

УДК 551.89(571.651)

О ВОЗРАСТЕ ДРЕВНЕЙШИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЧУКОТКИ

С. А. Лаухин^{1,2,3}, В. С. Пушкарь^{4,5}, Е. В. Тарасова⁶, М. В. Черепанова⁷

¹Институт криосферы Земли СО РАН, г. Тюмень;

²Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ), г. Москва

³Московский государственный строительный университет, г. Москва

E-mail: valvolgina@mail.ru

⁴Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

⁵Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

E-mail: vpushkar@vladivostok.ru

⁶Владивостокский государственный университет экономики и сервиса, г. Владивосток

E-mail: Elena.Tarasova@wsu.ru

⁷Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

E-mail: cherepanova@ibss.dvo.ru

Получены новые данные, которые позволили подойти к более обоснованной интерпретации возраста журавлиного и оканаанского оледенений на севере Чукотского полуострова. Установлено, что журавлиная морена отлагалась в прибрежно-морских условиях и соответствует второй половине зоны *Neodenticula koizumii* – *Neodenticula kamtschatica*. Климат Ванкаремской впадины в это время был близок современному, но более влажный. Это и способствовало развитию оледенения. Выход журавлиного ледника на низменность наиболее вероятен в интервале 3,2–3,1 млн л. н. Оканаанская морена вышла на низменность, вероятно, во время регрессии 2,25–2,20 млн л. н. В горах оледенение началось несколько раньше, но все-таки позже, чем первое долинное оледенение на Аляске.

Ключевые слова: оледенения, плиоцен, плейстоцен, Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

В начале 1990-х гг. были опубликованы первые сведения о древних, плиоцен-раннеплейстоценовых моренах, оставленных долинными ледниками на севере Чукотского полуострова, точнее, в Ванкаремской низменности (Лаухин и др., 1990). Тогда это вызвало интерес, но не стало сенсацией, поскольку оледенения такого возраста выделялись и раньше на северо-востоке Азии. Да и граница плиоцен-плейстоцена проводилась тогда одними геологами на уровне 1,78 млн л. н. (млн л.), а другими – 0,8 млн л.

В настоящее время в Международной и Общей стратиграфических шкалах граница между неогеновой и четвертичной системами, согласно решению Международного союза геологических наук (IUGS) в 2009 г., принята на уровне 2,58 млн л. и проводится по подошве гелазийского яруса (Гладенков Ю., 2011). Такое положение уже учтено и в морских диатомовых зональных шкалах (Гладенков А., 2007; Пушкарь и др., 2013).

Доказательства возраста морен тогда были в основном косвенные: по аналогии со стратиграфическим положением позднеплиоценовых и четвертичных ледниковых событий в Северном полушарии. Краткое описание этих ледниковых отложений было опубликовано через 10 лет (Laukhin et al., 1999). Оледенения получили названия журавлиное и оканаанское, с возрастом, соответственно, 3,5–3,2 и 2,5–2,4 млн л., который установлен практически по тем же косвенным данным. Позже был предложен вариант детальной зональной шкалы по диатомеям для расчленения плиоцена – квартера Северной Пацифики (Пушкарь, Черепанова, 2001; Пушкарь и др., 2013), который также был использован для биостратиграфического расчленения четвертичных прибрежных морских отложений Чукотки и дальневосточных морей (Свиточ, 2004; Карта..., 2013). Появились новые палинологические, диатомовые и геохимические данные по непрерывной палеоклиматической летописи, полученной для осадков оз. Эльгыгытгын (Чукотка). При этом была проведена корреляция озерных отложений с изотопными стадиями Гренландии, что привело к разработке возрастной модели чередования ледниковых и межледниковых стадий вос-

точных регионов Арктики (Андреев и др., 2011; Andreev et al., 2012; Melles et al., 2012; Brigham-Grette et al., 2013; Lozhkin, Anderson, 2013). Таким образом, эти новые данные позволяют подойти к более обоснованной интерпретации возраста журавлиного и океанского оледенений на севере Чукотского полуострова, что и послужило целью исследования для данной работы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Наиболее полно обе морены представлены в скв. 28 (около $67^{\circ}58'$ с. ш. и 171° з. д.), пробуренной близ устья р. Журавлиная в 17,5 км от лаг. Ванкарем и в 30 км к югу от берега Чукотского моря, в субмеридиональной погребенной долине (рис. 1). Скважиной 28 были вскрыты отложения рыгытгынской свиты общей мощностью более 100 м, которые разделены на 6 пачек (снизу – вверх):

- 1) 106,0–97,8 м – переслаивание песка и алеврита; выше 100 м – галечник с ледниковой штриховкой галек и с ледогранниками, флювиогляциальный;
- 2) 97,8–90,4 м – валунные суглинки синевато-серые несортированные с ледогранниками (морена), вверху тонкие прослои песка флювиогляциального;
- 3) 90,4–82,4 м – песок, хорошо отсортированный, со слоистостью, типичной для прибрежно-морских осадков. На глубине 88 м согласно слоистости песка залегают обломки древесины;
- 4) 82,4–75,2 м – супеси, серые галечные несортированные переслаиваются с песком сортированным;
- 5) 75,2–47,6 м – валунная супесь, пепельно-серая несортированная с ледогранниками (морена);
- 6) 7,6–4,0 м – переслаивание песков, суглинков и супесей.

В работе при определении генезиса и возраста отложений использованы палинологический и диатомовый анализы.

Обработка образцов из скв. 28 и подсчет створок диатомей в препаратах проводился в соответствии с общепринятыми методиками диатомового анализа (Диатомовые..., 1974). Систематика диатомей дана по диатомовой базе Algaebase (<http://www.algaebase.org/search/species/>).

Поскольку в работе использованы датированные диатомовые уровни, то следует отметить, что проблеме первого эволюционного появления или исчезновения диатомей в осадках посвящены сотни статей. Вполне очевидно, что такие уровни обнаруживают прямую зависимость от скоростей экспансии или деградации популяционных ареалов (Пушкар, Черепанова, 2001, 2008), а это сказывается на их асинхронности в разных регионах Арктики и северной части Тихого океана. К тому же на распространение диатомей весьма серьезно влияют системы течений, меняющиеся при палеоклиматических изменениях. Следует также признать, что датирование границ установленных диатомовых зон зависит от полноты разрезов и частоты отбора проб. Все эти проблемы и критический анализ многочисленных работ по датированным уровням детально рассмотрены в работах А. Ю. Гладенкова (2007), В. С. Пушкар и М. В. Черепанова.

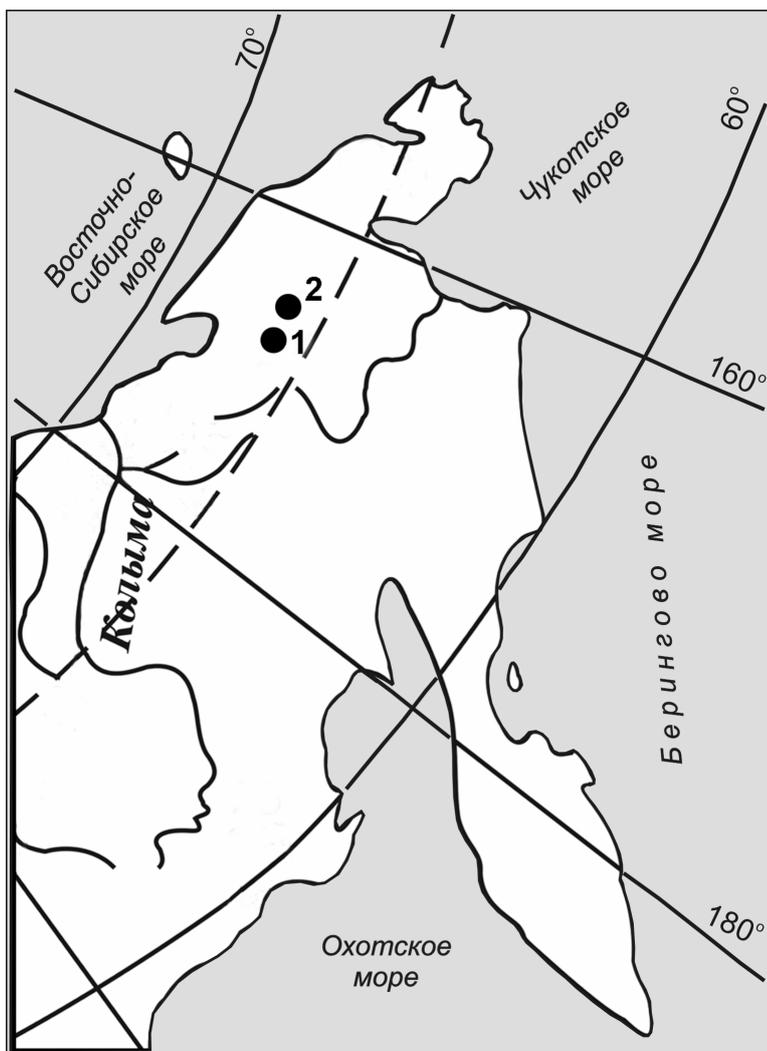


Рис. 1. Местонахождение изученных скважин: 1 – скв. 28; 2 – скв. ICDP 5011-1 (оз. Эльгыгытгын, Чукотка)

Fig. 1. Location of the studied boreholes: 1 – borehole 28; 2 – ICDP 5011-1 borehole (Lake El'gygytyn, Chukotka)

пановой (2001, 2008). Важно отметить, что выделение северотихоокеанских диатомовых зон в отложениях арктического побережья носит достаточно условный характер и в дальнейших исследованиях их границы могут быть уточнены. Тем не менее использование датированных уровней в сочетании с новейшими палинологическими и биоклиматостратиграфическими данными, о которых говорилось, дает вполне определенные выводы о возрасте моренных комплексов Ванкаремской впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По текстурным признакам, экологической структуре изученных комплексов диатомей, все слои рыгытгынской свиты (кроме интервала 70,8–54,4 м) имеют прибрежно-морское и ледниково-морское происхождение (на это, в частности, указывает наличие таких морских арктобореальных видов, как *Bacterosira bathyomphala*, *Detonula confervacea*, *Thalassiosira kryophila*, *T. hyalina*, *T. gravida*, а также криофильных форм *Fragilariopsis cylindrus* и *F. oceanica*): нижняя синевато-серая морена журавлиного (пачка 2) и серая морена океанского (пачка 5) оледенений.

В отложениях интервала 105,8–54,4 м определены 62 таксона диатомей, принадлежащих в основном родам *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Diploneis* и *Cocconeis*, характеризующих прибрежно-морской генезис отложений. На основании анализа распространения в отложениях створок диатомей выделены 3 комплекса (Пушкарь, Черепанова, 2001) (рис. 2). В составе выделенных комплексов встречен ряд стратиграфически важных видов, уровни появления или исчезновения которых используются в качестве датированных в зональных шкалах по диатомеям. Это позволяет подойти к установлению возможного возраста изученных в разрезе скважины диатомовых ассоциаций, которые также сопоставлены и с данными палинологического анализа.

Комплекс I (105,8–90,4 м) самый древний. Он содержит редкие *Neodenticula kamtschatica* и *N. koizumii* при доминантах *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Pyxidicula zabelinae*, *Hyalodiscus obsoletus*, а также группы *Actinocyclus oculus* – *A. ochotensis*. Данный комплекс может быть сопоставлен с ассоциацией северотихоокеанской диатомовой зоны *Neodenticula koizumii* – *Neodenticula kamtschatica* (3,5–2,58 млн л.) (Koizumi, 2010). Примечательностью комплекса является участие в формировании экологической структуры тепловодных видов: *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. perforatus* + *C. radiatus*, *Thalassiosira convexa*, *Thalassiosira convexa* var. *aspinosa*, *T. oestrupii*,

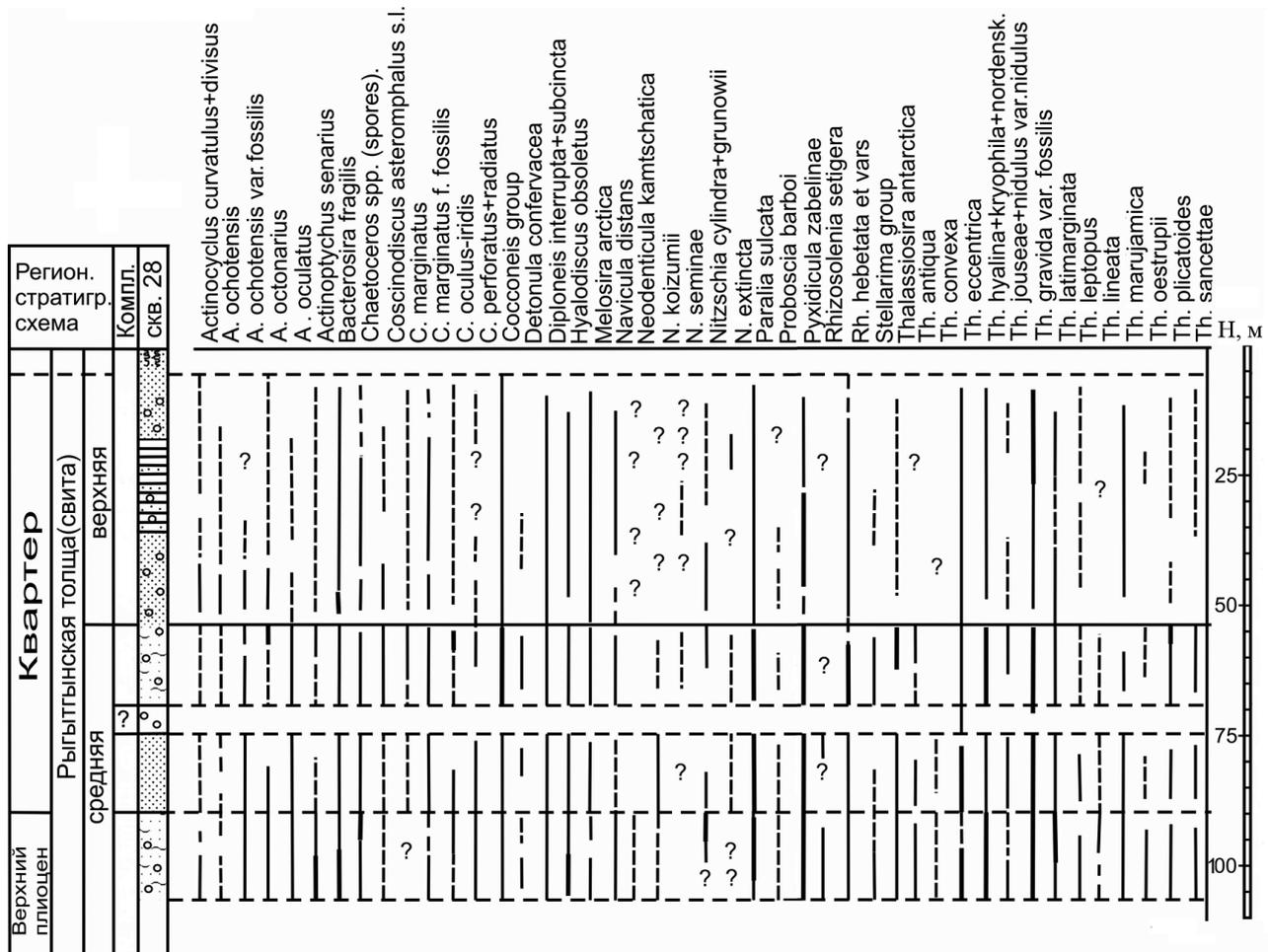
T. lineata (глубина 57 м – до 16,7%). Появление тепловодных видов в арктических регионах отмечено М. А. Белевич (1969) в отложениях энмакайской свиты Валькарайской низменности и Е. И. Поляковой в алевроитистых осадках верхнего слоя, залегающего со следами размыва на отложениях нижнего слоя верхневельмайской подсвиты Ванкаремской низменности (Полякова, 1997; Polyakova, 2001). Однако вряд ли их присутствие можно связать с повышением температуры поверхностных вод в Арктическом бассейне. Скорее всего, проникновение данных таксонов в высокие широты обусловлено изменением систем течений и границ Субарктического фронта в Северной Пацифике (Sancetta, Silvestri, 1986).

Комплекс II (90,4–75,2 м), выделенный по исчезновению *Neodenticula kamtschatica*, обилию *Pyxidicula zabelinae*, а также редкой встречаемости *Thalassiosira convexa*, возможно, соответствует зоне *Thalassiosira convexa* (2,65–2,3 (2,2) млн л.) (Пушкарь и др., 2013).

Комплекс III (70,8–54,4 м) характеризуется доминированием *Pyxidicula zabelinae*, *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Paralia sulcata*. Исчезновение из отложений *Th. convexa* позволяет отнести этот комплекс к зоне *Pyxidicula zabelinae* – 2,3(2,2) – 1,95 млн л. (Пушкарь, Черепанова, 2001; Пушкарь и др., 2013).

Комплекс диатомей верхней части разреза (54,4–5,6 м) содержит высокий процент переотложенных форм, среди которых наиболее часты, как правило, в обломках, *Stephanopyxis schenckii*, *Pyxidicula zabelinae*, *Coscinodiscus marginatus* f. *fossilis*, представленные очень грубыми кремненными формами. Особенно велико количество переотложенных морских и пресноводных створок (до 53%) на глубине 42,9–47,6 м. Значительную роль в комплексе играют пресноводные диатомеи (до 34%) родов *Aulacoseira*, *Cyclotella*, *Pinnularia*, *Navicula*, *Cymbella*, среди которых до 16% неогеновых таксонов группы «*praе...*» рода *Aulacoseira*. Такая же картина отмечена и по переотложенным палиноморфам (Лаухин и др., 1990; Laukhin et al., 1999).

Следов регрессии моря между отложениями с диатомовыми комплексами I и II в разрезах конца плейстоцена Ванкаремской впадины не наблюдалось. Обломки древесины в песках середины пачки 3 косвенно свидетельствуют о потеплении. Однако годовая температура выше современной на 6°C, реконструированная (Пушкарь, Черепанова, 2001) для Северной Пацифики здесь вряд ли реальна, так как в 1-й половине зоны *Thalassiosira convexa* на Анадырском плато около 2,6–2,4 млн л. были тундры. Вероятно, в самом конце плейстоцена и начале квартала на Ванкарем-



ской низменности в прибрежно-морских условиях происходил переувлажнение журавлиной морены: в пачке 3 залегают ее фрагменты, а состав галек 3-й и 4-й пачек ближе к составу их в журавлиной морене, чем в пачке 5. В обеих пачках пески слоистые, хорошо отсортированные.

Таким образом, журавлиная морена, скорее всего, датируется интервалом 3,4–2,58 млн л., а оканаанская –2,3(2,2)–1,95 млн л. Интерпретацию возраста морен можно уточнить, основываясь на палеоклиматической ритмике, установленной по споро-пыльцевым спектрам моренных и межморенных отложений и их корреляции со смежными регионами.

Согласно Б. В. Белой (Laukhin et al., 1999), палиноспектры пачек 1–5 соответствуют ритмике палиноспектров слоев кутуях нижнего плиоцена низовьев р. Колыма. Однако для отложений ледникового ряда и прибрежно-морских осадков характерно переотложение палиноморф, поэтому надежнее ориентироваться на данные по палиноспектрам оз. Эльгыгытгын (67°30' с. ш.; 172°05' в. д.), где переотложения палиноморф практически отсутствуют. Оба разреза находятся в северной гипоарктической части тундры (Юрцев, 1974): скв. 28 – на приморской низменности в осоково-пушицевой тундре, а оз. Эльгыгыт-

гын – на высоте 492 м среди кустарничково-лишайниковой тундры Анадырского плато на абсолютных отметках 600–1000 м выше уровня моря.

Изменения растительности и климатические события, запечатленные в отложениях оз. Эльгыгытгын (см. рис. 1), а также уточнение их стратиграфического положения в интервале 3,6–2,1 млн л., обсуждаются во многих работах (Андреев и др., 2011; Andreev et al., 2012; Melles et al., 2012; и др.). По палинологическим данным до 3,5 млн л. в регионе господствовали леса из ели, лиственницы, сосны, тсуги, березы, ольхи и некоторых широколиственных пород. В интервале 3,45–3,25 млн л. климат стал близким времени кутуях (Laukhin et al., 1999): в палиноспектрах отложений пыльцы тсуги и пихты стало меньше. Два потепления, зафиксированные для этого времени в отложениях оз. Эльгыгытгын, для которых характерно обилие пихты и ели, разделены двумя похолоданиями, во время которых расширялись площади безлесных пространств, занятых злаково-осоковыми ассоциациями. В интервале 3,25–3,19 млн л. климатические условия становятся суше и холоднее, о чем свидетельствует обилие пыльцы кустарниковых берез и ольхи. Сохранились участки лиственнич-

Рис. 2. Стратиграфическое распространение диатомей в отложениях рыгытгынской свиты: литологические пачки свиты представлены в тексте; частота встречаемости створок диатомей: (покрывное стекло 18×18 мм, увеличение ×800): 1 – единично (1–10 экз. на препарат), 2 – редко (11–20 экз.), 3 – нередко (21–30 экз.); диатомей: 1 – *Actinocyclus curvatulus* Janisch + *A. divisus* (Grun.) Hust., 2 – *A. ochotensis* Jousé, 3 – *A. ochotensis* var. *fossilis* Pushkar, 4 – *A. octonarius* Ehr., 5 – *A. oculus* Jousé, 6 – *Actinocyclus senarius* Ehr., 7 – *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syvertsen & Hasle, 8 – *Chaetoceros* spp. (spores), 9 – *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., 10 – *C. marginatus* Ehr., 11 – *C. marginatus* var. *fossilis* Jousé, 12 – *C. oculus-iridis* Ehr., 13 – *C. radiatus* Ehr. + *perforatus* Ehr., 14 – Cocconeis group, 15 – *Detonula confervacea* (Cleve) Gran, 16 – *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve + *subcincta* Cl., 17 – *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., 18 – *Melosira arctica* (Ehr.) Dickie, 19 – *Navicula distans* (W. Smith) Ralfs, 20 – *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, 21 – *N. koizumii* Akiba et Yanagisawa, 22 – *N. seminae* (Sim. et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, 23 – *Fragilariopsis cylindrus* (Grunow) Krieger + *Fr. oceanica* (Cleve) Hasle, 24 – *Nitzschia extincta*, 25 – *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., 26 – *Proboscia barboi* (Jousé) Jordan et Priddle, 27 – *Pyxidicula zabelinae* (Jousé) Makar. et Moiss., 28 – *Rhizosolenia setigera* Brightwell, 29 – *Rh. hebetata* Gran et vars., 30 – *Stellarima* group, 31 – *Thalassiosira antarctica* Karsten, 32 – *Th. antiqua* (Grunow) Cleve, 33 – *Th. convexa* Mukhina, 34 – *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl., 35 – *Th. hyalina* (Grun.) Gran + *kryophila* (Grun.) Jorg. + *nordenskioldii* Cl., 36 – *Th. jousea* Akiba + *nidulus* var. *nidulus* Jousé, 37 – *Th. gravida* var. *fossilis* Jousé, 38 – *Th. latimarginata* Makar., 39 – *Th. leptopus* (Grunow) Hasle & G. Fryxell, 40 – *Th. lineata* Jousé, 41 – *Th. marujamica* Sheshukova, 42 – *Th. oestrupii* (Ost.) Proshk.-Lavrenko, 43 – *Th. plicatoides* (Simonsen) Akiba et Yanagisawa, 44 – *Th. sancettae* Akiba

Fig. 2. Stratigraphic diatoms distribution along the Rygytgyn suite deposits: lithological suite benches are presented in the text; abundance of diatom sections (cover glass 18×18 mm, ×800): 1 – few (1–10 diatoms per slide), 2 – rare (11–20 diatoms), 3 – non rare (21–30 diatoms); diatoms: 1 – *Actinocyclus curvatulus* Janisch + *A. divisus* (Grun.) Hust., 2 – *A. ochotensis* Jousé, 3 – *A. ochotensis* var. *fossilis* Pushkar, 4 – *A. octonarius* Ehr., 5 – *A. oculus* Jousé, 6 – *Actinocyclus senarius* Ehr., 7 – *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syvertsen & Hasle, 8 – *Chaetoceros* spp. (spores), 9 – *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., 10 – *C. marginatus* Ehr., 11 – *C. marginatus* var. *fossilis* Jousé, 12 – *C. oculus-iridis* Ehr., 13 – *C. radiatus* Ehr. + *perforatus* Ehr., 14 – Cocconeis group, 15 – *Detonula confervacea* (Cleve) Gran, 16 – *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve + *subcincta* Cl., 17 – *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., 18 – *Melosira arctica* (Ehr.) Dickie, 19 – *Navicula distans* (W. Smith) Ralfs, 20 – *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, 21 – *N. koizumii* Akiba et Yanagisawa, 22 – *N. seminae* (Sim. et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, 23 – *Fragilariopsis cylindrus* (Grunow) Krieger + *Fr. oceanica* (Cleve) Hasle, 24 – *Nitzschia extincta*, 25 – *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., 26 – *Proboscia barboi* (Jousé) Jordan et Priddle, 27 – *Pyxidicula zabelinae* (Jousé) Makar. et Moiss., 28 – *Rhizosolenia setigera* Brightwell, 29 – *Rh. hebetata* Gran et vars., 30 – *Stellarima* group, 31 – *Thalassiosira antarctica* Karsten, 32 – *Th. antiqua* (Grunow) Cleve, 33 – *Th. convexa* Mukhina, 34 – *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl., 35 – *Th. hyalina* (Grun.) Gran + *kryophila* (Grun.) Jorg. + *nordenskioldii* Cl., 36 – *Th. jousea* Akiba + *nidulus* var. *nidulus* Jousé, 37 – *Th. gravida* var. *fossilis* Jousé, 38 – *Th. latimarginata* Makar., 39 – *Th. leptopus* (Grunow) Hasle & G. Fryxell, 40 – *Th. lineata* Jousé, 41 – *Th. marujamica* Sheshukova, 42 – *Th. oestrupii* (Ost.) Proshk.-Lavrenko, 43 – *Th. plicatoides* (Simonsen) Akiba et Yanagisawa, 44 – *Th. sancettae* Akiba



ных лесов. В конце интервала климат ухудшился, а через 0,05 млн л. исчезают ель и кустарниковые березы. 3,14–3,05 млн л. распространилась «палеотундростепь», близкая той, которая была характерна для перигляциальной зоны во время плейстоценовых оледенений (Laukhin et al., 1999). В целом растительность была мозаичная. 3,05–2,82 млн л. распространились кустарниковые ольха, береза, ива. Преобладали открытые травяные пространства, к концу периода местами появляются елово-лиственничные леса, что отражает возможный переход климатического режима к межледниковью. 2,82–2,78 млн л. господствовали безлесные пространства с *Betula sect. Nanae* и травами. Климат соответствовал «распространению континентальных оледенений Северного полушария около 2,9–2,7 млн л.» (Андреев и др., 2011. С. 35). 2,78–2,7 млн л. происходит резкое увеличение роли хвойных (ель, лиственница, сосна), что свидетельствует о развитии межледниковых лесов. В отложениях интервала 2,7–2,65 млн л. в пыльцевых спектрах

произошло увеличение роли трав. Обширные пространства Ванкаремской низменности были заняты болотами.

На рубеже 2,61 млн л. (граница Гаусс – Матюяма) в палинологических спектрах фиксируется переход от межледниковых к ледниковым условиям (возникновение тундростепей), а в интервале 2,5–2,34 млн л. уже отмечается распространение открытой кустарниковой тундры (Андреев и др., 2011).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Журавлиная синевато-серая морена отлагалась в прибрежно-морских условиях второй половины зоны *Neodenticula koizumii* – *Neodenticula kamtschatica*, когда климат в Ванкаремской впадине был близок современному (Пушкарь, Черепанова, 2001), но более влажный, что и способствовало развитию оледенения. Между тем на Анадырском плато около 3,2 млн л. еще сохранялись участки лиственничных лесов. Плиоценовые аналоги ледниковых тундростепей – рас-

тельность безлесной тундры, подобная степной (Андреев и др., 2011), впервые появилась около оз. Эльгыгытгын 3,14–3,05 млн л., а главным образом, в течение субхрона Каэна, т. е. 3,116–3,032 млн л. После 2,97 млн л. в тундрах у оз. Эльгыгытгын вновь появились участки лиственничных лесов. Поэтому наиболее вероятен выход журавлиного ледника на низменность в интервале 3,2–3,1 млн л. Судя по обилию галек верхнемеловых эффузивов и относительно небольшой роли габброидов, а также по отторженцу миоценовых углей, развитых в Улювеевской впадине, ледник шел с юго-востока из центра, расположенного в 240–270 км от скв. 28. Это время, вероятно, частично совпало с трансгрессией Берингия I (Пушкарь, Черепанова, 2001).

Оканаанская серая морена вышла на низменность, вероятно, во время регрессии, так как в нижних слоях пачки 5 морских диатомей не обнаружено. Основная часть морены отлагалась в прибрежно-морских условиях во время формирования отложений комплекса III. Судя по большой мощности морены (около 30 м) и залеганию в середине ее двух прослоев алевролита и песка тонкослоистого, отсортированного, видимо, флювиогляциального, ледник вышел на низменность до начала трансгрессии, т. е. до 2,2 млн л. Но насколько раньше? Следы тундро-степи в разрезе оз. Эльгыгытгын датированы 2,65–2,5 млн л., 2,5–2,3 млн л. там уже распространилась лиственничная лесотундра, а в слоях 2,26 млн л. отмечена пыльца сосны (Андреев и др., 2011). Похолодание 2,6–2,5 млн л. сопоставимо по масштабам и интенсивности с оледенениями позднего неоплейстоцена. На Аляске в это же время было 1-е долинное оледенение (Пушкарь, Черепанова, 2001). Видимо, оканаанское оледенение достигло низменности где-то около 2,25–2,20 млн л., а в горах началось несколько раньше, но все-таки заметно позже (на 0,2–0,3 млн л.), чем на Аляске произошло 1-е долинное оледенение. Центр оканаанского ледника, судя по увеличению роли гранитоидов, габброидов и другим особенностям петрографического состава галек и валунов, располагался в 120–150 км к югу от скв. 28.

Работа поддержана грантами ДВО РАН 15-I-2-063, 15-I-6-073.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев А. А., Меллес М., Венерик Ф. и др. Климат в позднем плиоцене / раннем плейстоцене на северо-востоке Сибирской Арктики по данным пыльцевых исследований отложений озера Эльгыгытгын // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : Материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сент., 2011 г.). – Апатиты : СПб., 2011. – Т. 1. – С. 33–36.
- Белевич М. А. К находке морских неогеновых диатомей в районе мыса Энмакай (северное побережье Чукотки) // Ученые записки НИИГА. Сер. Палеонт. и биостратигр. – 1969. – Вып. 28. – С. 73–75.
- Гладенков А. Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). – М. : ГЕОС, 2007. – 296 с.
- Гладенков Ю. Б. Проблемы стратиграфии неогена и квартера: взгляд из 2011 года // Материалы Всерос. науч. совещ. «Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России». – М. : ГЕОС, 2011. – С. 9–12.
- Диатомовые водоросли СССР: Ископаемые и современные. – Л. : Наука, 1974. – 400 с.
- Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации : пояснительная записка / А. С. Застрожных, В. К. Шкатова, Е. А. Минина и др. – СПб., 2013. – 220 с.
- Лаухин С. А., Белая Б. В., Величко С. В. Древнейшее (плиоцен-раннеплейстоценовое) оледенение Северо-Востока Азии // Четвертичный период. Методы исследования, стратиграфия и экология. – Таллинн : АН Эстонии, 1990. – Т. 2. – С. 121–122.
- Полякова Е. И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. – М. : Науч. мир, 1997. – 146 с.
- Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики. – Владивосток : Дальнаука, 2001. – 228 с.
- Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. – Владивосток : Дальнаука, 2008. – 174 с.
- Пушкарь В. С., Черепанова М. В., Лихачева О. Ю. Совершенствование зональной диатомовой шкалы плиоцена и квартера Северной Пацифики // Тихоокеан. геол. – 2013. – Т. 32, № 5. – С. 52–66.
- Свиточ А. А. Морской плейстоцен дальневосточных побережий России (стратиграфия и палеогеография) // Там же. – 2004. – Т. 23, № 3. – С. 76–93.
- Юрцев Б. А. Проблемы ботанической географии Северо-Востока Азии. – Л. : Наука, 1974. – 160 с.
- Andreev A. A., Wennerich V., Tarasov P. E. et al. Late Pliocene / Early Pleistocene environments of North-Eastern Siberia inferred from lake El'gygytyn pollen record // Geomorphology and Palaeogeography of Polar regions. – SPb. : SPbSU, 2012. – P. 241–243.
- Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P. et al. Pliocene Warmth, Polar Amplification, and Stepped Pleistocene Cooling Recorded in NE Arctic Russia // Science. – 2013. – Vol. 340. – P. 421–427.
- Koizumi I. Revised diatom biostratigraphy of DSDP Leg 19 drill cores and dredged samples from the subarctic Pacific and Bering Sea // JAMSTEC Rep. Res. Dev. – 2010. – Vol. 10. – P. 1–21.
- Laukhin S. A., Klimanov V. A., Belaya B. V. Late Pliocene and Pleistocene climates in Northern Chukotka // Antropozoic. – 1999. – Vol. 23. – P. 17–24.
- Lozhkin, A., Anderson, P. M. Vegetation responses to interglacial warming in the Arctic, examples from Lake El'gygytyn, Far East Russian Arctic // Climate of the Past. – 2013. – Vol. 9. – P. 1211–1219.

Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P. S. et al. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // *Science*. – 2012. – Vol. 337. – P. 315–320.

Polyakova Yelena I. Late Cenozoic Evolution of Northern Eurasian Marginal Seas Based on the Diatom

Record // *Polarforschung*. – 2001. – Vol. 69. – P. 211–220.

Sancetta C., Silvestri S. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // *Paleoceanography*. – 1986. – Vol. 1, No. 2. – P. 163–180.

Поступила в редакцию 12.05.2017 г.

ON THE AGE OF THE OLDEST GLACIATIONS IN CHUKOTKA

S. A. Laukhin, V. S. Pushkar, E. V. Tarasova, M. V. Cherepanova

New data have been obtained, which permitted a more reasonable validation of the age of the Zhuravlinoye and Okanaanskoye glaciations in the north of the Chukchi Peninsula. It has been established that the Zhuravlinaya moraine was deposited in coastal-marine conditions and corresponds to the second half of the Neodenticula koizumii zone, Neodenticula kamtschatica. At that time, the climate in the Vankarem depression close to modern, but more humid. This promoted the glaciation development. The Zhuravliny glacier most probably came down to the lowland in the interval of 3.2–3.1 Ma. The Okanaanskaya moraine may have reached the lowland during the regression of 2.25–2.20 Ma. In the mountains, the glaciation began somewhat earlier, yet later than the first valley glaciation in Alaska.

Keywords: glaciation, Pliocene, Pleistocene, Chukotka.