

УДК 551.791.551.46

В.Ф. ИВАНОВ

**КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ У БЕРЕГОВ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

Устанавливается связь изменений уровня моря и колебаний климата. Интервалы колебаний обоснованы радиоуглеродным датированием и коррелируются с данными, полученными в других районах. Приводится кривая колебаний уровня моря у берегов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене.

Накопленные к настоящему времени материалы позволяют считать, что основные черты рельефа побережья Восточной Чукотки и прилегающих акваторий были заложены в результате среднемиоценовых тектонических движений [*Беспальный, Максимов, 1971; Шило и др., 1971; Nelson et. al., 1974*]. В дальнейшем некоторые участки побережья испытывали тектонические подвижки небольших амплитуд и различных знаков с общей тенденцией к поднятию.

В разрезах береговых уступов побережья Восточной Чукотки наблюдается чередование плейстоценовых морских и континентальных отложений, свидетельствующих о неоднократных гляциоэвстатических колебаниях уровня моря.

В пределах прибрежного мелководья на глубинах около 40, 32,5-28; 25-22,5; 17,5-15 и около 10 м выявлены затопленные береговые линии, образование которых связывается с колебаниями уровня моря в теплые интервалы позднего плейстоцена и в ходе послеледниковой трансгрессии [*Иванов, 1975*].

По нашим данным, на Восточной Чукотке морские отложения теплого интервала второй половины позднего плейстоцена (каргинского) отсутствуют. Осадки этого интервала представлены континентальными образованиями. В частности, аллювиальные отложения древней долины р. Лорен свидетельствуют о том, что уровень моря в это время был ниже современного. Эти отложения вложены в морские и флювиогляциальные осадки первой половины позднего плейстоцена. Мощность их до 5 м. Значительное содержание пылицы древесно-кустарниковой группы, особенно ольхи (до 40%), позволяет для этого времени предполагать близкие к современным климатические условия, но вследствие континентальности более благоприятные для развития древесного растительного покрова [*Давидович, Иванов, 1976*].

Очевидно, к этому времени относится образование береговой линии на глубинах 32,5-28 м. Большая ширина абразионных площадок террасы (от 500 до 1200 м), довольно крутые и высокие (до 15 м) уступы, выработанные как в коренных породах, так и на склонах конечно-моренных гряд, образованных первым позднеплейстоценовым оледенением, свидетельствуют о длительном стабильном уровне в период формирования этой береговой линии.

Во время холодного интервала в конце позднего плейстоцена, сопоставляемого с сартанским, береговая линия, вероятно, находилась на глубине около 100 м [*Knebel, Greager, 1973*]. В результате гляциоэвстатической регрессии были осушены огромные

участки прибрежного мелководья. В горах Восточной Чукотки в это время происходит интенсивное корообразование и развитие небольших (до 10 км) горно-долинных ледников.

Климат Восточной Чукотки во время последнего оледенения реконструируется палеоботаническими данными [Давидович, Иванов, 1976]. Спорово-пыльцевые спектры верхней части аллювия древней долины р. Лорен отражают сухие и холодные климатические условия. В растительном покрове преобладали травы (до 80%), представленные в основном полынями, злаками и плаунком сибирским. Пыльца древесно-кустарниковой группы представлена единичными зёрнами ивы, карликовой березы и ольховника. Такие же данные получены из озерных отложений, подстилающих торфяники в долине р. Утаатап на побережье Мечигменской губы и у мыса Анюалькаль на западном побережье залива Креста. Пресноводные диатомовые водоросли из песков в основании утаатапского обнажения (определения И.А. Купцовой) соответствуют начальной стадии неглубокого холодноводного озера. В комплексе диатомей преобладают холодолюбивые бентические и литоральные виды: *Naviculia amphibola* Cl., *N. semen* Ehr., *Pinnularia lata* (Breb.) W.S.M., *Neidium iridis* (Ehr.) Cl., *Cymbella heteropleura* var. *minor* Cl., *C. turgida* (Greg.) Cl. Каких-либо значительных изменений климатических условий на Восточной Чукотке в конце позднего плейстоцена палеоботаническими данными не установлено.

Уровень моря на заключительном этапе позднего плейстоцена устанавливается по аналогии с данными, полученными при исследовании керн донных отложений залива Коцебу [Creager, McManus, 1967; Colinvaux, 1967]. Скважина глубиной 7 м была пробурена на глубине моря 39,5 м. Радиоуглеродные определения и палинологические данные показывают, что дельтовые осадки мощностью 5,5 м быстро и непрерывно накапливались около 14 000 - 12 000 лет назад.

Изменение климатических условий на этом рубеже фиксируется распадом растительных тундростепных группировок и появлением в растительном покрове карликовой березки.

У Восточной Чукотки эта береговая линия фиксируется абразионными формами на глубинах 38-43 м. В это время был выработан уступ высотой до 8 м и пологонаклонная площадка шириной в несколько сот метров.

Значительные климатические изменения как на Восточной Чукотке, так и на Аляске произошли в начале голоцена, о чем свидетельствуют радиоуглеродные и палеоботанические данные. На побережье Аляски наблюдается продвижение ареалов ольхи до залива Коцебу около 10 000 лет назад и появление ели в долине р. Юкон около 9000 лет назад [Colinvaux 1967; Hopkins, 1972; Колинво, 1973]. На побережье Восточной Чукотки около 9000 лет назад началось интенсивное накопление торфа. В районе пос. Лорино из основания торфяника получена датировка  $8525 \pm 220$  лет назад (МАГ-145), из обнажения в 2 км от устья р. Утаатан -  $8820 \pm 114$  лет назад (МАГ-149), а на западном побережье залива Креста у мыса Анюалькаль -  $8140 \pm 100$  лет назад (МАГ-188).

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из нижних горизонтов торфяников в разрезах у пос. Лорино и в долине Утаатан, аналогичны и свидетельствуют о широком распространении зарослей карликовой березки, верескоцветных кустарничков и осоково-злаковых группировок и моховых покровов из сфагнума. Растительность этих районов представляла собой южный вариант гипоарктической тундры, в понимании Б.А.Юрцева [1974]. Близкий состав растительности был и на побережье залива Креста, но, очевидно, с большим участием зарослей ольховника.

Уровень моря у берегов Восточной Чукотки до начала голоцена не превышал изобаты 20 м. По данным Х. Кнебела и Дж. Кригера [Knebel, Creager, 1973], уровень моря около 11800 лет назад был на 30 м ниже современного. По сообщению Д.М. Хопкинса [1976], торфяник, затопленный на глубине 20 м в заливе Нортон, формировался около 10 000 лет назад.

У побережья Восточной Чукотки в это время на глубине 25-22,5 м, по-видимому, формировались абразионные формы. Высота уступа, выработанного как на береговом склоне, так и на склонах конечно-моренной гряды первого позднеплейстоценового оледенения, достигает 10 м, ширина пологонаклонной площадки на некоторых участках более 500 м.

Возможно, около 7000 лет назад в растительном покрове на побережье Восточной Чукотки произошли изменения, связанные с ухудшением климатических условий. В спорово-пыльцевых спектрах осадков различного генезиса это выражается уменьшением роли пыльцы древесно-кустарниковой группы и преобладанием процентного содержания спор сфагновых мхов. В это время на американском побережье в районе залива Кука, Британской Колумбии и внутренних районов Аляски устанавливается значительная подвижка ледников [Карлстром, 1965]. В этот период отмечается также резкое изменение скорости подъема Мирового океана [Каплин, 1973]. По-видимому, в это время на береговом склоне современного прибрежного мелководья была выработана береговая линия на глубине 17,5-15 м. Ширина площадки достигает 1500 м, а величина уклона 0,011-0,089. Высота абразионного уступа изменяется от 3 до 10 м.

В Беринговом проливе, бассейне Чирикова и Анадырском заливе на глубинах 8-12 м отчетливо выражена затопленная береговая линия, представленная абразионными и аккумулятивными формами. Это замедление или временная стабилизация уровня моря на указанных отметках связывается с последним этапом в ходе послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии [Щербаков, 1961]. Затопленная береговая линия на глубине около 10 м отмечается также на береговом склоне прибрежного мелководья Аляски, но возраст ее не установлен [Hopkins, 1973].

Береговая линия на глубине около 10 м формировалась, по-видимому, во время похолодания около 4000 лет назад, которое на побережье Восточной Чукотки фиксируется по спорово-пыльцевым данным и радиоуглеродным определениям возраста [Давидович, Иванов, 1976]. Изменение климата в сторону похолодания в интервале 5000-4000 лет назад отмечается и для других районов нашей планеты [Карлстром, 1965; Каплин, 1973; Хотинский, 1977].

Уровень моря у Восточной Чукотки приблизился к современному около 4000-3500 лет назад. В это время в прибрежной зоне складываются растительные группировки, близкие к современному северному приморскому варианту гипоарктической тундры [Юрцев, 1974; Давидович, Иванов, 1976]. В это же время формируются общие очертания современных берегов.

Прибрежное осадконакопление и динамика береговых процессов значительно изменились около 1000 лет назад. В Беринговом проливе, южнее мыса Сфинкс (Верблюжий), основание уступа высотой около 5 м сложено лагунными осадками, представленными средне- и мелкозернистыми песками с алевритом. О лагунном генезисе этих осадков свидетельствует присутствие морских и солоноватоводных диатомовых водорослей: *Melosira sulcata* Kutz., *Thalassiosira gravida* Cl., *Trachyneis aspera* (Ehr.) Cl., *Biddulphina aurita* (Lyngb.) Breb. et Godey, *Diploneis subcinkta* (A.S.) Cl., *Grammotophora arctica* Cl., *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., *Achanthes arctica* Cl., *Cocconeis scutellum* Ehr. Эти отложения перекрываются торфяником, возраст которого в нижней части  $810 \pm 80$  лет назад (МАГ-191).

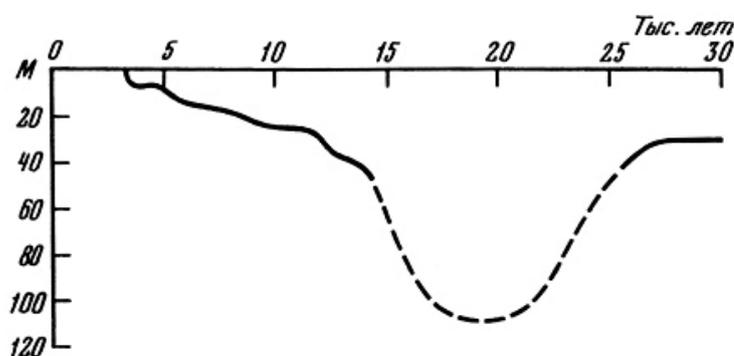
Такое же строение имеет и береговой уступ высотой около 5 м на северном побережье залива Лаврентия у пос. Пинакуль. Состав диатомовых из лагунных отложений в основании разреза близок к описанному ранее. Возраст перекрывающего лагунные осадки торфяника  $470 \pm 30$  лет назад (МАГ-204). Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений характеризуются доминированием пыльцы трав. Кустарники представлены пыльцой ивы. Среди заносной пыльцы встречается пыльца ели, сосны, ольховника. Сравнение со спорово-пыльцевыми спектрами из современных прибрежных осадков показывает, что существенных изменений в растительном покрове этого района на

протяжении последней тысячи лет не произошло [Давидович, Иванов, 1976]. Такие же данные получены и по результатам палеоботанических исследований колонок вибробурения мощностью до 3 м, отобранных на глубинах 5-30 м.

С интервалом 1000-3500 лет назад, по-видимому, связано также резкое изменение направления генераций береговых валов на побережье Мечигменского залива между лагунами Гетлянен и Гытгыткуум и в других местах побережья Восточной Чукотки.

В настоящее время не имеется данных, которыми можно объяснить довольно резкую и быструю перестройку береговой линии в позднем голоцене. Возможно, эти изменения связаны с небольшими осцилляциями уровня Мирового океана [Fairbridge, 1961]. Возможными причинами этой перестройки может быть также превышение скорости тектонического поднятия над скоростью повышения уровня моря на этом этапе или резкое изменение гидрологического режима в Беринговом проливе.

Таким образом, по имеющимся в данный момент материалам о строении верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений прибрежной суши, колонок донных отложений и геоморфологическому строению дна прибрежного мелководья представляется возможным дать только предварительную схему послеледниковых колебаний уровня моря у побережья Восточной Чукотки (рисунок).



**Кривая изменения уровня моря у берегов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене**

После максимума регрессии около 20 000 лет назад уровень моря поднялся до современных отметок на глубинах 38-43 м, и около 13 000 лет назад на этом уровне была выработана береговая линия. Полного разрушения моста суши между Восточной Чукоткой и Аляской еще не было. Интенсивное разрушение этого моста началось около 10 000 лет назад, когда уровень моря находился ниже современных отметок на 25-22,5 м. Скорость трансгрессии между 13 000 и 11 500 лет назад составляла около 1 см/год. Этап стабилизации или резкого замедления скорости послеледниковой трансгрессии длился около 1000 лет (11 500-10 500 лет назад).

Следующий трансгрессивный этап был довольно продолжительным, около 3000 лет (10 500 - 7 500 лет назад). Скорость трансгрессии на этом этапе была значительно ниже, чем во время предыдущего, и составляла, вероятно, около 0,3 см/год. Подъем уровня моря был очень незначительным, а возможно и стабильным, в интервале 7500 - 6500 лет назад, когда была выработана береговая линия на глубинах 17,5-15 м. С такой же скоростью, как и в интервале 10 500 - 7 500 лет назад, трансгрессировало море и в последующем - 6500-5000 лет назад. В ходе этого этапа трансгрессии к берегам Восточной Чукотки была вынесена большая масса терригенного материала, из которого в период следующей временной стабилизации уровня моря (5 000 - 4 000 лет назад) были сформированы мощные аккумулятивные тела, реликты которых сохранились на глубинах около 10 м.

Около 4 000 - 3 500 лет назад наступил еще один этап послеледниковой трансгрессии, во время которого уровень моря за относительно короткий срок

приблизился к современному. Скорость подъема уровня моря за этот интервал времени достигала 2 см/год. В результате такого быстрого повышения уровня моря на многих участках прибрежного мелководья не были полностью переработаны прибрежно-морские аккумулятивные формы рельефа, и они сохранились в виде валов на глубинах 12-8 м.

За последние 3500 лет уровень моря и гидрологический режим прибрежных акваторий также незначительно изменялся, что приводило к перестройке прибрежно-морских аккумулятивных образований, отчленению и заполнению осадками лагун, появлению новых абразионных форм рельефа.

## ЛИТЕРАТУРА

*Беспалый В.Г., Максимов А.Е.* Неотектоника и изостазия Северо-Востока СССР. - Геоморфология, 1971, № 3.

*Давидович Т.Д., Иванов В.Ф.* Климат прибрежных районов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене. - Тр. СВКНИИ, 1976, вып. 74.

*Иванов В.Ф.* Рельеф и осадки шельфа Восточной Чукотки. Тез. Докл. Всесоюз. совещ. XII пленума геоморфол. комис. Владивосток, 1975.

*Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973.

*Карлстром Т.* Данные о четвертичном оледенении в северной части Тихого океана и планетарные изменения климата. - В кн.: Антропогенный период Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965.

*Колинво П.* Растительность Берингийского моста суши и проблема рефугиумов: данные пыльцевого анализа осадков Берингова и Чукотского морей. - В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое. Хабаровск, 1973.

*Хопкинс Д.М.* [История уровня моря в Берингии за последние 250000 лет.](#) - В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.

*Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

*Шило Н.А., Беспалый В.Г., Павлов Г.Ф.* Картографическое отображение новейшей тектоники Северо-Востока. - Колыма, 1971, № 1.

*Щербаков Ф.А.* Некоторые данные о послеледниковой трансгрессии Берингова моря. - Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 48.

*Юрцев Б.А.* Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии. Л.: Наука, 1974.

*Colinvaux P.A.* Quaternary vegetation history of Arctic Beringia. - In: The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press, 1967.

*Creager J.S., McManus D.A.* Geology of the floor of Bering and Chukchi Seas - American Studies. - In: The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press, 1967.

*Fairbridge R.W.* Eustatic changes in sea level. - In: Physics and chemistry of the Earth. N.Y., Press, 1961, N 4.

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

*Hopkins D.M.* Sea level history in Beringia during the past 250 000 years. - Quatern. Res., 1973, 3.

*Knebel H.J., Creager J.S.* Yokon River: Evidence for extensive migration during the Holocene transgression. - Science, 1973, 179.

*Nelson C.H., Hopkins D.M., Scholl D.M.* Cenozoic sedimentary and tectonic history of Bering Sea. - In: Oceanography of the Bering Sea, 1974.

***Ссылка на статью:***



***Иванов В.Ф. Колебания уровня моря у берегов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене. - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 190-195.***