

УДК 551.8:551.791(571.651)

И. Д. ДАНИЛОВ

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧУКОТКИ

История развития прибрежных равнин северной Чукотки и прилегающего шельфа Чукотского моря приобретает особый интерес в связи с проблемой возникновения и разрушения Берингийской суши, соединявшей в недавнем геологическом прошлом Азию и Северную Америку и служившей мостом для миграции наземной фауны и флоры. Не менее важен вопрос о возрасте и продолжительности этапов соединения Тихого и Ледовитого океанов через Берингов пролив с точки зрения миграции и обмена морской фауной между этими бассейнами.

Сведения о строении кайнозойских отложений Арктического побережья Чукотки в отличие от Тихоокеанского очень ограничены. Но именно здесь в первую очередь возникали пространства Берингийской суши в регрессивные этапы развития данной области. В южных районах Чукотского моря отмечаются широкие области распространения небольших глубин (до 45-50 м), которые осушались в первую очередь в эпохи регрессий, когда амплитуда опускания уровня моря или поднятия суши не превышала 50 м.

Основой настоящего сообщения послужили результаты детальных исследований позднекайнозойских отложений Валькарайской низменности на северном побережье Чукотки, проведенные близ устья р. Рывеем. Приморская равнина здесь узкой полосой - шириною от 5 до 10-15 км - протягивается от подножий окаймляющих ее с юга гор по берегу Чукотского моря. Абсолютные высоты низменности не превышают 20 м. От гор к морю в рельефе прослеживаются последовательно снижающиеся ступени, группирующиеся в достаточно определенно выраженные уровни на абс. высотах 16-20, 8-10 и 4-5 м. Два верхних уровня тянутся в виде нешироких полос вдоль подножия гор. Наиболее низкий уровень образован обширными полузамкнутыми плоскодонными и заболоченными низинами, в плане напоминающими осушенные днища древних лагун. От современной лагуны этот уровень отделен хорошо выраженным, вытянутым параллельно берегу моря древним задернованным баром. Лагуну отгораживает от моря молодой бар.

Мощность слагающих равнину рыхлых пород возрастает от подножья гор, где она равна 10-15 м, к берегу моря, где превышает 60 м (рис. 1). Кайнозойские отложения залегают на выветрелых разрушенных палеозойских песчаниках, алевролитах, сланцах, местами превращенных в глины (мощность 0,5-3,5 м), которые представляют собой остатки размытой и частично переотложенной коры выветривания. Время ее формирования и широкого площадного распространения обычно датируется палеогеном, когда прибрежная равнина и прилегающие участки современного шельфа образовали поверхность со слабо расчлененным холмисто-увалистым денудационным рельефом. Суша далеко простиралась на север, занимая практически всю акваторию современного Чукотского моря, ибо остатки кор выветривания фиксируются на абс. отметках - 52-54 м.

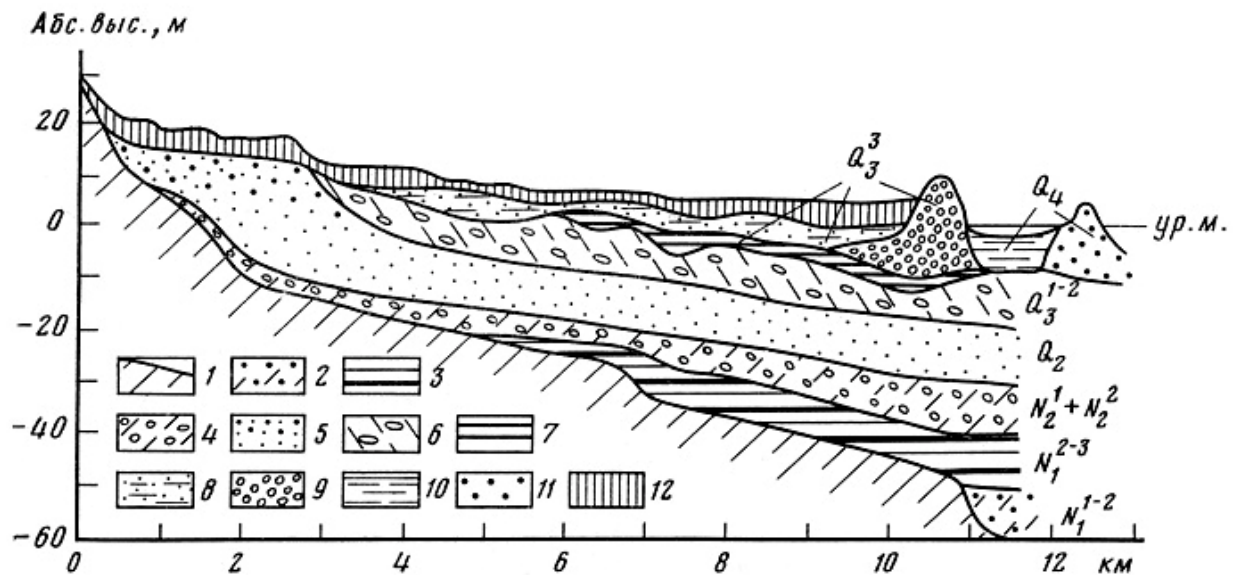


Рис. 1. Геологический разрез кайнозойских отложений Валькарайской низменности. 1 — кровля выветрелых палеозойских песчаников, алевролитов, сланцев с остатками глинистой коры выветривания; 2 — гравийно-галечные отложения древних ранне-среднемиоценовых эрозионных врезов; 3 — лигнитоносные суглинки с линзами и прослоями песка, супеси; возраст — средний — поздний миоцен; 4 — галечники с супесчано-суглинистым заполнителем, в основании слоя с остатками стволов деревьев; возраст — ранний — поздний плиоцен; 5 — пески, алевроиты с морской фауной, близ подножия гор гравийно-галечные отложения; возраст — средний плейстоцен; 6 — галечники с супесчано-суглинистым заполнителем; возраст — первая половина верхнего плейстоцена; 7 — илы верхнеплейстоценовой лагуны, подстилающие древний бар; 8 — илистые пески верхнеплейстоценовой лагуны, прислоненные к древнему бару, и прибрежно-морские гравелистые пески, слагающие террасу на абс. высоте 8—10 м; 9 — гравийно-галечные отложения древнего берегового бара; 10 — илы современной лагуны; 11 — гравийные отложения современного берегового бара; 12 — приповерхностные льдистые оторфованные суглинки, алевроиты, илы

В раннем миоцене слабо расчлененная и невысоко приподнятая над уровнем моря поверхность северной Чукотки заливалась водами теплого моря. Указанием на это является то, что в различных горизонтах кайнозойских отложений (вплоть до современных) встречаются, по заключению Е.И. Поляковой, морские неритические и сублиторальные виды диатомей, характерные для миоценовых отложений Сахалина и Камчатки. На Арктическом побережье Чукотки миоценовые морские фаунистически охарактеризованные отложения не установлены. Однако есть основания считать, что морской бассейн в миоцене покрывал значительные пространства, ибо переотложенная миоценовая диатомовая флора обнаружена в современных осадках ручьев на абс. высоте более 100 м. Вероятно, отложения этого бассейна, так же как и основная часть кор выветривания, в последующем были сильно размыты под воздействием различных денудационных процессов, протекавших в периоды субаэрального развития территории.

Наиболее древние установленные кайнозойские отложения вскрыты скважинами вдоль берега моря на глубинах от 48 до 60 м ниже его современного уровня. Они представлены локально развитыми гравийно-галечными отложениями мощностью 5-7 м, которые приурочены к неглубоким субмеридиональным эрозионным врезам в скальном основании. Различаются две литологические разновидности: галечники и гравийники. Первые состоят из гальки мелких и средних размеров средней окатанности, заполнителем между которыми является зеленовато-серый суглинок. Отложения гравийного состава промыты лучше, заполнитель в них - крупнозернистый песок. Спорово-пыльцевые спектры галечников, по заключению Е.В. Тер-Григорян [Архангелов и др., 1979], отражают умеренно теплолюбивую лесную растительность, в состав которой входили пихта, тсуга, ель, лиственница, сосна, береза, ольха. Заметный процент от суммы пыльцы

древесных растений составляют термофильные хвойные и лиственные породы, представленные большим числом родов. По характеру спорово-пыльцевых спектров отложения отличаются от типичной тургайской флоры, что исключает возможность их отнесения к отложениям древнее миоцена, в частности к олигоцену. Наиболее вероятным временем накопления гравийно-галечных отложений, выполняющих наиболее древние эрозионные врезы, является конец нижнего - средний миоцен.

Генезис гравийно-галечных отложений недостаточно ясен. Приуроченность к локальным понижениям эрозионного типа в кровле коренных пород говорит в пользу их аллювиального происхождения. В то же время промытые гравийные отложения с крупнозернистым песком скорее напоминают прибрежно-морские осадки. Об этом же говорят не только высокая засоленность отложений (она может быть и вторичной), но и наличие в песчано-суглинистом заполнителе галечников большого количества аутигенных пелит-сульфидных агрегатов [Данилов и др., 1978]. Наиболее вероятным представляется, что гравийно-галечные осадки отлагались в устьях впадающих в море горных рек.

Каков бы ни был генезис гравийно-галечных отложений, ясно, что они отлагались либо на суше, либо в прибрежной полосе моря, фиксируя его береговую зону. Поскольку абсолютная высота залегания гравийно-галечных отложений - 60 м, кровли - 48 м, можно с определенностью утверждать, что во время их накопления (вероятно, конец первой половины миоцена) относительный уровень моря располагался ниже его современного положения на 50-60 м (рис. 2). (Здесь и далее говорится об относительных колебаниях уровня моря, обусловленных скорее всего тектоническими причинами, возможно, в сочетании с гидроарктическими, также тектонически обусловленными.) Основываясь на этих данных, можно считать, что значительная часть шельфа Чукотского моря являлась в это время сушей и Берингов пролив не существовал.

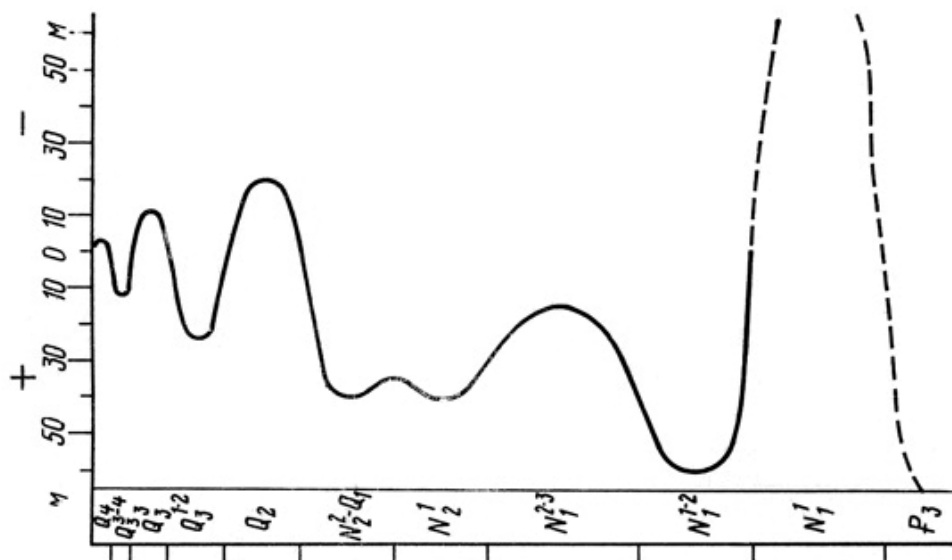


Рис. 2. Кривая тектонического колебания суши или изменения относительного уровня моря в пределах Валькарайской низменности Чукотки в позднем кайнозое фиксирует абсолютную высоту залегания подошвы континентальных отложений (вреза) и кровли морских отложений (трансгрессий) (+) — поднятие суши или опускание относительного уровня моря ниже современного; (—) — опускание суши или повышение относительного уровня моря выше современного

Галечники и гравийники в основании разреза кайнозоя перекрыты толщей преимущественно суглинистых отложений мощностью до 20-22 м с прослоями и линзами песков и супесей, постоянными включениями гальки и гравия главным образом кварцевого состава. Особенностью толщи является наличие углефицированных древесных остатков (лигнитов) и линз углефицированного торфа. По заключению Е.В. Тер-Григорян

[Архангелов и др., 1979], спорово-пыльцевые спектры из нижней, более песчаной части разреза характеризуются по сравнению с подстилающими галечниками уменьшением суммы пыльцы термофильных растений, хотя пыльца некоторых теплоумеренных растений (*Cedrus*, *Nyssa*, *Comptonia*, *Caria*) сохраняется. В спорово-пыльцевых спектрах суглинков в верхней части разреза лигнитоносной толщи преобладает пыльца березы, ольхи; роль пыльцы хвойных пород (за исключением кедрового стланика) уменьшается; исчезает пыльца термофильных хвойных растений, и сохраняются только роды, свойственные умеренному климату: пихта, тсуга, ель, сосна, лиственница. Небольшой процент (1-5%) среди лиственных пород составляет пыльца граба, дуба, ореха, лещины, падуба, восковницы.

Минеральный состав песчаной фракции лигнитоносных суглинков, супесей, песков характеризуется почти полным отсутствием неустойчивых к выветриванию минералов, и в частности наиболее показательных из них - амфиболов и пироксенов [Данилов и др., 1978]. Пироксены фиксируются лишь в отдельных образцах, составляя до 5,2%, амфиболы - до 8,7% тяжелой фракции. Сравнение минерального состава песчаной фракции плейстоценовых отложений и лигнитоносной толщи дает основание сделать заключение, что последняя формировалась в условиях теплого и влажного климата, характерного в зоне Арктической Чукотки для интервала времени не позднее миоцена.

Генезис лигнитоносных отложений является дискуссионным. Для них характерна повышенная минерализация, достигающая 4,5-6,2%. В составе легкорастворимых солей преобладают хлориды и сульфаты натрия. Общая минерализация и качественный состав солей близки к современным лагунным осадкам, что скорее всего свидетельствует о лагунном генезисе лигнитоносных отложений. Это предположение подтверждается наличием большого количества аутигенных пелит-сульфидных агрегатов, образование которых связано, по всей вероятности, с редукцией сульфатов минерализованных иловых вод лагун в условиях восстановительной среды донных осадков, существенно обогащенных тонкорассеянным органическим веществом. Подошва лигнитоносных отложений опускается в пределах доступной для изучения части территории у берега моря максимально на 48 м ниже его современного уровня, кровля постепенно повышается от моря к суше и достигает отметок - 25-15 м. Таким образом, если правильно предположение о лагунном генезисе лигнитоносных осадков, то можно считать, что относительный уровень моря во время их накопления постепенно повышался по сравнению с его первоначальным положением и достиг абс. отметки ~15 м (см. рис. 2). Таким образом, в позднем миоцене большая часть шельфа Чукотского моря была затоплена водами трансгрессировавшего моря. В это время, возможно, произошло незначительное по масштабам и, вероятно, прерывистое во времени соединение Тихого и Ледовитого океанов.

Лигнитоносные, преимущественно тонкозернистые отложения перекрываются галечником с плохо сортированным заполнителем и включениями остатков крупных стволов хвойных деревьев. Галечники имеют локальное площадное распространение и приурочены к древним погребенным неглубоким (3-5 м) эрозионным врезам. В разрезе кайнозойских отложений Валькарайской низменности они образуют слой мощностью 6-8 м, полого падающий от гор, где высота его залегания достигает абсолютных отметок 8-10 м, по направлению к морю, у берега которого он погружается до 30-40 м и, по-видимому, продолжается далее на еще более низких гипсометрических отметках.

Спорово-пыльцевые спектры из заполнителя толщи галечников характеризуются преобладанием пыльцы древовидной березы и достаточно высоким содержанием пыльцы ели, сосны и лиственницы. Здесь присутствуют остатки древесины ели и лиственницы, что является прямым свидетельством произрастания в это время на равнинах Арктической Чукотки таежной растительности. Есть основания считать, что в позднем плиоцене растительность Северо-Востока уже была близка современной. Так, например, позднеплиоценовые фаунистически охарактеризованные отложения ольховской свиты

восточной Камчатки, содержащие до 20% вымерших видов морских моллюсков, имеют спорово-пыльцевые спектры, характеризующие лесотундровую растительность, произраставшую в условиях, близких к современным или даже более прохладных [Петров, 1966]. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца кустарников (ольховник, кустарниковая березка, кедровый стланик), много пыльцы кустарничков и трав; пыльца хвойных древесных пород единична и, вероятно, переотложена [Гладенков, 1978].

В свете этих данных вряд ли справедливы существующие представления о позднеплиоценовом или даже плиоцен-нижнеплейстоценовом возрасте галечников, включающих остатки крупных древесных стволов хвойных пород, ибо невозможно предположить, что на Арктическом побережье Чукотки в позднем плиоцене росли хвойные леса, тогда как южнее, на побережье Камчатки, были развиты лесотундровые ландшафты. Наиболее вероятно, что накопление галечников со стволами крупных экземпляров елей и лиственниц на Арктическом побережье Чукотки происходило в раннем плиоцене. По условиям залегания они хорошо коррелируются с отложениями берингийской трансгрессии близ г. Нома на Аляске [Гопкинс, 1965], которые содержат ископаемую пыльцу и древесину ели, лиственницы, сосны, пихты, тсуги и на основании фаунистических комплексов датируются ранним плиоценом [Петров, 1976].

Подошва галечников берега моря опускается до глубины 40 м ниже ур. м., кровля до -30 м. Судя по характеру и условиям залегания, они погружаются еще ниже в пределах акватории Чукотского моря. Накопление аллювиальных галечников, естественно, происходило в субаэральных условиях, следовательно, в раннеплиоценовое время имела место регрессия Чукотского моря, относительный уровень которого понижался по сравнению с современным не менее чем на 40 м, а вероятно, и более. Шельф Чукотского моря, глубины которого в южной его части на значительной площади составляют 45-50 м, представлял собой сушу, соединявшую Азию с Северной Америкой. По-видимому, в это время имела хорошая возможность для широкого обмена лесной таежной флорой и фауной между обоими материками.

В наиболее полных разрезах галечники разделены слоем супесей и песков с растительными остатками на два горизонта, из которых верхний, вероятно, отвечает второй половине плиоцена. Формирование его происходило в условиях мерзлых грунтов, следы которых сохранились в виде небольших клиновидных псевдоморфоз по жильным льдам.

Широко распространены к югу и к северу от Берингова пролива морские отложения, относимые к позднему плиоцену - раннему плейстоцену. Они слагают высокие террасовые уровни на абсолютной высоте от 100-120 [Петров, 1976] до 200 м [Пуминов и др., 1972]. На основании этих данных делается вывод о широком соединении через Берингов пролив Тихого и Ледовитого океанов в позднем плиоцене - раннем плейстоцене.

В пределах низменных прибрежных равнин на севере Чукотки плиоценовые галечники перекрыты фаунистически охарактеризованными морскими песками и алевритами, подошва и кровля которых постепенно поднимаются соответственно от -38-18 м у берега моря до -10+10 м у подножия гор. Здесь морские пески и алевриты фациально замещаются прибрежно-морскими песчано-галечными отложениями, выклинивающимися на абс. высоте ~15 м. Тонкозернистые морские пески и алевриты включают валуны размером до 0,5-0,6 м в поперечнике - свидетельство ледовитости бассейна осадконакопления. Содержащаяся в морских осадках фауна моллюсков имеет арктический и субарктический характер; о холодноводности бассейна, в котором она обитала, свидетельствует также состав фораминифер, остракод, диатомовой флоры [Данилов и др., 1975]. По характеру фауны моллюсков и других палеонтологических остатков морские пески и алевриты не могут быть сопоставлены с отложениями раннеплейстоценовой пинакульской трансгрессии и, скорее, коррелируются с

отложениями среднеплейстоценовой крестовской трансгрессии Тихоокеанского побережья Чукотки [Петров, 1966; 1976]. Если эта корреляция отвечает действительности, можно сделать вывод, что холодноводная среднеплейстоценовая трансгрессия в пределах Арктического побережья Чукотки достигала абсолютных высот ~15 м, а глубина Берингова пролива в это время увеличилась не менее чем на эту величину.

На морские среднеплейстоценовые пески и алевриты в пределах эрозионных понижений, выработанных в их кровле, с размывом ложатся аллювиальные галечники. Они перекрыты прибрежно-морскими и лагунными отложениями, формирующими низкие террасовые уровни на абс. высотах 8-10 и 4-5 м. Льдистые алевриты с линзами торфа, слагающие поверхность этих уровней, получили возрастную датировку по C^{14} в 33700 ± 880 лет [Тараканов и др., 1974]. Таким образом, возраст аллювиальных галечников, подстилающих прибрежно-морские и лагунные террасовые отложения, древнее и может быть датирован первой половиной верхнего плейстоцена. Близ берега моря подошва галечников опускается на 24, а кровля - на 16 м ниже уреза воды. Отсюда следует, что формирование аллювиальных галечников протекало в условиях регрессии Полярного бассейна. Это позволяет считать, что в первой половине верхнего плейстоцена прибрежная часть шельфа Чукотского моря являлась сушей, простиравшейся, вероятно, далеко к северу от современного берега Чукотского моря. Именно тогда происходил широкий обмен тундровой флорой и фауной между Азией и Америкой.

Низкие уровни и береговые формы рельефа приморской равнины сложены позднеплейстоценово-голоценовыми прибрежно-морскими и лагунными осадками. Как уже отмечалось, непосредственно вдоль берега моря, отгораживая от него лагуны, протягивается современный бар, а с внутренней стороны лагун расположен древний бар, который отгораживает осушенные днища древних лагун на абс. высоте 4-5 м.

Древний бар от поверхности (с абс. высоты 8-10 м) до глубины 24 м ниже ур. м. сложен гравийно-галечными отложениями. Они подстилаются лагунными иловатыми осадками с подошвой на абс. высоте -27 м. Лагунные и перекрывающие их грубозернистые гравийно-галечные осадки достаточно определенно фиксируют береговую линию в начальные этапы формирования древнего бара при положении относительного уровня моря на 24-27 м ниже современного. Древнему бару в пределах приморской равнины соответствует прибрежно-морской террасовый уровень на абс. высоте 8-10 м. Он сложен преимущественно разномерными песками с гравием, которые перекрыты оторфованными алевритами и суглинками с линзами торфа и растительными остатками. Возраст торфа из одной такой линзы, как уже отмечалось, равен ~34 тыс. лет. Следовательно, время накопления основной толщи отложений террасового уровня, как и формирование древнего бара, древнее. Вероятнее всего, оно соответствует времени формирования широко распространенной на Арктическом побережье Азии каргинской террасы, возраст которой на основании радиоуглеродных датировок в стратотипическом районе ее развития в низовьях Енисея оценивается в интервале от 50 до 20 тыс. лет назад [Данилов, 1978].

Относительный уровень Полярного бассейна в эту эпоху Арктического побережья Чукотки был не менее чем на 10 м выше современного.

Данные по Арктическому побережью Чукотки свидетельствуют также, что каргинской трансгрессии здесь предшествовала обширная регрессия моря, относительный уровень которого был не менее чем на 24-27 м ниже современного.

Молодой бар, отгораживающий современную лагуну, сложен (до глубины 12 м ниже ур. м.) грубозернистыми осадками преимущественно гравийного состава. Примерно на этой же глубине (9,5-10,0 м ниже ур. м.) располагается подошва илов, слагающих дно современной лагуны. Осадки бара и лагуны имеют, несомненно, голоценовый возраст. Процесс их формирования еще продолжается. Накопление гравийников молодого бара началось при относительном положении уровня моря на 12 м ниже современного. На

подводном береговом склоне Арктической Чукотки и Аляски, как известно, установлены затопленные береговые линии. Возраст береговой линии на глубине 20 м в зал. Нортон на Аляске составляет всего лишь 10 тыс. лет [Хопкинс, 1976]. Можно думать, что береговая линия на глубине 12 м, когда началось накопление грубозернистых осадков современного бара, моложе и имеет возраст порядка 6-8 тыс. лет.

Устанавливается следующая, на первый взгляд, парадоксальная картина, свойственная развитию лагунно-баровых берегов северного побережья Чукотки: стабильное положение береговой линии моря на фоне развития его трансгрессии. В максимум голоценовой трансгрессии относительный уровень моря на Арктическом побережье Чукотки превышал современный примерно на 3-4 м. Это не только высота основной поверхности молодого бара, но и синхронной ему низкой лагунной террасы. Несмотря на изменение относительного уровня моря с -12 до 3-4 м, голоценовый бар не менял своего положения. Иными словами, поднятие уровня моря (или погружение суши) компенсировалось прибрежно-морским осадконакоплением в виде баровой постройки, и береговая линия моря сохраняла свое первоначальное положение в ходе развития трансгрессии. После достижения голоценовой трансгрессией своего максимума началось понижение уровня моря, приведшее к его современному положению.

ЛИТЕРАТУРА

Архангелов А.А., Карташова Г.Г., Коваленко Ф.Я. Плахт И.Р., Тер-Григорян Е.В., Фишкин О.Н. Палеоцен и неоген северного побережья Чукотки. - В кн.: Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск; Наука, 1979, с. 40-52.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Гопкинс Д.И. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске. В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Наука, 1965, с. 131.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.

Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Рябова Е.И. [Морские среднеплейстоценовые отложения Арктического побережья Чукотки](#). Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 2, с. 393.

Данилов И.Д., Туркова М.Е., Фишкин О.Н. [Результаты минералогического изучения кайнозойских отложений Арктического побережья Чукотки](#). Вести. МГУ. Сер. геогр., 1978, № 5, с. 32.

Петров О.М. [Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова](#). М.: Наука, 1966. 290 с.

Петров О.М. [Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое](#). В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1978, с. 28.

Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П., Ломаченков В.С. Неотектоника, палеогеография и процессы россыпеобразования на севере Чукотки в кайнозое. В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л.: НИИГА, 1972, с. 58.

Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова В.И. [Строение и абсолютный возраст новейших отложений Валькарайской низменности \(Северная Чукотка\)](#). Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 5, с. 1128.

Хопкинс Д.М. [История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет](#). В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с. 9.

Ссылка на статью:



Данилов И.Д. **Позднекайнозойская история северного побережья Чукотки**. Известия АН СССР, сер. географическая, 1982, № 5, с. 86-92.