

С. Л. НИКИФОРОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЕЙ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Регрессия моря, соответствующая последнему оледенению, явилась одним из главных событий позднеплейстоцен-голоценового времени. Данные, полученные во время полярных экспедиций Института океанологии АН СССР, свидетельствуют о практически полном осушении шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Этот вывод подтверждается следующими фактами. 1. Отсутствием ледниковых форм рельефа и ледниковых отложений, причем геолого-геоморфологический анализ не позволяет выявить каких-либо аналогий с типично гляциальными шельфами, например с баренцевоморским, где следы позднеплейстоценового оледенения установлены достаточно надежно. 2. Наличием серий древних береговых линий, фиксируемых подводными аккумулятивными формами, затопленными пляжами, бенчами и другими формами рельефа волнового генезиса. 3. Литолого-минералогическими данными, которые свидетельствуют, что в период регрессии на глубинах около 45 м существовали субаэральные условия (пролив Лонга) [1]. 4. Существованием разветвленной палеосети и наличием комплекса затопленных дельт.

Наиболее крупными элементами реликтовой гидросети Чукотского моря являлись две системы: речная сеть пра-Амгуэмы, расположенная в западной части Центральночукотской равнины и имеющая сток через одноименный желоб, и речная система Хоуп, начинающаяся в заливе Коцебу и имеющая два продолжения — в Центральночукотский желоб и через Центральные банки. В субаэральных условиях Центральночукотский желоб был крупной речной системой, по которой, вероятно, осуществлялся основной сток с осушенного шельфа Чукотского моря. Наличие трех террасовых уровней в желобе позволяет предположить унаследованное развитие долины по крайней мере в позднеплейстоценовое время, обусловленное унаследованным прогибанием этой структуры. В восточной части шельфа Чукотского моря в плейстоцене, вероятно, осуществлялась плановая перестройка гидросети, которая также была связана с влиянием неотектонических процессов. Неотектоническое воздымание Центральных банок, повлекшее увеличение их площади, привело к тому, что эрозионный врез восточного рукава речной системы Хоуп не успевал компенсировать общее поднятие. Поэтому в дальнейшем сток речной системы Хоуп полностью был направлен через Центральночукотскую равнину в одноименный желоб. Таким образом, во время последней регрессии моря развитие речной сети на шельфе Чукотского моря было сложным: с одной стороны, речная сеть западной части шельфа развивалась унаследованно, что было связано с унаследованным тектоническим прогибанием Центральночукотского желоба, а с другой — в восточной части шельфа на нее повлияло унаследованное воздымание Центральных банок.

Следует отметить, что глубже 50 м следы долинной сети теряются и прослеживаются лишь тальвеги водотоков, сток которых осуществлялся по различным направлениям. Это обстоятельство позволяет предположить, что в конце позднего плейстоцена — 17—13 тыс. лет назад сток палеорек был привязан к уровню 50—55 м, а учитывая отсутствие глубже этих отметок реликтов береговых форм и других выраженных в рельефе следов стабилизаций уровня моря, можно предположить, что в районе современных глубин 50 м в конце позднего плейстоцена существовала граница, разделяющая области с различными условиями рельефообразования.

Начало послеледниковой трансгрессии соответствует интервалу времени

примерно 17—13 тыс. лет. Поднятие уровня моря было прерывистым, в результате чего сформировались серии береговых линий, фиксирующихся как затопленными береговыми аккумулятивными и абразионными формами рельефа, так и палеодельтами крупных рек.

По характеру расположения древних береговых линий позднелайстоценоголоценовой трансгрессии шельф Восточно-Сибирского моря значительно отличается от Чукотского. Так, в Восточно-Сибирском море древние береговые линии значительно удалены друг от друга и расположены на большей части шельфа, в то время как в пределах Чукотского моря они сконцентрированы в узкой полосе вдоль северного побережья Чукотского полуострова. Это позволяет выделить в пределах внутреннего шельфа Чукотского моря как современный подводный береговой склон, так и реликтовый — сформированный в позднелайстоценоголоценовое время.

По нашим данным, полученным во время экспедиционных исследований, древние береговые линии расположены на глубинах: 40—45, 30—36, 21—25, 15—16, 8—12 и 4—5 м. Отметим, что данная схема относится как к Восточно-Сибирскому, так и Чукотскому морям и в целом не расходится с аналогичными построениями, которые приводятся в литературе. Выделение древних береговых линий глубже 50 м и соответственно определение максимальной величины последней регрессии моря является предметом дискуссии. Так, Н. Г. Загорская с соавт. [2] считают, что позднелайстоценовая регрессия на Чукотке была до глубин 200 м, В. Ф. Иванов [3] указывает цифру — 100—150 м; А. Н. Ласточкин [4] — 120—140 м; Ю. П. Дегтяренко [5] — 80—200 м; Кнебел и Кригер [6] около — 100 м. Величина регрессии примерно до глубин 100 м в целом не расходится с величиной регрессии на сопредельных районах: в Приморье обнаружены позднелайстоценовые абразионные террасы на глубине 100—120 м; на шельфе Охотского моря выявлены аккумулятивные формы, возраст которых около 15 тыс. лет, на глубине около 100 м [4]; в Японском море наиболее древняя позднелайстоценовая береговая линия находится на глубинах 100—110 м, в море Лаптевых, по данным Ф. Э. Арэ [7], уровень моря 18—16 тыс. лет назад понизился до глубин около 100 м.

Наиболее древняя береговая линия, обнаруженная во время наших исследований, расположена на глубинах 40—45 м и в Чукотском море фиксируется затопленными морскими террасами. Следующая, более молодая береговая линия, лучше выражена в рельефе и расположена на глубинах 30—36 м. В Чукотском море к этому уровню приурочены бары, террасы, затопленные пляжи, древние абразионные платформы (в районе м. Дежнева), а также аккумулятивные речные террасы в районе Центральночукотского желоба. Этим же глубинам соответствует эрозионный врез из горла Колючинской губы. В юго-восточной части Чукотского моря, в пределах прогиба Коцебу, с глубины 39 м получена колонка аллювиально-дельтовых отложений, датированных возрастом 12,5 тыс. лет [8]. Береговая линия на глубинах 30—36 м хорошо выражена в рельефе и на сопредельных районах — море Лаптевых, Охотском море и на Дальнем Востоке [9, 10].

Береговая линия на глубинах 21—25 м имеет региональное распространение и фиксируется террасами на подводном береговом склоне у лагуны Рыпильхин и между м. Ванкарем и Колючинской губой; древней абразионной платформой у м. Дежнева, а также отдельными затопленными пляжами и подводными барами. К этим же глубинам приурочены аллювиальные террасы в Центральночукотском желобе, а также эрозионный врез в районе Косы Двух Пилотов. В Восточно-Сибирском море на этих глубинах расположены подводные дельты (м. Б. Баранов, между мысами Шелагский и Кибера) и многочисленные береговые аккумулятивные теле. Возраст этой береговой линии составляет около 10 тыс. лет [5, 11]. К этому периоду времени приурочены важные климатические изменения. На побережье Аляски наблюдается продвижение ареалов ольхи, появление ели в долине р. Юкон [12]. На побережье Восточной Чукотки

началось интенсивное накопление торфа [3]. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из нижних горизонтов торфяников у пос. Лорино, свидетельствуют о широком распространении зарослей карликовой березы, верескоцветных кустарников, осоково-злаковой растительности и моховых покровов из сфагнома. На побережье Якутии примерно 9,5 тыс. лет назад на север — вплоть до Новосибирских островов (являющихся в то время частью материковой суши) — продвигались элементы лесной флоры [13].

В дальнейшем глобальное видовое изменение растительности произошло около 7 тыс. лет назад, что было связано с ухудшением климатических условий. В спорово-пыльцевых спектрах на побережье Чукотского полуострова наблюдается уменьшение роли пыльцы древесно-кустарниковой группы и преобладание процентного содержания спор сфагновых мхов. На американском побережье в это время — в заливе Кука, Британской Колумбии и внутренних районах Аляски — происходит значительная подвижка ледников [14]. С этим периодом, вероятно, можно связать образование береговой линии на глубине 15—16 м, которая в Чукотском море фиксируется аккумулятивными формами типа баров, затопленными морскими террасами, а в районе Певекского полуострова и между мысами Шелагский и Кибера — погребенными дельтами [15]. Кроме этого, у островов Роутан и Шалаурова на этих глубинах выявлены абразионные уступы и террасы.

В связи с описанием дальнейшего хода послеледниковой трансгрессии кратко рассмотрим вопрос о возможности превышения в позднем плейстоцене и голоцене уровня моря над его современным положением.

Важным морфологическим признаком превышения уровня моря является наличие голоценовых морских террас. На побережье Чукотского моря довольно широко развита морская терраса высотой над современным уровнем моря от 4—5 до 7 м. Морские террасы развиты и на побережье Восточно-Сибирского моря, хотя и имеют ограниченное распространение. Так, около Омудляхской и Хромской губ. выделяются голоценовые террасы высотой до 4 м и шириной до 25 км [16]. Морские террасы обнаружены и в пределах Новосибирских островов, они располагаются на высотах 8—12 и 3—5 м, причем время образования нижней, по датировкам абс. возраста, составляет 3—4 тыс. лет [15]. Превышение уровня моря над его современными отметками подтверждается также данными микрофаунистических анализов [17]. Поэтому вполне правомерно предполагать, что уровень моря во время послеледниковой трансгрессии, вероятно, превышал современный.

Однако не все исследователи придерживаются подобной точки зрения. Так, Ф. Э. Арэ [7] отмечает, что наличие морских террас высотой 5—8 м на побережье Восточно-Сибирского моря не доказано. Д. Д. Бадюков и А. П. Каплин [18] считают, что морские террасы образовались за счет неотектонических движений. С. Ф. Биске [19] и ряд других исследователей отмечают, что на Колымской низменности в позднечетвертичную и современную эпохи море не проникало южнее современной береговой линии. Таким образом, учитывая неоднозначность позиций многих исследователей, эта проблема требует дальнейшего изучения.

Отметим, что во время климатического оптимума на побережье Чукотки произошло изменение видового состава растительности — появилась лесотундровая растительность, а во внутренних районах разреженные лиственничные леса с древовидной березой [20]. В пределах Северо-Востока в это время существовали светло-хвойные лиственничные леса, в состав которых входили ольха, сосна и ель, причем в настоящее время эти виды здесь не встречаются [13].

В дальнейшем произошло похолодание климата и некоторое увеличение площади ледников на Аляске. По данным фаунистического анализа, в южных районах Чукотского моря уменьшилась численность теплолюбивых фораминифер, а в северных — увеличилась численность холодолюбивых [17]. Ве-

роятно, в этот, позднеголоценовый этап уровень моря опустился до глубин примерно 8—10 м и была сформирована соответствующая береговая линия, после чего уровень постепенно поднимался до глубин 4—5 м и была сформирована еще одна береговая линия, а затем уровень достиг современных отметок. Береговые линии на глубинах 8—10 и 4—5 м фиксируются многочисленными абразионными уступами и террасами как в пределах Восточно-Сибирского, так и Чукотского морей. Отметим, что сохранность этих береговых линий плохая в связи с современной абразией моря.

Таким образом, в позднеплейстоцен-голоценовое время на шельфе Восточно-Сибирского и Чукотского морей было сформировано большое количество аккумулятивных, абразионных и эрозионных образований, значительная часть которых приурочена к строго определенным гипсометрическим уровням. Необычайно широкое распространение получили аккумулятивные формы рельефа, свидетельствующие о том, что шельф морей восточного сектора Советской Арктики являлся не только зоной транзита, но и гигантской областью накопления осадочного материала. Причем развитие некоторых аккумулятивных образований на шельфе Восточно-Сибирского и Чукотского морей имело свои особенности. Так, в Восточно-Сибирском море развитие аккумулятивных форм типа баров, приуроченных преимущественно к современному мелководью о-ва Новая Сибирь и материкового побережья Якутии, было унаследованным, что позволяет предполагать существование в этих районах погребенных антиклинальных и брахиантиклинальных складок, своды которых приурочены как к островной и материковой суше, так и к отдельным участкам подводного берегового склона [21]. В отличие от Восточно-Сибирского моря в Чукотском бары развивались неунаследованно и отражают лишь фазы стабилизации уровня послеледниковой трансгрессии.

Выводы

1. Одно из главных событий позднего плейстоцена — регрессия моря, соответствующая сартанскому оледенению и обусловленная глобальным похолоданием климата. В это время широкое развитие получили эрозионные процессы, а криоаридные условия, явившиеся следствием сухого и холодного климата, способствовали формированию своеобразных лёссовидных суглинков.

2. Неотектонические процессы явились определяющими в развитии речной сети во время последней регрессии моря, причем в западной части шельфа Чукотского моря речная сеть развивалась унаследованно, что определялось неотектоническим опусканием Центральночукотского желоба и одноименной впадины, а в восточной части шельфа Чукотского моря происходила ее плановая перестройка, связанная с воздыманием Центральных банок.

3. Начало послеледниковой трансгрессии соответствует интервалу времени 17—13 тыс. лет. Повышение уровня моря, во время которого были сформированы серии древних береговых линий, было прерывистым. Вдоль северного побережья Чукотского полуострова древние береговые линии сконцентрированы в виде узкой полосы, что позволяет выделить в этом районе как современный подводный береговой склон, так и реликтовый, сформированный в позднеплейстоцен-голоценовое время.

4. Шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей являлся обширной зоной накопления осадочного материала, при этом некоторые крупные аккумулятивные образования в Восточно-Сибирском море, учитывая их унаследованное развитие, фиксируют вероятные районы погребенных антиклинальных и брахиантиклинальных складок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Павлидис Ю. А., Грабецкая Н. А. Опыт применения комплексного литолого-минералогического анализа для установления условий формирования осадков в проливе Лонга // Проблемы

- геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 76—83.
2. Загорская Н. Г., Кулаков Ю. Н., Пуминов А. П. и др. Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов // Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л.: НИИГА, 1972. С. 50—65.
 3. Иванов В. Ф. Колебания уровня моря у берегов восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене // Колеб. уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 190—195.
 4. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. Л.: Недра, 1982. 271 с.
 5. Дегтяренко Ю. П., Пуминов А. П., Благовещенский М. Г. Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 40—52.
 6. Knebel H. I., Creager J. S. Yukon River: Evidence for extensive migration during Holocene transgression. Science. 179. 1973. Pp. 112—134.
 7. Арз Ф. А. Об относительном уровне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в последледниковье // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 168—174.
 8. Cregger J. S., McManus D. A. Bottom sediment data from the continental shelf of the Chukchi and Bering seas. Washington University, Wash. Dept. Oceanog. Techn. Rept. 1967. No. 135. Pp. 343—351.
 9. Каплин П. А. Основные этапы развития береговой зоны в голоцене // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 87—96.
 10. Хершберг Л. Б., Рязанцев А. А., Мечетин А. В. Древние береговые линии последней последледниковой трансгрессии и их картирование на шельфе Японского и Охотского морей // XI конгресс ИНКВА, тезисы докладов. Т. III. М.: ВИНТИ, 1982. С. 323—324.
 11. Humes M. L., Cregger J. S. Holocene history of the Laptev Sea Continental shelf // Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. 1974. P. 12019.
 12. Hopkins D. M. The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic time. Inter-Nord, 1972. No. 12. P. 48—59.
 13. Ложкин А. В. Изменения климата и растительности западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене // XI конгресс ИНКВА. Т. I. М.: ВИНТИ, 1982. С. 156.
 14. Карташов И. П. Количество и возраст оледенений Северо-Востока СССР // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 159—173.
 15. Валпетер А. П. Характерные формы рельефа прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря и их значение для палеогеографических реконструкций // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 30—39.
 16. Башлашин Д. К., Овандер М. Г. О строении побережья западной части Восточно-Сибирского моря. // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 174—178.
 17. Саидов Х. М. Стратиграфия и палеогеография голоцена Чукотского моря и Берингова пролива по фораминиферам // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 92—115.
 18. Бадюков Д. Д., Каплин П. А. Изменения уровня на побережьях дальневосточных и арктических морей СССР за последние 15000 лет // Океанология. 1979. Т. XIX. Вып. 4. С. 674—679.
 19. Биске С. Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности // Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. II. Магадан, 1957. С. 68—82.
 20. Свиточ А. А. Корреляция событий позднего плейстоцена и голоцена Чукотки, Аляски и севера Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1971. Т. 232. № 5. С. 1161—1163.
 21. Никифоров С. Л. Геоморфология дна западной части Восточно-Сибирского моря // Океанология. 1984. Т. 24. Вып. 6. С. 948—953.

Институт океанологии АН СССР

Поступила в редакцию
27.XI.1987

MAIN FEATURES OF THE CHUKCHI AND EAST SIBERIAN SEAS SHELVES DEVELOPMENT DURING THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

NIKIFOROV S. L.

Summary

Main stages of post-glacial development of the shelf topography in the East Siberian and Chukchi seas are considered. New data permit to trace the submerged coastlines (dated back to the last transgression) and to understand the neotectonic and environmental impact on the relief evolution. Sedimentary formations structure indicates that the sea shelves in the Eastern Soviet Arctic are not only zones of transit of sediments but also a very large area of sedimentation.