

УДК 551.351:551.793. 9/794

Ю.П. ДЕГТЯРЕНКО, А.П. ПУМИНОВ, М.Г. БЛАГОВЕЩЕНСКИЙ

БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Рассматривается расположение береговых линий восточно-арктических морей СССР, возникших в ходе верхнеплейстоценовой регрессии средне-позднеплейстоценового морского бассейна и последовавшей затем трансгрессии моря в голоцене. Обсуждаются абсолютные отметки и возраст береговых линий на побережье и дне морей, а также характер их расположения в плане и конфигурации.

На побережье восточно-арктических морей достаточно четко фиксируются четыре морских трансгрессии (миоценовая, позднеплиоценовая, средне-верхнеплейстоценовая и голоценовая) и разделяющие их регрессии. Относительно более информативны данные, относящиеся к положению береговых линий, формирование которых происходило в ходе позднеплейстоценовой регрессии и последовавшей затем трансгрессии, максимум которой приходится на ранний голоцен (рис. 1).

Береговые линии периода спада вод средне-позднеплейстоценовой трансгрессии на береговых равнинах и склонах гор Чукотского п-ова и Аляски выделяются в форме серий абразионно-аккумулятивных террас с абсолютными высотными отметками 160, 140-120, 100-80, 60-50, 40-30, 20-15, 10-8 м. Ширина террас доходит до 3 км, на горных склонах она редко превышает 200 м. Мощность отложений регрессивной серии, в составе которых выделяются осадки лагун, пляжей, береговых валов, колеблется от 2 до 8 м. Их позднеплейстоценовый (зырянско-каргинский) возраст определен по результатам палинологического и диатомового анализов [Пуминов, 1974]. Две радиоуглеродные датировки: 29-33 000 лет [Свиточ, 1977] - относятся к верхним частям разреза регрессивной серии осадков 40-30-метровой террасы, развитой на побережье Анадырского залива. Эту и четыре вышерасположенные террасы следует считать позднезырянскими, что соответствует имеющимся палеогеографическим представлениям ряда исследователей Чукотки. Две более низкие морские террасы, по-видимому, относятся к зырянско-каргинскому времени. 20-метровая терраса Анадырского лимана имеет дату $27 \pm 2,2$ тыс. лет [Каплин, 1977].

Дальнейший ход позднеплейстоценовой регрессии бассейна фиксируется подводными морскими террасами и сочетающимися с ними морскими косами и береговыми валами, образующими связанные системы. Конфигурация расположения этих систем в плане отражает последовательное снижение уровня моря. Происходившее в ходе нарастания кос отчленение лагун и последующее заполнение их аллювиально-дельтовыми и озерными отложениями подтверждает регрессивный характер процесса формирования систем. Описанные подводные формы приурочены к глубинам 5-10 м, 12-18, 22-28, 32-38, 42-50 и 55-65 м.

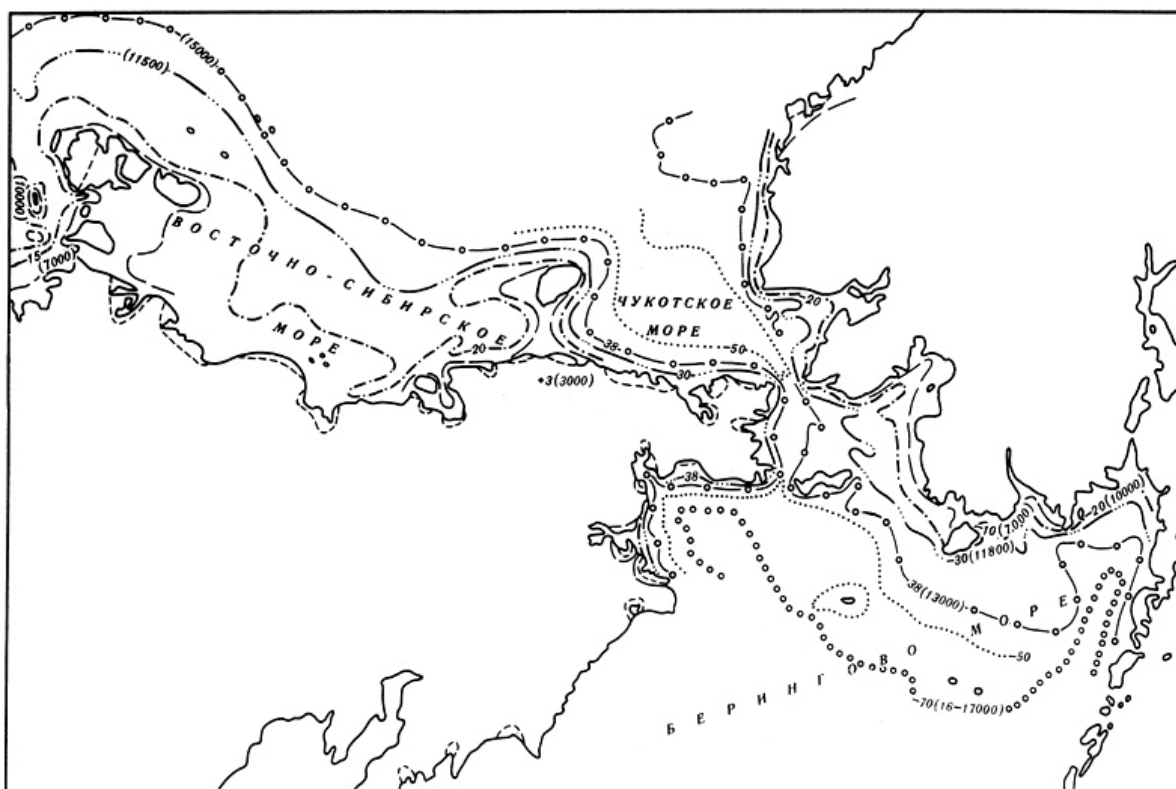


Рис. 1. Схема расположения береговых линий восточно-арктических морей СССР в позднем плейстоцене и голоцене. Масштаб 1 : 30 000 000. Цифры со знаком "+", "-" указывают абсолютные отметки расположения береговой линии, цифры в скобках указывают возраст береговой линии в тыс. лет от современности

Существование периода значительной регрессии моря доказывается наличием на глубинах от 10 до 100 м разветвленной сети подводных русел и продолжений на дне моря широких долин крупных рек Колыма, Эргувеем, Анадырь, Юкон, Кобук и других, а также долинных понижений в заливе Креста и Беринговом проливе. Существование их устанавливается не только батиметрическими данными, но и материалами сейсмоакустических исследований.

В период наибольшего снижения уровня моря благоприятные условия для воздействия на рельеф шельфа получили субаэральные процессы, о чем могут свидетельствовать террасовидные уступы на некоторых участках подводных долин, очевидно, эрозионного происхождения. Врез их достигает 10-15 м.

В ряде районов возможно наличие ледниковых отложений мощностью до 20 м, залегающих на расчлененном рельефе подстилающих отложений. В зонах современного размыва дна в районах Берингова пролива и п-ова Сьюард они установлены материалами донного опробования. Существование их не только на участках «древних» водоразделов, но и в пределах долин на сейсмоакустических профилях устанавливается по характерной искривленной записи отраженных сигналов. В большинстве случаев ледниковые образования перекрыты морскими голоценовыми осадками мощностью не более 3 м.

Таким образом, становится возможным говорить об осушении и денудационном периоде существования рассматриваемого шельфа в конце позднего плейстоцена на пространстве, ограниченном современным берегом и изобатой около 100 м. Отсутствие сведений о точном положении береговых линий регрессии и позднплейстоцен-голоценовой трансгрессии на уровне изобат 100-60 м, вероятно, следует объяснять недостаточным объемом работ нужной детальности в этой зоне

глубин. Вместе с тем нельзя исключить предположение, что изобата 65 м - нижний предел регрессии, с которого в данном регионе начала развиваться трансгрессия. По-видимому, этот вопрос в настоящее время правильнее оставить открытым.

Береговые формы рельефа и осадки (табл. 1), позволяющие выявить последовательное смещение (передвижение) береговой зоны в направлении современного берега и образовавшиеся в ходе развитие позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии моря, представлены абразионными уступами, террасами, барами, валами, а также сопровождающими их врезами речных долин и дельтами. К перечисленным формам рельефа приурочены резкие смены характера осадков. Под 2-3-метровым слоем морских отложений, образовавшихся в результате трансгрессии, залегают торфяники мощностью до 2 м и лагунные илы мощностью до 6 м.

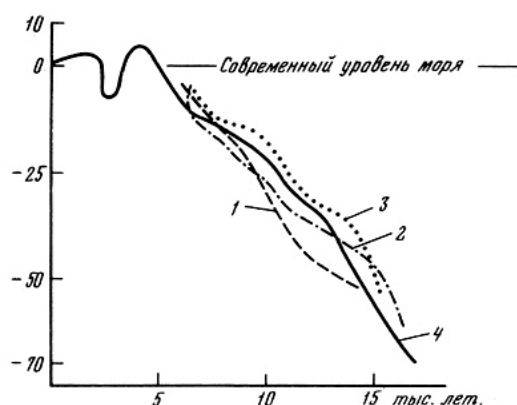


Рис. 2. Кривые изменения уровня за период 17 000 лет на 1 — Восточно-Сибирском; 2 — Чукотском; 3 — Беринговом; 4 — усредненная кривая

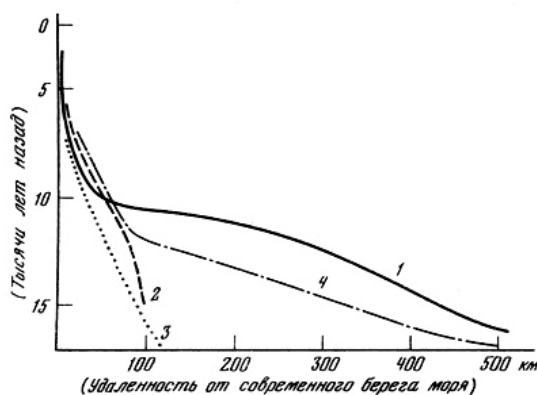


Рис. 3. Скорости прохождения позднеплейстоценово-голоценовой трансгрессии в районах западной области
1 — Новосибирский "выступ" в восточной области; 2 — Берингов пролив; 3 — Анадырский залив; 4 — Берингово море

Имеющиеся материалы по всему рассматриваемому региону сведены в табл. 2 и изображены на графике (рис. 2). При их составлении учтены сведения, приводимые в ряде публикаций зарубежных исследователей [Pewe, 1962; Hume, 1965; Creager & Mc. Manus, 1965; Brown & Sellnan, 1966; Grim & Mc. Manus, 1970; Holmes & Greager, 1974; Scholl & Hopkins, 1969; Kammer, 1970; Hopkins, 1972; Tagg & Green, 1973 и др.].

По характеру расположения береговых линий позднеплейстоценовой регрессии и позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии (см. рис. 1) в пределах рассматриваемого региона выделяются две области, граница между которыми проходит по линии о-в Врангеля - Чаунская губа. К западу от нее одновозрастные береговые линии значительно удалены от современного берега и имеют распластаный

характер (рис. 3). Объяснение этому можно найти в геологических материалах, свидетельствующих о том, что западная часть в плейстоцене преимущественно устойчиво поднималась, благодаря чему на многих ее участках под осадками молодой трансгрессии залегают неогеновые или даже эоцен-олигоценовые образования.

Таблица 1

Глубины расположения аккумулятивных и абразионных форм рельефа и торфяников периодов позднеплейстоценовой регрессии и позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии Берингова моря, Анадырский залив

Регрессия		Трансгрессия						Возраст форм рельефа и торфяников (тыс. лет назад)
Вложенные террасы	Кровля «немых» зон САП	Террасы	Уступы	Бары, валы, косы	Дельты	Поверхности размыва (абразия)	Торфяники	
		5-10/7.5	10-12/11	5-10/7.5	5-10/7.5	7-15/11	11-12	7
		13-18/15.5	16-24/20	20	-	20-22/21	20	10
		20-28/24	25-32/28.5	-	-	32-35/33.5	30-32	11.8
		32-40/36	36-40/39	40	40		40	13
		40-50/45	47-50/48.5	50				
		55-60/57.5	59-63/61					17-14
		65-70/67.5						Более 17
80-100/90		90-100/95						25
40-80/60								
20-40/30	32-40/36							30-25
	18-20/19							

Примечание. В числителе - интервал глубин, на которых встречены указанные формы рельефа и отложения, в знаменателе - средние значения глубин.

Таблица 2

Абсолютные отметки расположения береговых линий позднеплейстоцен-голоценовой и голоценовой трансгрессий на побережье и дне Восточно-Арктических морей.

Восточно-Сибирское море	Чукотское море		Берингово море				Усредненные значения
	Мыс Якан	Мыс Чегитунь	Анадырский залив	Мыс Барроу	Залив Коцебу	Залив Нортон	
Чаунская губа				+3(1.5)			+2+3(1.5-2)
+2	+3				-3	-7	+3+5(4-6)
-5			+7	-	+3		-10-12(6-7)
	+5	+5	-10-12		-5(6)	-11	
-10(7.0) -8	-10			+5(9)			-20-24(10)
		-16	-18-22			-16(9.7)	-30(11.8)
-20(8.1-9.6) -11 -15	-20	-19-25	-27-31		-33(12)		-38(13-14)
-37-45(11-12)	-30	-33-35	-36-42		-38(14.2)		-48(14-17)
		-40-41	-47-50		-53(14-17)		-60(14-17)
-50-55(12.5-17)	-50		-59-62				-70(14-17)

Восточная часть характеризуется более сложной картиной расположения береговых линий, иллюстрирующей сочетание участков распластанного их

расположения с участками, где береговые линии группируются в пределах узкой полосы морского дна. Это также объясняется предшествующей историей развития этой области - движения в прошлом носили дифференцированный характер и имели блоковую природу. Подобный характер движений, видимо, сохранялся на протяжении освещаемого отрезка геологического времени, и одни участки этой области могли длительное время находиться в зоне морского осадконакопления, другие в это же время пребывали в субэвральных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

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

Дегтяренко Ю.П. Морские террасы Корякской горной системы и ступени ее подводной окраины. - В кн.: Геология моря. Л.: НИИГА, 1974, вып. 3.

Каплин П.А. Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана. - В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.

Ломаченков В.С. Голоценовая трансгрессия и условия формирования россыпей на северном побережье Чукотского полуострова. - В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л.: Ин-т геологии Арктики, 1972.

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

Свиточ А.А. Позднеплейстоценовые отложения Чукотки, их радиоуглеродный возраст и корреляция. - ДАН СССР, 1977, т. 233, № 2.

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

Brown I., Sellnan P.V. Radiocarbon dating of a buried coastal peat Barrow. Alaska. - Science, 1966, N 153.

Creager I.S., McManus D.A. Pleistocene drainage patterns on the floor of the Chukchi Sea. - Marine geol., 1965, N 4.

Grim M.S., McManus D.A. A shallow seismic-profiling survey of the northern Bering Sea. - Marine geol., 1970, N 8.

Holmes M.L., Creager I.S. [Holocene history of the Laptev Sea Continental shelf](#). - In: Marine geology and Oceanography of the Arctic Seas. N.Y., 1974.

Hopkins D.M. The paleogeography and climatic history of Beringia during Late Cenozoic time. - Inter-Nord, 1972, N 12.

Hume I.D. Sea level changes during the last 2000 years on Point Barrow, Alaska. - Science, 1965, N 150.

Kammer I.T., Creager I.S. Marine geology and Cenozoic history of the Gulf of Anadyr. - Marine Geol., 1970, N 10.

Pewe T.L. Age of the spit at Barrow, Alaska. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 10.

Tagg A.R., Green H.G. High-resolution seismic survey of an off-shore area Nome, Alaska. - Geol. Surv. Profess. Pap., 1973, N 759-A.

Scholl D.W., Hopkins D.M. Newly discovered Cenozoic Basins, Bering Sea Shelf, Alaska. - Amer. Petrol. Geol. Bull., 1969, N 10.

Ссылка на статью:



Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г. **Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене.** - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 179-185.