфе Восточно-Сибирского моря // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 43–50.
- Карташова Г.Г. Основные этапы развития флоры и растительности низовьев Яны и Омоя во второй половине палеогена и неогене. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. М.: Моск. ун-т, 1974.
- Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
- Косыко М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 16–43.
- Кыштымов А.И., Крутоус В.И., Белая Б.В., Садыков А.Р. Палеогеновые и неогеновые отложения Арктического и Тихоокеанского побережий Чукотки // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. I: Арктическое и Тихоокеанское побережье Чукотки; бассейн р. Колымы. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 4–18.
- Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозойских отложений Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 198 с.
- Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Северной Азии. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1999. 54 с.
- Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.
- Половова Т.П. Фораминиферы морских плиоценовых отложений Северо-Востока СССР // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. I. Аркти-

ческое и тихоокеанское побережье Чукотки; бассейн р. Колымы. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 29–37.

Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 41. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 48 с.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987.

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. Л.: ПГО Севморгеология, 1990. С. 43–58.

Степанова Г.В. Находка морских неогеновых диатомей на острове Айон (Восточно-Сибирское море) // Ежегод. Всес. палеонтол. о-ва. Т. 32. М.: Наука, 1989. С. 200–217.

Степанова Г.В. Новые данные об арктических неогеновых силикофлагеллатах // Биостратиграфия мезозоя и кайнозоя некоторых регионов Арктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеанология, 2001. С. 53–60.

Фрадкина А.Ф. Климатический оптимум в миоцене Тихоокеанского побережья по палинологическим данным // Палинология СССР. М.: Наука, 1976. С. 125–128.

Фрадкина А.Ф. Климатический оптимум миоцена на Сахалине и Северо-Востоке СССР // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 51–61.

Фрадкина А.Ф. Палинофлора неогена Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1983. 224 с.

Фрадкина А.Ф. Палеоген и неоген низовьев Колымы // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 52–65.

Фрадкина А.Ф. Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 82 с.

Шер А.В., Гутерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 69–83.

Шер А.В., Каплина Т.Н., Гутерман Р.Е. и др. Путеводитель научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности. Тур XI. XIV Тихоокеанский конгресс. М.: АН СССР, 1979. 115 с.

Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP. Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. Vol. 145. P. 3–19.

Böhme M. The Miocene climatic optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. Vol. 195. P. 389–401. DOI: 10.1016/S0031-0182(03)00367-5.

Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P. et al. Pliocene warmth, polar amplification, and stepped Pleistocene cooling recorded in NE Arctic Russia // Science Express. 9 May 2013. DOI: 10.1126/science.1233137.

De Schepper S., Groeneveld J., Naafs B.D.A. et al. Northern Hemisphere glaciation during the globally warm early Late Pliocene // PLoS ONE. 2013. Vol. 8, N 12. e81508. DOI: 10.1371/journal.pone.0081508.

Eidvin T., Rundberg Y. Post-Eocene strata of the southern Viking Graben, northern North Sea; integrated biostrati-

graphic, strontium isotopic and lithostratigraphic study // Norwegian J. Geol. 2007. Vol. 87. P. 391–450.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.

Holbourn A., Kuhnt W., Schulz M. et al. Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene «Monterey» carbon-isotope excursion // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 261. P. 534–550.

Holbourn A., Kuhnt W., Lyle M. et al. Middle Miocene climate cooling linked to intensification of eastern equatorial Pacific upwelling // Geology. 2014. DOI: 10.1130/G34890.34891.

King C. Cenozoic micropaleontological biostratigraphy of the North Sea // Rept. Inst. Geol. Sci. 1983. N 82. 40 p.

King C. Cenozoic of the North Sea // Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera. Chichester: Ellis Horwood, 1989. P. 418–489.

Koizumi I. Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the circum-north Pacific region // J. Geol. Soc. Japan. 1975. Vol. 81. P. 611–627.

McNeil D.H. Foraminiferal zonation and biofacies analysis of Cenozoic strata in the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Current Res. Geol. Surv. Canada. 1989. Paper 89-1A. P. 203–223.

McNeil D.H. Tertiary marine events of the Beaufort-Mackenzie Basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America // Arctic. J. Arctic Inst. North America. 1990. Vol. 43. P. 301–313.

McNeil D.H. New Foraminifera from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ. 1997. Vol. 35. 95 p.

McNeil D.H., Duk-Rodkin A., Dixon J. et al. Sequence stratigraphy, biotic change, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record, paleoclimatic history, and sedimentation rate change across a regional late Cenozoic unconformity in Arctic Canada // Can. J. Earth Sci. 2001. Vol. 38. P. 309–331.

Minyuk P.S., Ivanov Yu.Yu. The Brunhes-Matuyama boundary in Western Beringia: a review // Quaternary Sci. Rev. 2011. Vol. 30. P. 2054–2068.

Norris G. Systematic and stratigraphic palynology of Eocene to Pliocene strata in the Imperial Nuktak C-22 well, Mackenzie delta region, district of Mackenzie, N.W.T. // Geol. Surv. Canada. Bull. 1986. N 340. 89 p.

The Geologic Time Scale 2012. Vol. 1, 2. Boston, USA: Elsevier, 2012. 1144 p. DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4.

Williams M., Haywood A.M., Harper E.M. et al. Pliocene climate and seasonality in North Atlantic shelf seas // Phil. Trans. Roy. Soc. A. 2009. Vol. 367. P. 85–108.

Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics // Nature. 2008. Vol. 451, N 7176. P. 279–283.

Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present // Science. 2001. Vol. 292, N 5517. P. 686–693.

Yanagisawa Y., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // J. Geol. Soc. Japan. 1998. Vol. 104. P. 395–414.

Young F.G., McNeil D.H. Cenozoic stratigraphy of the Mackenzie Delta, Northwest Territories // Geol. Surv. Canada. Bull. 1984. N 336. 63 p.