

УДК 551.791(571.651)

И.Д. ДАНИЛОВ

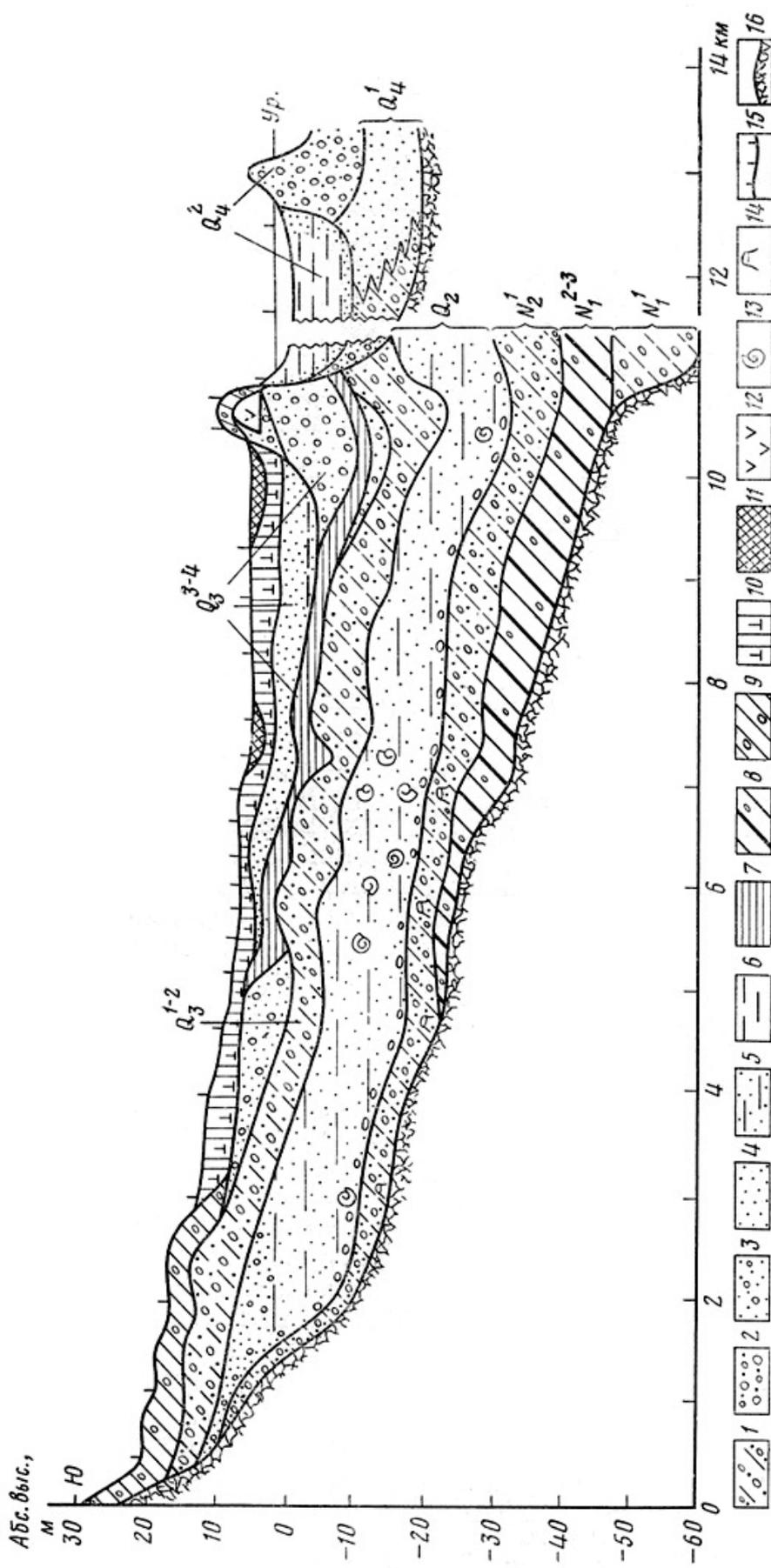
КАЙНОЗОЙ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧУКОТКИ

Кайнозойские отложения арктического побережья Чукотки по сравнению с тихоокеанским изучены значительно слабее вследствие его меньшей доступности и их худшей обнаженности. Многие проблемы стратиграфии и палеогеографии кайнозоя решаются на менее полном и достоверном материале. В частности, неясным остается вопрос о количестве и времени проявления в данном районе морских трансгрессий. На восточном и юго-восточном побережьях Чукотки устанавливаются морские фаунистически охарактеризованные отложения миоцена - песцовская свита, нижнего плейстоцена - пинакульская свита, среднего плейстоцена - крестовская свита, и верхнего плейстоцена - валькатленские, амгуэмские слои [Петров, 1966, 1976 и др.].

На арктическом побережье Чукотки фаунистически охарактеризованные толщи в разрезе кайнозоя редки, и морской генезис отложений в основном предполагается по косвенным признакам. Так, в разрезах буровых скважин на реках Рывееме и Пенъельхине первичная кора выветривания перекрыта «калевритами, отдельные горизонты которых содержат пропластки лигнитов. Появление в верхних слоях лигнитов хорошо окатанной гальки можно расценивать как свидетельство начавшейся на данном участке трансгрессии моря» [Пуминов и др., 1972]. Лигнитоносные отложения датируются А.П. Пуминовым и его соавторами олигоценом - миоценом и сопоставляются с песцовской свитой, выделенной на юго-западном побережье Чукотки. На лигнитоносных суглинках и песках в том же районе (низовья р. Рывеем) залегают песчано-галечные отложения, отнесенные на основании спорово-пыльцевых спектров к верхнему миоцену - нижнему плиоцену [Душина и др., 1975]. Согласно данным этих авторов, в песчано-галечных осадках А.М. Белевич выявлен комплекс диатомей, в составе которого доминируют морские неритические и сублиторальные виды и который хорошо сопоставляется с неогеновыми комплексами диатомей Сахалина и Камчатки.

Галечники и пески предположительно прибрежно-морского генезиса мощностью до 50-70 м залегают на абсолютных высотах 250-400 м - вершина горы Кнура, верховья р. Эквиатапа и др. [Пуминов и др., 1972]. Достоверно морские фаунистически охарактеризованные отложения установлены в пределах Валькарайской низменности в низовьях р. Рывеем, возраст их является предметом дискуссии и определяется неогеном в целом, плиоценом - ранним плейстоценом [Пуминов и др., 1972], средним плейстоценом [Данилов и др., 1975]. Наконец, отложения молодых верхнеплейстоценовых и голоценовых трансгрессий слагают прибрежные низменные участки и береговые формы рельефа.

Вопрос о морских трансгрессиях на арктическом побережье Чукотки в неогене и плейстоцене приобретает особое значение в связи с обсуждением проблемы Берингийской суши, соединения Тихого и Ледовитого океанов, миграциями морской фауны и пр.



Геологический разрез кайнозойских отложений Валькарайской низменности арктического побережья Чукотки

1 — галечники с песчано-суглинистым заполнителем; 2 — гравийные и гравийно-галечные отложения; 3 — пески крупно- и среднеразмерные с гравием и галькой; 4 — пески средне- и мелкозернистые; 5 — алевриты, пески мелко- и тонкозернистые иловатые; 6 — илы, глинистые илы; 7 — суглинки, глины иловатые, оторфованные; 8 — суглинки, реже глины, супеси с линзами и прослоями песков лигнитоносные; 9 — суглинки с гравием и галькой; 10 — алевриты, суглинки сильнольдистые отор-

фованные; 11 — торф; 12 — лед; 13 — остатки морской фауны моллюсков; 14 — древесные остатки; 15 — местоположение скважин; 16 — выветрелая поверхность коренных докайнозойских пород с фрагментарно развитыми остатками глинистой коры выветривания

N₁¹ — нижнемиоценовые галечники наиболее древних эрозивных врезов; N₁²⁻³ — рыпильхинская свита; N₂¹ — рывеемская свита; Q₂ — эрмакайская свита; Q₃¹⁻² — валькарайские слои; Q₃³⁻⁴ — лонговские слои; Q₄¹+Q₄² — голоценовые отложения

Материалом для настоящей статьи послужили результаты детальных исследований кайнозойских отложений Валькарайской низменности арктического побережья Чукотки, основанные на изучении керна многочисленных скважин и разрезов горных выработок.

Валькарайская низменность узкой (ширина в среднем 5-10 км) полосой протягивается вдоль Чукотского моря, абсолютные высоты ее увеличиваются от первых метров близ береговой линии до 15-20 м у подножия гор, окаймляющих низменность с юга. Мощность рыхлых отложений здесь 10-15 м и ступенчато возрастает в сторону моря, достигая у его берега 60 м. Рыхлые кайнозойские отложения залегают на выветрелых разрушенных палеозойских песчаниках, сланцах, а также на глинах с включениями обломков коренных пород и слабоокатанного гравия и гальки. Глины представляют собой, вероятно, остатки размытой и частично переотложенной коры выветривания, минеральный состав их каолинит-гидрослюдистый, мощность колеблется от 0,5 до 3-5 м. В зонах разрывных нарушений развиты линейные коры выветривания мощностью 30-50 м. Они лишены грубообломочных включений, однородны, пластичны, пестро окрашены, состав их мономинеральный (монтмориллонитовый).

Строение кайнозойских отложений прибрежной равнины Чукотского моря близ устья р. Рывеем показано на рисунке. В разрезе хорошо обособляются по литологическим признакам основные геологические тела. В северной прибрежной части низменности в неглубоких эрозионных врезах скального основания, протягивающихся субмеридионально, залегают галечники (5-7 м). Они перекрыты толщей преимущественно суглинистых отложений мощностью до 20-22 м с прослоями и линзами песков, супесей и составляют вместе единую, по В.Л. Сухорослову, рыпильхинскую свиту. Характерной особенностью толщи является наличие многочисленных углефицированных древесных остатков (лигнитов), а также линз и прослоев углефицированного торфа. В суглинках также постоянно отмечаются включения слабоокатанной гальки размером до 5-10 см и гравия преимущественно кварцевого состава. На суглинках с размывом залегают галечники с песчано-суглинистым заполнителем мощностью до 6-8 м (рывеемская свита), которые южнее, в предгорной части, перекрывают непосредственно докайнозойские коренные породы, выполняя древние неглубоко врезаемые (3-5 м) и ныне погребенные долины в устьях рек, выходящих из гор на приморскую равнину. В галечниках обнаружены обломки древесины, в том числе остатки крупных стволов лиственницы. Выше галечников повсеместно распространена толща морских тонко- и мелкозернистых песков и алевритов с фауной морских моллюсков, остракод и фораминифер мощностью 10-15 м (энмакайская свита по В.Л. Сухорослову). Эрозионные понижения в кровле песков и алевритов выполнены галечниками с песчано-суглинистым заполнителем мощностью 8-10 м (валькарайские слои). В центральной и прибрежной частях равнины галечники перекрыты осадками лонговской трансгрессии: лагунными илами, песками, слагающими прибрежные террасовидные уровни на абсолютной высоте 8-10 м и полузамкнутые плоскодонные понижения абсолютной высотой 4-5 м, а также гравелистыми галечниками, слагающими древние бары высотой до 10-12 м над уровнем моря. Вдоль его берега протягиваются современные бары, сложенные песчано-гравийными осадками и отчленяющие лагуны, дно которых слагают илы, глинистые илы, илистые пески.

Первая проблема, остро стоящая перед исследователями кайнозоя и характерная не только для Чукотки, - это разделение неогеновых и плейстоценовых отложений. Обычно стратиграфия кайнозоя приморских низменностей Северо-Востока основывается почти исключительно на результатах спорово-пыльцевого анализа [*Баранова, Биске, 1975; Карташова, Баранова, 1975; Душина и др., 1975, и др.*]. В то же время общеизвестна способность спор и пыльцы к переотложению, и поэтому нередко трудно определить: какая часть спектра является синхронной накоплению вмещающих осадков, а какая - аллохтонной. В решении проблемы разделения неогеновых и плейстоценовых отложений арктической Чукотки оказалось возможным использовать данные минералогического

анализа. Показательно распределение пироксенов и роговой обманки по разрезу кайнозойских отложений [Данилов и др., 1978]. Галечники в основании разреза, перекрывающие их суглинки с включениями лигнитов и лигнитоносными прослоями, содержат в тяжелой фракции от 1,6 до 5,2% пироксенов, которые фиксируются лишь в отдельных образцах, и от 4,0 до 8,7% роговой обманки. В гравийно-галечных отложениях, перекрывающих суглинки с лигнитами, количество первых остается примерно тем же, а вторых увеличивается до 19,7%. Во всех типах вышедших отложений количество тех и других значительно возрастает: пироксенов до 35, роговой обманки до 36-41,5%. Считать, что различия в содержании роговой обманки и пироксенов обусловлены сменой во времени питающих терригенно-минералогических провинций меньше оснований, чем связывать их с направленным изменением ландшафтно-климатических условий.

Действительно, в случае смены во времени питающих провинций следовало ожидать заметных и закономерных изменений в содержании и других терригенных, и в частности акцессорных минералов, однако они распределены по всему разрезу более или менее равномерно. Колебания в их содержании внутри одних и тех же толщ и слоев даже больше, чем между толщами и слоями.

Нельзя связывать также различия в содержании неустойчивых минералов с изменениями гидродинамической среды осадконакопления, ибо эти различия устанавливаются в осадках, отлагавшихся в близких гидродинамических условиях: например в галечниках, залегающих в нижних и верхних частях кайнозойского разреза.

Представления о разрушении неустойчивых минералов (пироксенов, амфиболов) при накоплении осадков, слагающих нижнюю часть кайнозойского разреза, на первый взгляд трудно согласуются с фактом одновременного обогащения их пиритом, который крайне неустойчив как по отношению к выветриванию, так и к транспортировке, осуществляющейся обычно в окислительных условиях. Однако это противоречие кажущееся, ибо пирит образует в осадках характерные округлые стяжения совместно с псаммито-пелитовым материалом вмещающей породы, что свидетельствует о его аутигенной природе. Таким образом, наиболее вероятно, что различия в содержании неустойчивых к выветриванию пироксенов и амфиболов связаны с изменениями палеогеографических условий седиментогенеза. Кайнозойские отложения в основании разреза - вплоть до кровли лигнитоносных суглинков - накапливались в условиях мягкого влажного климата и интенсивного развития процессов химического выветривания, верхние - уже в условиях сурового климата и резкого ослабления процессов химического выражения. Галечники, залегающие в кровле лигнитоносных суглинков, занимают по минеральному составу промежуточное положение между нижними и верхними частями разреза кайнозойских отложений, они формировались, вероятно, в условиях климата, переходного от теплого к суровому.

Спорово-пыльцевые спектры отложений, минеральный состав которых охарактеризован выше, по заключению Е.Е. Тер-Григорян, имеют следующие особенности. Галечники в основании кайнозойского разреза характеризуются попеременным преобладанием пыльцы покрытосеменных (20-73%) и голосемянных растений (10-70%) при небольшой роли спор (5-18%). Пыльца голосемянных принадлежит как породам умеренного климата: *Abies*, *Tsuga* (до 15%), *Picea* (до 15%), *Larix*, *Pinus s. g.* *Diploxylon*, *Pinus s. g.* *Нарлохylon* (до 50%), так и некоторым термофильным хвойным, в сумме составляющим 0,5-7% от группы древесных растений: *Podocarpus*, *Cedrus*, *Taxodiaceae*, *Sciadopitys*. Среди лиственных пород по обилию пыльцы выделяются *Betula* (5-36%) и *Alnus* (5-30%), пыльца термофильных лиственных пород в сумме составляет 2-12% и принадлежит большому числу родов: *Myrica*, *Comptonia*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocaria*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Corylus*, *Fagus*, *Castanea*, *Quercus*, *Ulmus*, *Ulmaceae*, *Celtis*, *Moraceae*, *Magnoliaceae*, *Liquidambar*, *Ilex*, *Acer*, *Tilia*, *Nyssa*, *Fraxinus*, *Lonicera*, *Viburnum*.

Высокий процент пыльцы хвойных и сравнительно небольшое количество пыльцы термофильных пород, даже при условии допущения синхронности всей пыльцы времени

накопления вмещающих осадков, исключают тождественность рассмотренных спектров состава типичной тургайской флоры и не дают оснований для отнесения отложений к олигоцену. Относимая к среднему - верхнему олигоцену омолойская свита Приморской низменности Северо-Востока СССР отличается господством пыльцы покрытосемянных (60—80%), пыльца теплолюбивых растений достигает 30-35%, характерно значительное участие пыльцы родов, составляющих ядро тургайской флоры, и наличие субтропических компонентов [*Карташова, Баранова, 1975*]. Следовательно, нижний предел времени накопления галечников можно датировать ранним миоценом, а возраст, скорее всего концом раннего миоцена.

Лигниносные опесчаненные суглинки, супеси, пески, залегающие непосредственно выше галечников по разрезу, характеризуются уменьшением суммы пыльцы термофильных пород и выпадением из спектров пыльцы наиболее требовательных к теплу растений: *Podocarpus*, *Sciadopitys*, *Taxodiaceae*, *Moraceae*, *Magnoliaceae*, *Sterculiaceae*, *Liquidambar*, *Celtis*. Вместе с тем пыльца некоторых теплоумеренных растений сохраняется (*Cedrus*, *Nyssa*, *Comptonia*, *Carya*). Закономерные изменения в составе спорово-пыльцевых спектров и положение в разрезе позволяют считать возраст отложений более молодым по сравнению с нижележащими галечниками. Суглинки в верхней части разреза лигниносной толщи характеризуются преобладанием в спектрах пыльцы березы и ольхи, роль пыльцы хвойных, за исключением кедрового стланника, уменьшается. Окончательно исчезает пыльца термофильных хвойных растений, сохраняется только пыльца родов, свойственных умеренному климату: пихты, тсуги, ели, сосны, лиственницы. Среди лиственных пород пыльца умереннотеплолюбивых растений (граб, дуб, орех, лещина, падуб, восковница) составляет 1-5%.

Возраст толщи лигниносных осадков можно с достаточной уверенностью рассматривать в целом как миоценовый. Нижняя возрастная граница галечников в их основании, как уже отмечалось, - ранний миоцен. Относительно верхней возрастной границы лигнитоносной толщи можно сказать следующее. Фаунистически охарактеризованные отложения плиоцена на арктическом побережье Чукотки не установлены. Позднеплиоценовые отложения ольховской свиты восточной Камчатки содержат до 20% вымерших видов моллюсков, подавляющее большинство моллюсков относится к современным бореальным (50%) и аркто-бореальным (42%) видам, отмечаются малочисленные арктические формы (8%), живущие сейчас в Северном Ледовитом океане [*Петров, 1976; Гладенков, 1978*]. Спорово-пыльцевые спектры ольховской свиты характеризуют растительность, произраставшую в условиях, близких или даже более прохладных, чем современные, которая, возможно, имела лесотундровый характер. В спектрах преобладает пыльца ольховника, кустарниковой березки, кедрового стланника; пыльца хвойных древесных пород единична и, вероятно, переотложена; много пыльцы кустарничков и трав [*Гладенков, 1978*]. Следовательно, есть все основания считать, что в позднем плиоцене климатические условия были уже весьма суровыми, и, если на восточном побережье Камчатки растительность имела лесотундровый характер, то на арктическом побережье Чукотки скорее всего были распространены тундровые ландшафты.

Раннеплиоценовые отложения берингийской трансгрессии на Аляске и синхронные им отложения усть-лимимтэваямской свиты о. Карагинского близ восточного побережья Камчатки характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, отражающими лесную растительность, развитие которой соответствует более мягким климатическим условиям, чем современные [*Гладенков, 1978*]. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных, главным образом хвойных пород и кустарников (*Alnaster* и *Betula sec. Nanae*), что позволяет говорить о распространении в раннем плиоцене на побережьях Камчатки и Аляски таежной растительности, т.е. о климате, переходном от теплоумеренного позднего миоценового к суровому позднеплиоценовому.

Исходя из вышеизложенного, можно наметить и верхний возрастной предел времени накопления толщи лигнитоносных отложений арктического побережья Чукотки, который определяется, скорее всего ранним плиоценом, т.е. подтверждается вывод о миоценовом в целом возрасте толщи.

В спорово-пыльцевых спектрах галечников, венчающих доплейстоценовый разрез, преобладает пыльца древовидной березы (до 35%), в заметных количествах присутствует пыльца ели (до 10%), сосен, лиственницы. В отдельных образцах встречаются единичные зерна (вероятно, переотложенные) пыльцы пихты, тсуги, граба, лещины. На существование участков хвойных лесов указывает присутствие пыльцы плауна *Linnaea borealis* - типичного растения темнохвойного леса. Тундровые ландшафты в период накопления галечников на равнинах арктической Чукотки еще отсутствовали, растительность была лесной: хвойно-мелколиственной, тем не менее климат был уже достаточно суровым. Среди растительных остатков встречается древесина ели, а также почти свежая древесина лиственницы и ивы прекрасной сохранности, что, по мнению В.Р. Филина, свидетельствует о ее захоронении в условиях вечной мерзлоты. Иными словами, есть основания полагать, что лесная таежная растительность сочеталась с мерзлыми грунтами. Исходя из вышеизложенного, возраст галечников определяется скорее всего как нижнеплиоценовый, ибо растительность верхнего плиоцена Чукотки была уже близка современной, т.е. тундровой. По положению в разрезе и условиям залегания галечники довольно хорошо коррелируются с берингийскими слоями близ г. Нома на Аляске [Гопкинс, 1965], которые содержат пыльцу ели, пихты, тсуги, лиственницы, сосны, а в районе мыса Океанического на арктическом побережье Аляски - древесину ели и лиственницы.

Большая неясность существует в вопросе о генезисе рассмотренных доплейстоценовых отложений. В них отсутствуют макро- и микрофаунистические остатки, достоверные комплексы диатомовых водорослей не установлены. Неогеновые неритические и сублитеральные морские диатомеи, найденные А.М. Белевич в галечниках, залегающих над лигнитоносными суглинками [Душина и др., 1975], могут не быть синхронны времени накопления вмещающих их осадков, поскольку в вышележащих плейстоценовых отложениях и даже современных осадках встречается явно переотложенная типично морская диатомовая флора, включающая, по определению Е.И. Поляковой, около 20 форм (среди которых доминируют *Thalassosira zabelinae* Jouse, *Thalassionema nitzschioides* Grun, *Melosira sulcata* (Eur.) Kutz et var.) и также вполне сопоставимая с комплексами диатомей из миоценовых отложений Сахалина [Шеиукова-Порецкая, 1967]. Значительное количество морских неритических и сублитеральных видов, а также присутствие океанических форм явно говорят о том, что в миоцене на арктическом побережье Чукотки в значительных масштабах происходило накопление типично морских тонкозернистых осадков, а не галечников с песчано-суглинистым заполнителем, или по крайней мере не только их. Однако достоверных данных о местонахождении морских неогеновых пород пока нет.

Имеются определенные основания считать, что лигнитоносные суглинки, супеси и пески накапливались в отчлененных от моря мелководных лагунах. Для этих отложений характерно очень высокое содержание легкорастворимых солей. Общая минерализация достигает 4,5-6,2%. В составе анионов преобладают хлор (до 1,5-2,3%) и сульфаты (до 1,2-1,45%), в составе катионов доминирует натрий (до 1,5%). Показательно, что минерализация илистых осадков современных лагун арктического побережья Чукотки достигает 3,6-4,5%, среди анионов преобладают также хлор (до 1,5-2,0%) и сульфаты (до 1,3%), среди катионов - натрий (до 1,2%). Аналогии в характере минерализации современных лагунных илов и древних лигнитоносных отложений очевидны. Для минерального состава последних характерно значительное количество аутигенных пелит-сульфидных агрегатов, образование которых, по-видимому, связано с редукцией

сульфатов иловых вод в условиях восстановительной среды донных осадков, существенно обогащенных рассеянным органическим веществом.

Галечники, подстилающие и перекрывающие лигнитоносные отложения преимущественно суглинистого состава, отлагались, вероятно, в устьевых частях рек и являются близ подножия гор аллювиальными, сменяясь в направлении к морю сначала дельтовыми, а затем прибрежно-морскими. В последнем случае им свойственна также повышенная засоленность (от 0,5 до 3,5%), среди анионов преобладает то хлор, то сульфаты, среди катионов - натрий. В песчано-суглинистом заполнителе галечников, особенно в нижнем горизонте, высоко содержание новообразованных агрегатов пирита. Показательно, что по разрезу кайнозойских отложений они встречаются лишь в непосредственно перекрывающих доплейстоценовую толщу морских песках, отсутствуя в иных типах вышележащих плейстоценовых осадков.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы о палеогеографическом развитии арктической Чукотки в доплейстоценовом кайнозое. В палеогене побережье Чукотского моря и прилегающий шельф представляли собой слабо расчлененную денудационную равнину, в пределах которой шло интенсивное формирование площадных кор выветривания. По-видимому, в раннем миоцене равнина покрывается водами морского бассейна, возможно, соединявшегося с тихоокеанским. Его отложения, в основном размытые в последующие фазы активизации денудационных процессов, являлись источниками поступления в более молодые осадки переотложенной морской диатомовой флоры. При этом морские неогеновые отложения должны залегать на достаточно большой высоте, ибо переотложенные морские диатомеи встречены в современных осадках ручьев предгорий на абсолютной высоте около 100 м. Морские отложения предположительно плиоцен-раннеплейстоценового возраста известны на севере Чукотки на абсолютной высоте 250-400 м [Пуминов и др., 1972], морские террасы на побережье Аляски на высоте около 200 м [Хопкинс, 1976]. В связи с новыми данными о возможном соединении Тихого и Ледовитого океанов в миоцене следует напомнить о приводимых С.А. Стрелковым [1965] фактах: находке В.Н. Саксом в устье Енисея створки миоцен-четвертичного моллюска - *Lingula hians* Swainson, обитающего сейчас в Тихом океане к югу от берегов Японии, а также о находке К.А. Воллосовичем на о. Котельном черепа тихоокеанской морской коровы *Desmostylus* или ее ближайших родственников. В конце нижнего миоцена происходит поднятие территории, усиление денудационных процессов, в результате чего формируются неглубокие эрозионные врезы, выполненные галечниками. Затем наступает эпоха стабилизации рельефа и накопления в условиях низменных побережий и лагун лигнитоносных толщ тонкодисперсного состава. Лагунные миоценовые осадки залегают на глубине 20-50 м ниже современного уровня моря, следовательно, в это время через Берингов пролив могла осуществляться крайне незначительная и, вероятно, прерывистая связь между арктическим и тихоокеанским бассейнами. В раннем плиоцене равнины арктической Чукотки и прилегающего шельфа испытывают поднятие, здесь формируются толщи аллювиальных и прибрежных галечников с остатками крупных древесных стволов.

Отложения верхнего плиоцена - нижнего плейстоцена на изученной территории арктической Чукотки нами не установлены. В смежных районах выделяются морские отложения высоких террасовых уровней как севернее, так и южнее Берингова пролива, относимые к позднему плиоцену - раннему плейстоцену или нижнему плейстоцену [Пуминов и др., 1972; Петров, 1976], что свидетельствует о широком соединении Тихого и Ледовитого океанов в это время.

Разрез собственно плейстоценовых отложений в изученном нами районе Валькарайской низменности начинается с морской толщи серых тонко- и мелкозернистых песков и алевритов, которые у подножия гор фациально замещаются гравелистыми песками и галечниками (энмакайская свита). Мощность отложений в среднем около 10 м, абсолютные высоты залегания кровли близ гор +5, +10 м и уменьшаются к берегу моря до

-20, -25 м (рисунок). Пески и алевриты хорошо сортированы, слоистость слабовыраженная горизонтальная. Встречаются включения гальки и валунов размером до 0,3-0,5 м в поперечнике, которые образуют скопления в основании толщи. В песках и алевритах содержатся раковины морских моллюсков, представленные в основном широко распространенными аркто-бореальными видами: *Nuculana pernula* (Müller), *Musculus corrugatus* (Stimpson), *Astarte montagui montagui* (Dylwyn), *Axinopsida orbiculata* (Sars), *Gomphina fluctuosa* (Gould), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Hiatella arctica* (Linne), *Mya truncata ovata* Yensen и арктическими: *Portlandia arctica* (Gray), *Yoldiella intermedia* (Sars), *Y. fraterna* (Verril et Bush), *Buccinum groenlandicum* Chemnitz (заключение О.М. Петрова).

В этих же отложениях обнаружены остатки фораминифер, которые, по определению Г.Н. Недешевой, представлены следующими видами: *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *G. gibba* d'Orb., *Fissurina laevigata* Reuss, *Buccella frigida* (Cushman), *B. inusitata* Andersen, *B. hannai arctica* Voloshinova, *Cribrononion obscurus* Gudina, *Pninaella pulchella* Parker, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* Gudina, *P. asterotuberculatum* (Voorthuysen), *Elphidium subclavatum* Gudina, *Elphidiella* cf. *urbana* Khoreva, *E. groenlandica* (Cushman), *E. arctica* (Parker et Jones), *Criboelphidium goesi* (Stschedrina), *Nodosaria* sp. Комплекс микрофауны включает и морские остракоды (определения Е.В. Постниковой): *Heterocyprideis sorbiana* (Jones), *Cytheridea* cf. *papillosa* Bosquet, *Eucythere argus* (g.o. Sars), *Loxoconcha venepidermoidea* Swain, *Cytheropteron montrosiensis* Brady, Crosskey et Robertson. Преобладают раковины *Heterocyprideis sorbiana*, представленные как взрослыми, так и ювенильными формами разных стадий развития.

В песках и алевритах обнаружена также диатомовая флора, насчитывающая, по заключению Е.И. Поляковой, в разных пробах от 40 до 80 форм, из которых 20-22 обычно морские. В отдельных образцах содержание морских диатомей достигает 100%. Среди них преобладают сублиторальные, в основном бентосные виды: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun, *Triceratium arcticum* Bright и планктонные неритические: *Thalassiosira nordenskioldii* Cl., *Th. decipiens* (Grun.), Jorg., *Th. graviata* Cl., *Porosira glacialis* Jorg. Присутствуют единичные солоноватоводные и пресноводно-солоноватоводные диатомей: *Diploneis smithii* (Breb.), *D. ovalis* (Hilse) Cl., *Bacillaria paradoxa* Gmelin, *Achnanthes hauckiana* Grun и некоторые другие. Кроме того, - совместно с морскими встречено большое количество видов (29-46) пресноводных диатомей, широко распространенных во всех типах современных континентальных водоемов и поступающих в море вместе с речным стоком.

Литологические и палеонтологические данные свидетельствуют, что накопление осадков, включающих вышеназванные остатки фауны и флоры, происходило в условиях неглубокого ледовитого морского арктического бассейна типа современного Чукотского моря, достигавшего подножия гор и заходившего в приустьевые части межгорных долин.

Стратиграфическое положение толщи недостаточно ясно. Малакофауна в ней имеет явно более молодой облик по сравнению с фауной из пинакульской свиты, относимой к нижнему плейстоцену [Петров, 1976]. С определенной долей условности ее можно коррелировать с крестовской свитой тихоокеанского побережья Чукотки, относимой О.М. Петровым [1966, 1976] к среднему плейстоцену, хотя не исключена возможность корреляции с отложениями верхнеплейстоценовой валькатленской (пелукской) трансгрессии.

В долинообразных понижениях кровли морских относительно глубоководных песков и алевритов, веерообразно расширяясь к морю, залегают галечники с песчано-суглинистым заполнителем средней мощностью 8-10 м. В галечниках отмечаются прослойки и линзочки намывного волокнистого торфа, сложенного гипновыми и сфагновыми мхами, в которых встречаются листочки *Betula* sec. *nanae*. Характерны захороненные псевдоморфозы по жильным льдам - свидетельство сурового климата времени формирования галечников, которое происходило в условиях низкотемпературной вечной

мерзлоты. Абсолютные высоты залегания галечников достигают 15-20 м, время их накопления соответствует эпохе восходящего тектонического развития территории арктического побережья Чукотки и регионального размыва, имевшего место на всем Северо-Востоке в первой половине верхнего плейстоцена. Подошва галечников опускается на глубину до 24 м ниже современного уровня моря, следовательно, по крайней мере до этих глубин происходило в это время осушение шельфа Чукотского моря. Выше галечников залегают лишь осадки, слагающие современные и древние системы баров и береговых валов, соответствующие им прибрежно-морские террасовые уровни, а также днища современных и древних лагун.

Древние бары прекрасно выражены в рельефе Валькарайской низменности, абсолютные высоты их достигают 8-12 м, они отчленяют от современных лагун и моря плоскодонные заболоченные днища древних ныне осушенных лагун на абсолютной высоте 4-5 м с массой остаточных крупных и мелких озер, ближе к горам им соответствует террасовый уровень на абсолютной высоте 8-10 м. Бары имеют протяженность до 20-25 км и более при ширине 0,2-0,5 км. Сложены они песчано-гравийно-галечными отложениями мощностью до 30 м, содержащими единичные раковины фораминифер; подстилаются лагунными илами, иловатыми черными глинами, суглинками со смешанной солоноватоводно-морской, солоноватоводной и пресноводной диатомовой флорой. На соответствующих древним барам террасовых поверхностях, а также заболоченных днищах осушенных лагун развиты торфяники, возраст которых по C^{14} около 8 тыс. лет [Тараканов и др., 1974], они подстилаются илистыми оторфованными и сильнольдистыми суглинками и алевритами мощностью 2-4 м, возраст которых по C^{14} около 34 тыс. лет [Тараканов и др., 1974]. Ниже приповерхностных торфяников, суглинков и алевритов залегают пески, реже гравийники и галечники, в основании которых вскрывается выдержанный слой лагунных илов, илистых глин и суглинков, либо мелкозернистых песков с фауной морских моллюсков.

Следовательно, во второй половине верхнего плейстоцена на арктическом побережье Чукотки имела место морская трансгрессия до абсолютных высот +10, +12 м, которая, вероятно, соответствует каргинской трансгрессии севера Сибири, имеющей возраст от 50 до 20 тыс. лет [Данилов, 1978], или воронцовской трансгрессии на Аляске. Береговые валы, высотой 7 м у мыса Барроу имеют радиоуглеродные датировки возраста от 40 до 25 тыс. лет [Хопкинс, 1976].

Наконец, вдоль современного берега моря прослеживаются молодые бары протяженностью до 25 км, шириной от 100-200 до 500 м и высотой 2-4 м над урезом воды. Бары на глубину до 12 м ниже уровня моря сложены хорошо промытыми гравийниками, которые подстилаются мелкозернистыми песками с редкой галькой, содержащими остатки фораминифер.

Отчлененные от моря современными барями лагуны сложены от поверхности дна до глубин порядка 10 м в различной степени опесчаненными и насыщенными органикой илами, в которых содержится микрофауна фораминифер и остракод, а также диатомовая флора смешанного (пресноводно-морского) типа. В нижней части илов комплексы фораминифер очень богатые как количественно (около 80 тыс. экз. на 100 г осадка), так и в отношении разнообразия видов, число которых достигает 22.

Геологическое строение современных баров и лагун позволяет сделать заключение, что накопление слагающих их осадков началось при уровне моря на 10-12 м ниже современного (предголоценовая регрессия). В максимум голоценовой трансгрессии уровень моря был на 2-4 м выше современного (высота современных баров). Этому этапу соответствуют, вероятно, богатые комплексы микрофауны фораминифер в основании лагунных илов. В последующем началась постепенная регрессия, продолжающаяся в настоящее время и приведшая к выходу современных баров из-под уровня моря.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Палеоботанические комплексы как основа стратиграфического разделения континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока СССР. В - сб. «Кайнозой Северо-Востока СССР». Тез. докл. Межведомств. стратиграф. совещания. Магадан, 1975.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. «Наука», М., 1978.

Гопкинс Д.И. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске. В кн. «Антропогенный период в Арктике и Субарктике». «Наука», М., 1965.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. Изд-во МГУ, 1978.

Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Рябова Е.И. [Морские среднеплейстоценовые отложения арктического побережья Чукотки](#). Докл. АН СССР, т. 225, № 2, 1975.

Данилов И.Д., Туркова М.Е., Фишкин О.Н. [Результаты минералогического изучения кайнозойских отложений арктического побережья Чукотки](#). Вестн. МГУ. Сер. геогр., № 5, 1978.

Душина И.В., Казакова Г.П., Ложкин А.В. и др. Кайнозойские отложения северного побережья Чукотки. В сб. «Кайнозой Северо-Востока СССР». Тез. докл. Межведомств. стратиграф. совещания. Магадан, 1975.

Карташова Г.Г., Баранова Ю.П. Континентальные отложения палеогена и неогена Приморской низменности. В сб. «Кайнозой Северо-Востока СССР». Тез. докл. Межведомств. стратиграф. совещания. Магадан, 1975.

Петров О.М. [Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова](#). «Наука», М., 1966.

Петров О.М. [Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое](#). В сб. «Берингия в кайнозое». Владивосток, 1976.

Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П., Ломаченков В.С. Неотектоника, палеогеография и процессы россыпеобразования на севере Чукотки в кайнозое. В сб. «Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов». Изд-во НИИГА, Л., 1972.

Стрелков С.А. Север Сибири. «Наука», М., 1965.

Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова М.И. Строение и абсолютный возраст новейших отложений Валькарайской низменности (Северная Чукотка). Докл. АН СССР, т. 216, № 5, 1974.

Хопкинс Д.М. [История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет](#). Сб. «Берингия в кайнозое». Владивосток, 1976.

Шешукова-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Изд-во ЛГУ, 1967.

Московская с/х академия
им. К.А. Тимирязева

Статья поступила в редакцию
5 февраля 1979 г.

Ссылка на статью:



Данилов И.Д. **Кайнозой Арктического побережья Чукотки**. Известия АН СССР, сер. геологическая, 1980, № 6, с. 53-62.