

А.П. Пуминов, Ю.П. Дегтяренко

О ДИНАМИКЕ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ СССР В КАЙНОЗОЕ

Анализ представлений о времени трансгрессивных ритмов развития прибрежно-шельфовой области Северо-Востока СССР (см. таблицу) свидетельствует об отсутствии в работах, приведенных в таблице, единых принципов подхода к генетической интерпретации и определением возраста осадков морского происхождения. Вероятнее всего, сложная эволюция и значительные расхождения представлений объясняются разной степенью изученности отдельных районов и принадлежностью последних к разным морфоструктурным областям с разной историей развития, что, естественно, лишало исследователей возможности выполнить должную систематизацию и палеогеографический синтез имеющихся данных. Относительно большие возможности выполнения этих двух задач появились в последние годы [Пуминов, 1981 а,б].

Материалы, полученные при геологических исследованиях кайнозойского покрова прибрежных равнин, долин приморских гор Северо-Востока СССР и сравнительно узкой доступной для бурения со льда полосы подводного берегового склона восточно-арктических морей, позволяют пересмотреть как стратиграфические соотношения и возраст морских отложений в отдельных разрезах, так и порайонное сопоставление морских слоев. С учетом новых фактических данных и в результате переинтерпретации прежних материалов кайнозойская история восточно-арктических морей СССР может и должна быть представлена по-новому [Пуминов, 1981а].

Возрастные интервалы распространения морских трансгрессий в пределы современных низменностей по представлениям разных исследователей

Авторы, год	Возрастные индексы											
	P ₁	P ₂	P ₃	N ₁	N ₂	Q ₁	Q _{II}	Q _{III} ¹	Q _{III} ²	Q _{III} ³	Q _{III} ⁴	Q _{IV}
Баранова, Бискэ, 1964					==			==				
Петров, 1966					==		==	==		==		==
Дегтяренко, 1971					==							==
Загорская и др., 1972					==	==	==	==				==
Иванов, 1973	**	**	**		==		==			==		==
Пуминов, 1975				**	==		==	==				==
Бискэ, 1975, 1978					==	==	==	==		==		==
Ласточкин, Федоров, 1978					==							==
Гладенков, 1978					==	==						==
Пуминов, 1981 а,б	***	***		==	==							==

Условные обозначения: == морской режим, * -- параличский режим.

В целях уверенного решения вопроса о числе трансгрессивных ритмов и возрастных интервалах прохождения морских трансгрессий представляется обязательным учет количества циклов формирования речной сети, сведения о чем имеются в материалах, освещающих строение погребенных речных долин побережья и прибрежных зон дна моря на ряде участков рассматриваемого региона. Новейшие исследования свидетельствуют о проявлении трех циклов формирования речной сети в восточно-арктической шельфовой области СССР: палеоцен-ранне-среднеолигоценового, ранне-среднеплиоценового и плейстоценового [Пуминов, 1981б]. Следовательно, если основываться на изложенных результатах, трансгрессии моря в пределы современной суши происходили в оставшиеся возрастные интервалы: миоцен, поздний плиоцен и голоцен. Однако следует отметить, что в строении разрезов Анадырской, Чаунской и других низменностей, а также дна губ (Колючинской, Чаунской и др.) участвуют отложения, охарактеризованные остатками морских организмов или по литологическим особенностям, наряду с палеоботаническими данными, свидетельствующие о существовании морских (отчасти паралических) режимов осадконакопления на некоторых их участках в палеоцене-эоцене.

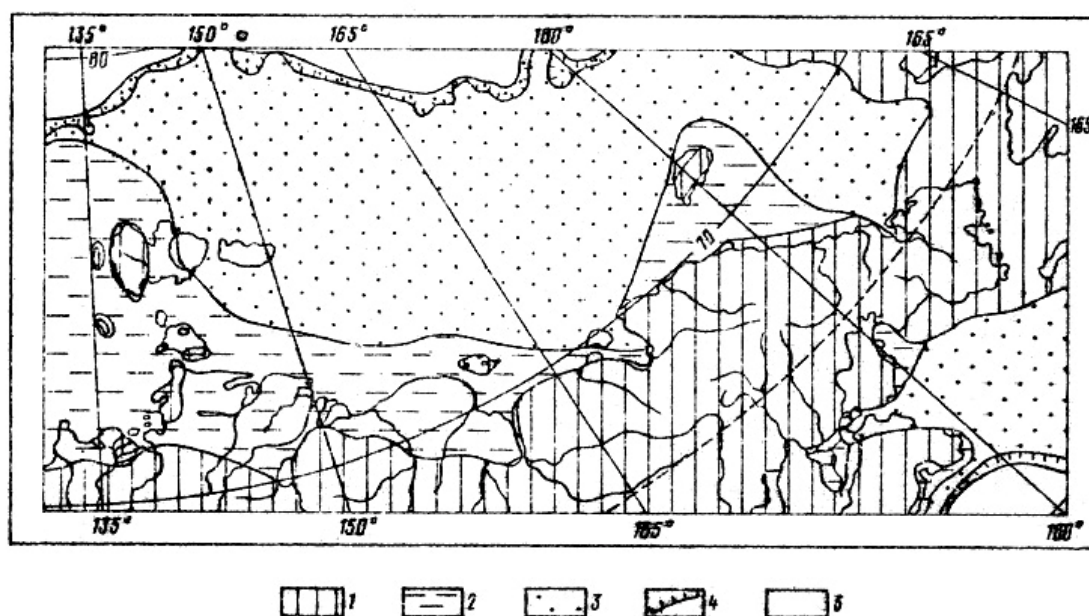


Рис. 1. Палеогеографическая схема эоценового и ранне-среднеолигоценового времени (масштаб 1:15 000 000)

1 – суша в эоцене; 2 – лагунные равнины с паралическим осадконакоплением в эоцене; 3 – море в эоцене, равнина в раннем-среднем олигоцене; 4 – бровка континентального склона; 5 – непрерывное существование моря в эоцене и раннем-среднем олигоцене

Итак, кайнозойская толща рыхлых отложений прибрежных равнин, долин в приморских горах и прилегающих к тем и другим участков дна морей восточной части Советской Арктики сформировалась за 4 седиментационных ритма. Каждый из них складывается: а) континентальными отложениями, отвечающими денудационному этапу и в большей своей части переработанными или полностью уничтоженными деятельностью трансгрессивных вод моря и б) отложениями, отвечающими бассейново-морскому абразионно-аккумулятивному этапу развития.

Рассмотрим и кратко охарактеризуем первые три седиментационных ритма и более обстоятельно остановимся на особенностях последнего, четвертого, ритма, трансгрессивный цикл которого, по всей вероятности, еще остается незавершенным.

Самый ранний из кайнозойских седиментационных ритмов - палеоцен-эоценовый, длительность которого около 30 млн. лет, - проходил в условиях спокойного тектонического режима и характеризовался широким развитием процессов выравнивания рельефа и формированием на большой площади осадков в паралическом режиме (рис. 1). В настоящее время, например в Чаунских низменности и губе, аллювий этого возраста располагается на глубинах ниже уровня моря - -55-65 м, озерно-аллювиальные - -60-90 м, паралические фации - -90-140 м, морские глины - -90-140 м. В бухте Камак (Колочинская губа) морские глины располагаются на глубине 45-70 м ниже уровня моря. В Анадырской низменности и заливе паралические отложения достигают мощности 400 м и более, в западных районах, например в проливе Дмитрия Лаптева, их мощность не превышает 100 м.

Ранне-среднеолигоценовое время характеризуется оживлением тектонических движений, имевших наибольшие амплитуды поднятий в восточной части региона, результатом которых явились хорошо выраженные врезы речных долин и смены морских режимов озерно-аллювиальными (рис. 1). К примеру, тальвег олигоценового вреза в области долины р. Кымынейвеем, находится ныне на отметке 150 м ниже уровня моря. В районе Анадырской впадины свидетельства смены морского (паралического) режимов на лимнический отмечаются на глубинах 500-900 м, а мощность отложений равна 300 м и более.

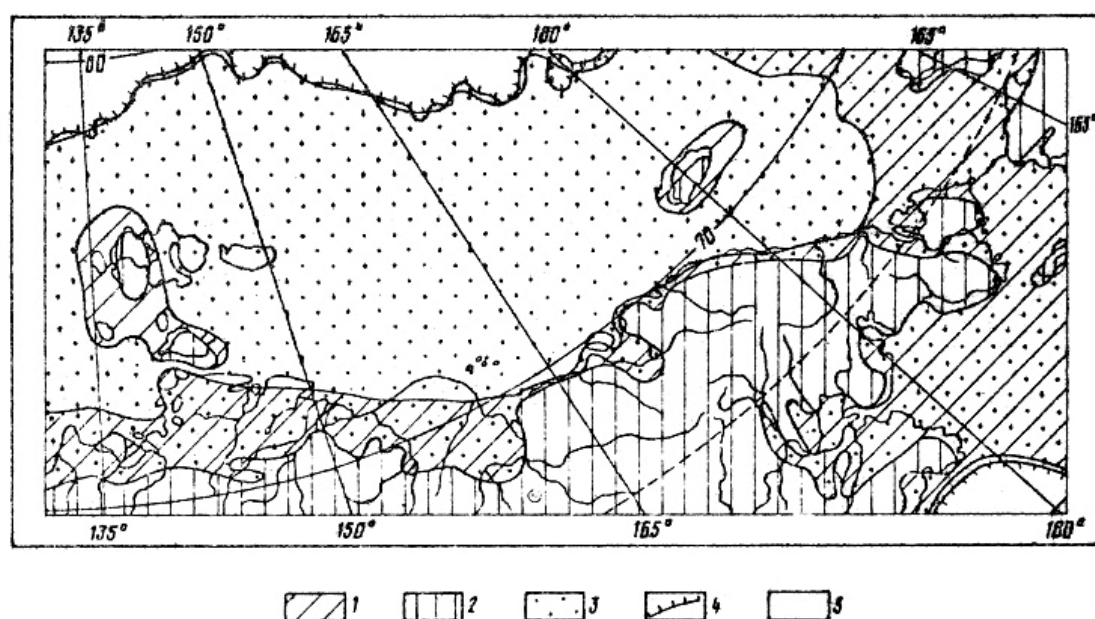


Рис. 2. Палеогеографическая схема позднеолигоценового, миоценового и ранне-среднеплиоценового времени (масштаб 1:15 000 000):

1 — суша в позднем олигоцене, охваченная трансгрессией в миоцене; 2 — суша в миоцене; 3 — море в позднем олигоцене — миоцене, равнина в раннем-среднем плиоцене; 4 — бровка континентального склона; 5 — непрерывное существование моря в позднем олигоцене — раннем-среднем плиоцене

В позднем олигоцене-миоцене проявилась трансгрессия моря (рис. 2), в результате которой накопились осадки мощностью от первых десятков до 300-700 м в зависимости от амплитуд опусканий в разных районах. В Анадырской впадине, характеризовавшейся наибольшими прогибаниями, толща морских осадков этого трансгрессивного цикла заполняет интервалы разных глубин с размытой кровлей на отметках 20-480 м ниже уровня моря и подошвой на отметках 160-900 м ниже уровня моря. Прибрежные фации этого второго седиментационного ритма располагаются в

районе о-вов Б. и М. Ляховских на отметках 0-20 м, в Чаунской низменности: +10 -60 м, в дельте р. Пегтымель: -40 -80 м, в Валькарайской низменности: +15 -30 м, в Ванкаремской: +10 -+90 м, на берегу Анадырского залива, в бассейне р. Песцовая, - до +120 м.

Третий седиментационный ритм в раннем - среднем плиоцене был выражен главным образом в поднятиях, в результате чего в области современного дна моря возникли аккумулятивно-денудационные морские равнины, образовавшиеся на месте дна миоценового моря (рис. 2). Равнины, возможно, простирались до бровки современного шельфа. Следы этого цикла развития выражены врезами погребенных речных долин, глубины расположения тальвегов которых равны: к северу от о. Большой Ляховский -15-20 м ниже уровня моря, в Приколымье -15 м и в дельте р. Пегтымель -20-35 м; В Чаунской низменности +10 -50 м, в Валькарайской низменности -5-15 м, в Ванкаремской и Колючинской -5-10 м, в Койнатхунской низменности -60 м, в Анадырской низменности -250-480 м.

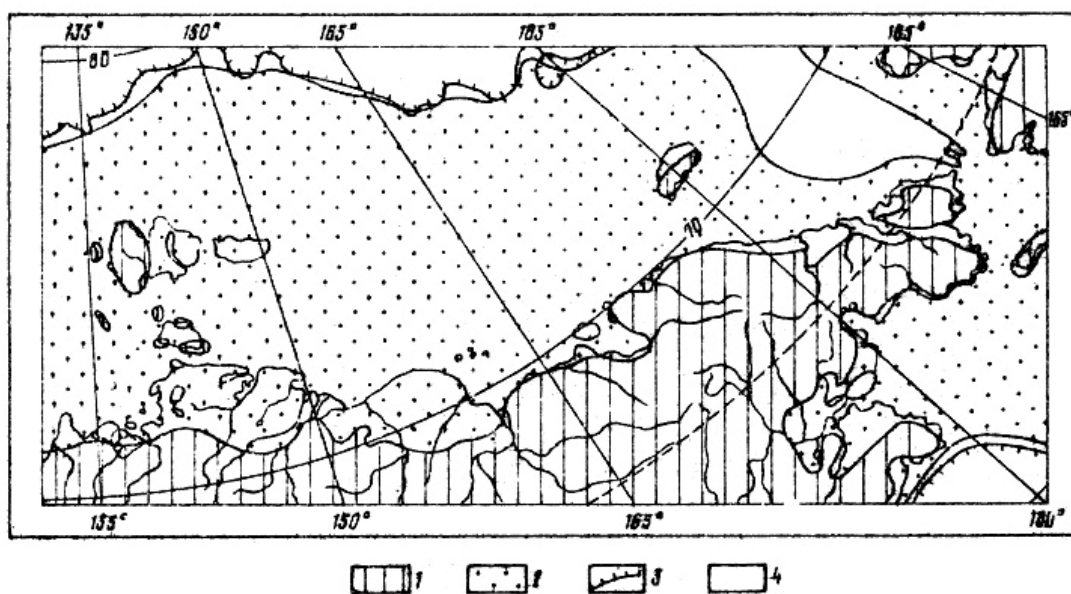


Рис. 3. Палеогеографическая схема позднелиоценового и плейстоценового времени:
(масштаб 1:15 000 000):

1 — суша в позднем плиоцене; 2 — море в позднем плиоцене, равнина в конце позднего плейстоцена;
3 — бровка континентального склона; 4 — непрерывное существование моря в позднем плиоцене и в четвер-
тичное время

Морская трансгрессия, достигшая максимума в конце позднего плиоцена (рис. 3), оставила следы возможного расположения берегов моря на отметках в западной части региона около +40-80 м, в районе Приколымья +50-70 м, в Чаунской низменности +50-60 м, в Ванкаремской низменности, на восточном побережье залива Креста - до +200 м и более, в Койнатхунской и на побережье Анадырского залива - +40-100 м.

Четвертый седиментационный ритм в плейстоцене проходил на фоне устойчивых прерывистых поднятий, вызвавших регрессию позднелиоценового моря, в ходе которой на современной суше был сформирован комплекс абразионно-аккумулятивных террас высотой от 160 до 10 м. В нижних частях разрезов этих террас обычно выделяются фации сублиторальной зоны - косослоистые пески и галечники, перекрывающиеся осадками открытого моря - алевроитами, супесями и глинами, общей мощностью до 20 м и более. Регрессивные фации представлены ритмичной сменой

морских осадков прибрежно-морскими фациями, фациями береговых валов и пляжей, лагунными фациями с последующим перекрытием их озерными и озерно-аллювиальными осадками. Суммарная мощность регрессивных фаций не превышает 5-10 м. Иногда в разрезах отмечается отсутствие фаций открытого моря периода его регрессии и под регрессивными фациями непосредственно залегают морские отложения позднеплиоценового возраста.

На северном побережье Чукотского полуострова выделяется четыре комплекса широких абразионных и аккумулятивных террасовых уровней, приуроченных к абсолютным высотам 200-120, 120-80, 80-40 и 40-10 м. Этими четырьмя крупными террасовыми поверхностями зафиксированы четыре основные фазы плейстоценовой регрессии позднеплиоценового моря: экуг, кымыней, ээлян, нутауге [Пуминов, Дегтяренко, Ломаченков, 1972]. В других районах арктического побережья Северо-Востока СССР им соответствуют аналогичные серии террасовых уровней, приуроченные к абсолютным высотам от 70 до 10 м [Бискэ, 1978; Петров, 1966; Прохорова, Иванов, 1973].

Для заключительных этапов формирования большей части террас характерно последовательное нарастание серий береговых валов, в результате чего образовывались морские косы, иногда достигавшие больших размеров. Корневые части кос «опирались» на выступы берега, а отчленившиеся от моря нараставшими косами крупные лагуны в дальнейшем заполнялись лагунными, а затем озерными, аллювиально-дельтовыми отложениями, которые, уже находясь в субаэральных условиях, подвергались воздействию мерзлотных процессов. Некоторое нарушение хода этого процесса в ряде районов побережья Чукотского полуострова (низовье р. Амгуема, побережье Колочинской и Мечигменской губ и др.), имело место во время формирования 80-40-метрового террасового уровня, когда долинные ледники продвинулись до морского берега, а на отдельных участках выдвигались в море.

В результате дальнейшей регрессии моря произошло осушение области дна современного моря (рис. 3) и в пределах его оставленных морем пространств имелись поверхности морских террас, уровни которых группируются в ряд серий, приходящихся на интервалы глубин современного моря 12-18 м, 22-28, 32-38, 42-50 и 65-60 м [Бабаев, Жиндарев, 1979; Гопкинс, 1976; Дегтяренко, 1971]. Нахождение этих аккумулятивных террасовых уровней под воздействием денудационных процессов фиксируется по наличию прямых признаков существования речных долин (характер рисунка рельефа современного дна моря, существование участков развития песков с галькой и галечников, являющихся остатками русел или дельтовых выносов и находящихся ныне на глубинах 15, 27, 33-40 м, к которым примерно приурочены и «немые зоны» на сейсмоакустических профилях). Другим доказательством субаэрального периода существования этих террасовых уровней являются торфяники и лагунные отложения, перекрытые голоценовыми и современными морскими осадками на глубинах 11-14, 20-40 м. Имеются данные, что в Анадырском заливе на глубине 60 м под морскими голоценовыми отложениями залегают осадки, охарактеризованные эстуарными видами диатомовых водорослей.

В ходе наступившей в самом конце позднего плейстоцена трансгрессии моря указанные выше абразионно-аккумулятивные равнины, речные долины и болотные осадки междуречий были затоплены морскими водами. Ряд этапов миграции берега от края шельфа в сторону современной суши выражен абразионными террасами, сериями береговых валов, понижениями рельефа дна с лагунными осадками, которые совокупно образуют последовательный ряд форм подводного рельефа на глубинах 55, 38, 30, 20, 10 м. В верхних горизонтах осадков дна моря прослеживается снизу вверх смена прибрежно-морских фаций отложениями сублиторальной зоны и фациями

открытого моря - торфяники и лагунные осадки захороняются алевроитами и глинами морского происхождения. На отдельных участках, например в районе мысов Дежнева и Беринга, устанавливаются абразионные террасы и уступы, где на глубинах 22-18 и 14-12 м осадки последней трансгрессии с размывом залегают на отложениях плиоценового возраста.

Береговые линии позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии в период ее максимума располагаются на абсолютных отметках -3-7 м, а имевшее место после незначительного понижения уровня моря новое надвигание его на сушу оставило береговые линии, располагающиеся на высоте до 2-3 м над современным уровнем моря. Вследствие новейших поднятий побережья на отдельных его участках возникли надводные косы, были осушены некоторые лагуны и под одновременным воздействием вдольбереговых потоков наносов произошло выравнивание линии берега. С относительно недавнего времени на большей части отрезков аккумулятивного побережья наблюдаются процессы размыва и передвижение морских аккумулятивных форм в сторону суши. В качестве примера, где эти явления выражены наиболее ярко, можно указать район Русской Кошки и косу-бар Мечкен в Анадырском заливе, Колючинскую губу.

Итак, в рассматриваемом регионе проявились четыре седиментационных ритма. Три из них завершились трансгрессиями, во время которых в периоды максимумов затоплялись близкие по площади участки суши. Следует допустить, что и четвертый ритм, будет завершён трансгрессией, береговая зона которой расположится также в близком к более ранним трансгрессиям плане.

В заключение отметим различия в длительности седиментационных ритмов: I - около 30 млн. лет; II - 20-24 млн. лет; III - 10 млн. лет; IV незавершенный - 2-3 млн. лет. Если полагать, что в каждом из ритмов на образующие его регрессивный и трансгрессивный циклы приходятся почти равные отрезки времени, то, для проявления трансгрессивного цикла IV ритма остается период, продолжительность которого может оказаться равной по времени плейстоцену.

Литература

Бабаев Ю.М., Жиндарев Л.А. Основные черты развития рельефа лагунного побережья Чукотского полуострова в голоцене. - В кн.: Исследования динамики рельефа морских побережий. М., 1979

Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М., 1964.

Бискэ С.Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. - Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 241. Новосибирск, 1975.

Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения крайнего Северо-Востока СССР. - Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 383. Новосибирск 1978.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. - Труды ГИН АН СССР, вып. 313. М., 1978.

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

Дегтяренко Ю.П. Развитие побережья Северной Чукотки в плейстоцене и голоцене. - В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971.

Загорская Н.Г. и др. Позднекайнозойская история шельфа Советской Арктики. - В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральным ресурсов. Л., 1972.

Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии. - Геоморфология, 1978, № 3.

Петров О.М. [Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова.](#) - Труды ГИН АН СССР, вып. 165. М., 1966.

Прохорова С.М., Иванов О.А. Оловоносные гранитоиды Яно-Индигирской низменности и связанные с ними россыпи. - Труды НИИГА, т. 165. Л., 1973.

Пуминов А.П. Корреляция позднекайнозойских береговых линий Чукотского моря. - В кн.: Геология моря, вып. 4. Л., 1975.

Пуминов А.П. [Стратиграфия кайнозойского покрова восточно-арктической шельфовой области СССР.](#) - В кн.: Геология и минерагения арктической области СССР. Л., 1981 а.

Пуминов А.П. О погребенных речных долинах побережья восточной части Советской Арктики. В кн.: Геология и минерагения арктической области СССР. Л.; 1981 б.

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., 1972.

Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., 1976.

Ссылка на статью:



Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П. О динамике береговых линий Восточно-Арктических морей СССР в кайнозое // Изменение уровня моря. Изд-во МГУ. М.: 1982. С. 157-167.