

- Резвой Д. П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений. «Научн. зап. Львовск. ун-та. Сер. геол.», т. 23, № 6, 1953.
- Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Трофимов А. К., Чедия О. К. К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины р. Акбурь (Юго-Восточная Фергана). В сб. «Матер. по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня». Фрунзе, 1970.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, «Илим», кн. 1, 1971; кн. 2, 1972.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Карта неотектоники Таджикистана. Атлас Таджикской ССР. Душанбе, 1968.
- Чигарев Н. В. К методике построения схем суммарных тектонических движений за плейстоцен (на примере Памиро-Алая). «Геоморфология», № 3, 1973.
- Юрьев А. А. К неотектонике западного окончания Туркестано-Зеравшанской горной системы. В сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 1967.

Институт физики Земли
АН СССР

Поступила в редакцию
7.IX.1978

QUANTITATIVE ESTIMATION OF THE LATE OLIGOCENE — NEOGENE VERTICAL TECTONIC MOVEMENTS AT MOUNTAINS (WITH SPECIAL REFERENCE TO THE SOUTH CENTRAL ASIA)

T. P. BELOUSOV

Summary

Range of Late Oligocene—Neogene neotectonic movements at the South of Soviet Central Asia was defined using the difference between the initial (pre— orogenic) and Pre-Quaternary hypsometric position of the planation surface. The Pre-Quaternary position has been established by reconstruction of Oligocene—Neogene valleys floor before the Quaternary as well as analysis of data on depth of rivers downcutting planation surface. The results are shown at a scheme, and for the first time isolines are drawn of tectonic deformations of mountain regions for the southern part of the Soviet Central Asia.

УДК 551.435.36 (571.651)

И. Д. ДАНИЛОВ, Г. Н. НЕДЕШЕВА, Е. И. ПОЛЯКОВА

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЛАГУН И БАРОВ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧУКОТКИ

Одним из районов широкого развития типичных лагунно-баровых берегов является арктическое побережье Чукотки (Зенкович, 1962). Здесь, к западу от мыса Шмидта, в пределах Валькарайской низменности, на одном из участков проведено детальное изучение рельефа прибрежной равнины, включая большой объем глубокого бурения. В результате получен достоверный уникальный материал по геолого-геоморфологическому строению береговых форм арктических морей. Исследование керна скважин включало широкий комплекс методов: литологических (гранулометрия, минералогия, геохимия) и палеонтологических (микрофауна, диатомеи, споры и пыльца). Столь представительный материал по внутреннему строению различных форм рельефа лагунно-ба-

рового побережья получен в Арктике, пожалуй, впервые. Результаты этих исследований явились основой настоящей статьи.

Валькарайская низменность узкой (шириной от 5 до 10—15 км) прибрежной полосой протягивается в субширотном направлении вдоль подножия окаймляющих ее с юга гор. Высота низменности над ур. моря не превышает 20 м. В пределах изученного района равнина спускается от гор к морю неширокими ступенями, группирующимися в достаточно определенно выраженные уровни на абс. высотах 16—20 и 8—10 м. Эти уровни имеют характер террас, окаймляющих подножия гор. В пределах низкого террасового уровня прослеживается обширная низменная полузамкнутая плоская сильно заболоченная поверхность на абс. высоте 4—5 м с большим количеством крупных озер преимущественно трапезиевидной формы. Со стороны моря ее окаймливает аккумулятивная гряда, параллельная современному береговому бару, высотой от 8—10 до 12,2 м над ур. моря. По морфологическим признакам и геологическому строению она напоминает древний береговой бар. С ним по высоте хорошо увязывается низкий террасовый уровень. Пониженная полузамкнутая поверхность в пределах этого уровня по своей конфигурации соответствует дну осушенной лагуны, которую когда-то отгораживал от моря древний береговой бар. Озера в ее пределах являются остаточными, они отчленились по мере осушения лагуны внутренними косами. О бывлой связи озер с морем свидетельствуют единичные раковины фораминифер, найденные в их донных осадках. Ширина древнего берегового бара 200—600 м, длина около 25 км.

Между древним и современным барами расположена лагуна, вытянутая вдоль берега моря узкой полосой. В кутовой части лагуна осложнена внутренними косами «азовского» типа, направленными с обоих берегов навстречу друг другу и расчленяющими лагуну на отдельные полузамкнутые акватории. В случае соединения внутренних кос образуются отчлененные от лагуны остаточные озера, цепочка которых прослеживается за пределами лагуны, на ее продолжении. Лагуну отделяет от моря молодой (современный) бар высотой 2,5—3,5 м.

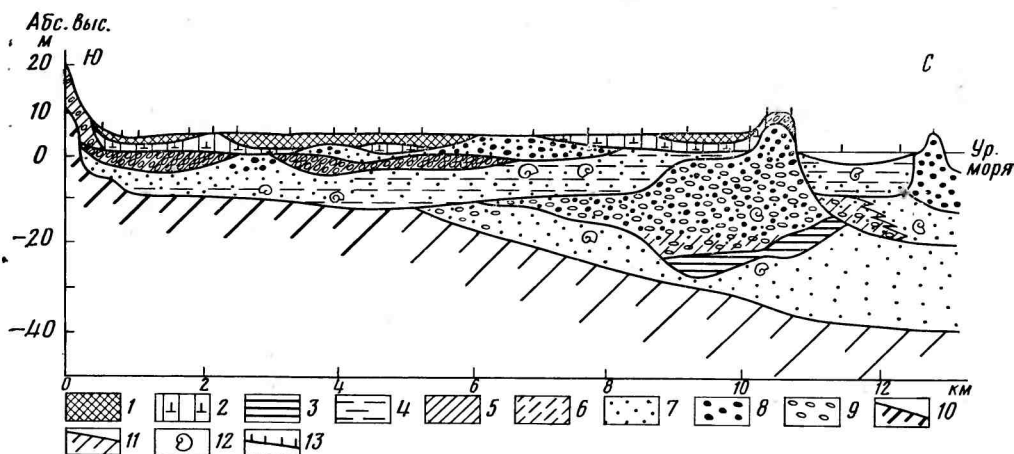
Прибрежная равнина в целом сложена разнообразным в литолого-генетическом отношении комплексом рыхлых осадков: морских, лагунных, озерных, речных (пески, галечники, реже алевроиты, илы, глины), время формирования которых охватывает широкий возрастной диапазон — от неогена до голоцена. Мощность рыхлого чехла позднелазовских отложений ступенчато возрастает от гор, где она составляет 10—15 м, к морю, у берега которого достигает 60 м. Основную часть разреза наиболее высокого террасового уровня составляют морские среднеплейстоценовые пески и алевроиты (Данилов и др., 1975), которые подстилаются и перекрыты прибрежно-морскими и аллювиальными галечниками. Непосредственно близ дневной поверхности залегает слой оторфованных озерно-болотных иловатых алевроитов.

Древний бар сложен с поверхности до глубины от 15 до 36 м гравийно-галечными осадками, подошва которых опускается на 24 м ниже современного ур. моря (рисунок). В разрезе чередуются относительно хорошо промытые осадки гравийного состава с заполнителем из грубозернистого песка и включениями мелкой гальки, которые составляют в основном верхнюю часть бара, и гравийно-галечные осадки с относительно плохо промытым песчано-суглинистым заполнителем, слагающие преимущественно нижнюю часть бара. В их основании встречены единичные раковины фораминифер.

Грубозернистые гравийно-галечные отложения залегают непосредственно ниже выраженной в современном рельефе поверхности древнего бара, а также образуют в его центральной части мощное, в основном погребенное аккумулятивное тело с поперечником от 1,5 до 2,5 км (см. рисунок), что свидетельствует о миграции бара в процессе его форми-

рования в горизонтальном направлении. Не исключено, что это тело образовано двумя генерациями приращенных друг к другу баров.

В основании грубозернистой толщи древнего бара вскрыты тонкие алевроито-суглинистые илистые осадки с прослоями торфа, растительно-го детрита и включениями гравия общей мощностью до 4,2 м. Вероятно, это отложения древней лагуны, некогда отгороженной древним баром от моря, погребенные под гравием и галькой в результате смещения бара в сторону суши. О лагунном генезисе осадков свидетельствует содержащаяся в них диатомовая флора смешанного состава: присутствуют солоноватоводно-морские, солоноватоводные и пресноводные виды



Геолого-геоморфологический профиль участка побережья Чукотского моря в районе Валькарайской низменности

1 — торф и торфяно-иловатые осадки; 2 — алевроиты, суглинки, оторфованные; 3 — суглинки, глины иловатые, оторфованные; 4 — илы песчаные и глинистые илы; 5 — суглинки; 6 — супесчано-суглинистый заполнитель; 7 — песок; 8 — гравий; 9 — галька; 10 — кровля скальных коренных пород; 11 — кровля рыхлых лигнитоносных неогеновых пород; 12 — остатки морской фауны; 13 — местоположение скважин

(аналогично современным лагунным илам). Гравелисто-галечные отложения древнего бара и залегающие в их основании лагунные осадки подстилаются мелкозернистыми морскими песками с фауной моллюсков сублиторального типа, реже разнозернистыми песками с прослоями растительного детрита, а также грубозернистыми песками с гравием и галькой.

Синхронный древнему бару террасовый уровень на абс. высоте 8—10 м сложен в основном разнозернистыми песками с гравием и гравийными отложениями с супесчаным заполнителем мощностью 4—6 м. Близ дневной поверхности они перекрыты оторфованными суглинками мощностью от 2 до 4 м, на которых иногда линзообразно залегают торфяники. Древнюю, ныне спущенную лагуну с дном на абс. высоте 4—5 м выполняют осадки общей мощностью 12—16 м, представленные мелкозернистыми иловатыми песками, в основании которых иногда залегает маломощный (1,5—2,0 м) слой иловатых оторфованных суглинков и глин. В песках содержится однообразная фауна морских моллюсков и небогатая микрофауна фораминифер. Иногда пески достигают дневной поверхности, обогащаясь гравием и приобретая разнозернистый состав. Они соответствуют в этих случаях зонам развития внутренних кос, перегородивших древнюю лагуну. На остальной площади ее бывшего распространения пески перекрыты слоем суглинков и алевроитов мощностью 2—5 м с включениями линз и прослоев торфа и оторфованных растительных остатков. На суглинисто-алевровитовых осадках развиты торфяники

мощностью 0,5—0,8 м; в ряде случаев весь слой или большая его часть замещается отложениями торфяно-иловатого состава.

Береговой бар, отгораживающий современную лагуну от моря, несколько отличается по своему геологическому строению от древнего бара, хотя в целом они сходны. Грубозернистые осадки слагают его от поверхности до глубины 12 м ниже ур. моря (древний бар — до глубины 24 м). Они представлены в основном гравием с примесью мелкой гальки и с песчаным или менее промытым песчано-суглинистым заполнителем (древний бар сложен несколько более грубым гравийно-галечным материалом). В отдельных прослоях в нижней части разреза гравийных отложений бара заполнитель суглинистый. На глубине около 6 м от поверхности встречены единичные раковины фораминифер. В основании гравийных отложений залегает метровый слой гравия с песчано-илистым заполнителем, накопление которого, возможно, происходило в лагунных условиях.

Лагуна, отчлененная современным баром, до глубины 8,5—10,0 м ниже ур. моря сложена в различной степени опесчаненными и насыщенными органическими остатками илами и глинистыми илами, иногда с редкими включениями гравия. Характерно распределение микрофауны фораминифер и морских остракод по разрезу лагунных илов. От поверхности дна лагуны и до глубины — 4 м илы практически лишены микрофауны, в интервале от —4 до —6,5 м появляется небогатый комплекс фораминифер, получающих массовое развитие (до 80 тыс. экземпляров на 100 г осадка) на глубинах от 7 до 9 м ниже ур. моря. Фораминиферы представлены здесь 22 видами, комплекс микрофауны включает также три вида морских остракод. В основании разреза лагунных илов комплекс фораминифер вновь обедняется. Изменения в составе микрофауны фораминифер и остракод позволяют утверждать, что на ранних этапах развития лагуны соленость ее вод была достаточно высокой и, вероятно, близкой к нормальной, т. е. лагуна имела широкую связь с морем. В дальнейшем эта связь уменьшилась, что привело к существенному опреснению вод лагуны и полному вымиранию морской микрофауны.

Выводы о закономерном изменении гидрохимического режима лагуны в процессе ее развития подтверждаются результатами диатомового анализа. В приповерхностном слое донных илов, до глубины —4 м, где отсутствует морская микрофауна, в составе диатомовой флоры преобладают пресноводные и пресноводно-солонатоводные виды. С глубины —4 м в лагунных илах наряду с фораминиферами появляются солонатоводные и солонатоводно-морские виды.

Грубозернистые осадки молодого бара и илы лагуны подстилаются тонко- и мелкозернистыми илистыми песками, иногда с включениями гравия и мелкой гальки. Мощность слоя песков, 8—10 м, кровля и подошва их под баром и лагуной совпадают, т. е. это, безусловно, единый слой. Пески содержат небогатый комплекс фораминифер, включающий восемь видов; в сторону суши близ дельты реки, впадающей в лагуну, они фациально замещаются галечниками с песчано-суглинистым заполнителем, также содержащими близкий пескам комплекс фораминифер, представленный 10 видами.

Рассмотренные данные о геолого-геоморфологическом строении лагунно-барового побережья Чукотского моря позволяют высказать некоторые суждения об условиях и истории его формирования. Образование древнего бара началось в период, когда отн. ур. моря был примерно на 24 м ниже современного. Именно на этой глубине гравийно-галечные отложения бара погребает иловато-глинистые осадки лагуны, фиксирующей достаточно определенно древнюю береговую линию того времени. Сами гравийно-галечные отложения бара могли формироваться лишь в береговой зоне моря. Лагунные осадки и вышележащие отложения бара

залегают на мелкозернистых морских фаунистически охарактеризованных песках, практически лишенных грубообломочного материала. Пески отлагались в зоне сублиторали, вероятно, на небольших глубинах. Отсюда следует вывод, что бар начал расти в условиях верхней сублиторали — нижней литорали. Затем им была отгорожена лагуна, осадки которой он впоследствии перекрыл, смещаясь к берегу.

Формирование бара происходило на фоне трансгрессии моря, ибо слагающие его гравийно-галечные осадки могли накапливаться только в береговой зоне; постепенно, в течение достаточно длительного времени, они увеличивались в мощности, которая достигла 36 м. В завершающую фазу формирования бара уровень моря был выше современного примерно на 10—12 м. Об этом свидетельствует не только аналогичная высота основной поверхности бара, но и соответствующая ему прибрежно-морская терраса. Приведенная схема развития бара и отгороженной им лагуны примерно соответствует схеме О. К. Леонтьева (Leontyev, 1969), иллюстрированной геологическим разрезом берегового бара на южном побережье Техаса в Мексиканском заливе (Fisk, 1959).

Синхронные древнему бару фаунистически охарактеризованные пески, слагающие низы разреза прибрежно-морской и более низкой лагунной террас, начали отлагаться на уровне, на 12—15 м ниже современного ур. моря, а лагунные илы, илистые алевриты и гравелистые пески внутренних кос древней лагуны завершили свое формирование на отметках 4—6 м выше современного ур. моря.

Возраст древнего бара и соответствующих ему лагунных и прибрежно-морских террас определен по данным радиоуглеродного анализа как доголоценовый. Лыстые алевриты, слагающие приповерхностную часть разреза прибрежно-морской и лагунной террас, содержат прослой торфа, абсолютный возраст которых по C^{14} —33 700±880 лет (Тараканов и др., 1974). Следовательно, формирование древнего бара и синхронных ему террас завершилось примерно 30 тыс. лет тому назад и соответствует не голоценовой, а широко распространенной на арктическом побережье каргинской трансгрессии, возраст которой на основании многочисленных радиоуглеродных датировок определяется от 50 до 20—30 тыс. лет тому назад (Данилов, 1978).

О достаточно продолжительном времени нахождения древнего бара в субэриальных условиях свидетельствуют развитые на его поверхности покровные лёссовидные суглинки мощностью около 1 м. Эти суглинки не могли отложиться на поверхности бара во время его формирования, как нет их и на молодом баре, где гидродинамические условия исключают возможность накопления тонкозернистых осадков. Они образовались, по-видимому, в результате последующих процессов криогенного выветривания, для чего требуется достаточно продолжительный период, исчисляемый уже в геологическом масштабе времени. Скорее всего этап активного криогенного выветривания и формирования покровных лёссовидных суглинков на гравийных отложениях древнего бара приходится на время позднелайстического (сартанского) похолодания и, следовательно, возраст самих отложений бара досартанский, что и соответствует результатам радиоуглеродного датирования.

Данные по возрасту древних баров северной Чукотки находятся в полном соответствии с таковыми по арктическому побережью Аляски. По Д. М. Хопкинсу (1976), береговые валы высотой 7 м у мыса Барроу, на основании датирования тонких волокон растений, собранных из песка с галькой основного берегового вала, и органического детрита из лежащего под песком песчанистого ила, имеют возраст от 25 до 40 тыс. лет.

После завершения процесса накопления осадков, слагающих древний бар, т. е. в фазу, предшествующую началу формирования молодого бара, уровень моря понижался значительно ниже современного — предголоценовая регрессия и соответствующее ей время сартанского похолода-

ния. Затопленные береговые линии вдоль побережья Чукотского моря фиксируются на глубинах до —38 м (Хопкинс, 1976), а по данным других исследователей — до —50 м. Абсолютный возраст береговых линий на отметке —38 м примерно 13 тыс. лет (Хопкинс, 1976), т. е. возраст максимальной фазы регрессии был несколько большим и составляет, вероятно, около 15 тыс. лет. В дальнейшем ур. моря постепенно повышался, возраст береговой линии на отметке —30 м 12 тыс. лет, а торф на глубине 20 м в заливе Нортон накапливался 10 тыс. лет тому назад (Хопкинс, 1976).

Отложение гравийных осадков современного бара началось при отн. ур. моря, примерно на 12 м ниже современного, и продолжалось в ходе трансгрессии. При этом бар в целом сохранял свое первоначальное местоположение. На этапе трансгрессивного развития бар существовал как островная форма донного рельефа и изоляция лагуны от моря была слабой. Об этом свидетельствуют богатые комплексы фораминифер в нижней и средней частях разреза лагунных осадков, наличие солонатоводно-морских и солонатоводных видов в составе диатомовой флоры. В верхней части разреза илов современной лагуны, как уже отмечалось выше, фораминиферы отсутствуют, а морские виды диатомей единичны. Можно полагать, что в это время произошла почти полная изоляция лагуны баром, целиком вышедшим из-под ур. моря. Выход всей поверхности бара из-под ур. моря совпал по времени с начавшейся регрессией и явился, по-видимому, ее следствием, как это показывают экспериментальные исследования (Леонтьев, Никифоров, 1968).

Важным и дискуссионным является вопрос о том, откуда поступает материал для образования береговых баров. Многочисленные факты свидетельствуют, что береговые бары сложены материалом донного происхождения (ракушей или ракушечным песком, оолитовым песком), выстилающим дно непосредственно перед баром (Леонтьев и др., 1975). **Это говорит о том, что бары обязаны своим происхождением поперечному перемещению наносов, т. е. в направлении берега.** В случае гравийно-галечного состава слагающих бары осадков предполагается, что в ходе голоценовой трансгрессии морем размывались грубозернистые континентальные (в основном водно-ледниковые) осадки затапливаемой суши, которые затем шли на формирование баров. Последние возникали при переходе от относительно крутых уклонов морского дна к слабонаклонным поверхностям затапливаемой суши. Эта гипотеза разрабатывалась В. П. Зенковичем, О. К. Леонтьевым, П. А. Каплиным, однако, как отмечает один из ее авторов — П. А. Каплин (1973), объясняя процессы образования баров, сформированных на грубозернистых субаэральных отложениях, эта гипотеза не объясняет их развития на морских мелкозернистых отложениях.

В изученном нами районе арктического побережья Чукотки оба бара (современный и древний) сформированы на морских песках и, вероятно, следует считать, что они зародились на подводном склоне берега моря в условиях верхней сублиторали. В связи с этим остается непонятным, как мог поступать грубозернистый гравийно-галечный материал с больших глубин дна к берегу, когда на меньших глубинах и ближе к берегу дно было сложено мелкозернистыми песками. Неясен источник поступления гравия и гальки со дна. Современный донный рельеф Чукотского и Восточно-Сибирского морей несет на себе все признаки затопленного и непереработанного морем субаэрального эрозионного рельефа (Ласточкин, 1977). Таким образом, отпадают как возможный источник материала для постройки баров затопленные и не размытые морем континентальные грубозернистые осадки. Кроме того, как уже отмечалось выше, американскими и советскими исследователями установлены на подводном береговом склоне затопленные аккумулятивные формы рельефа типа баров на глубинах от 38—50 до 10—12 м (Хопкинс, 1976, и др.).

Таким образом, если все-таки предположить, что материалом для постройки баров являлись размываемые морем в ходе трансгрессии более древние грубозернистые плейстоценовые отложения, то они могли пойти на постройку занимающих наиболее низкое гипсометрическое положение баров. Более высоко расположенные бары могли образоваться только из материала, имевшегося на самом подводном береговом склоне. Вопрос о том, откуда поступал грубозернистый материал на подводный береговой склон, остается неясным.

Анализ изложенного материала позволяет сделать некоторые выводы о позднелайстоценово-голоценовой истории развития арктического побережья Чукотки. В предкаргинское время (около 50—60 тыс. лет тому назад) имела место регрессия Чукотского моря до отметок, вероятно, не менее 50 м ниже его современного уровня. В последовавшую затем каргинскую трансгрессию при положении ур. моря на отметке —24, —27 м начал формироваться древний бар и отлагались илистые осадки отчлененной им лагуны. В максимум каргинской трансгрессии отн. ур. моря превышал современный в пределах арктического побережья Чукотки примерно на 10—12 м. В предголоценовое время (около 18—15 тыс. лет назад) имела место регрессия до абс. отметок не менее —30, —38 м.

В ходе голоценовой трансгрессии при положении ур. моря на отметках около —12 м началось накопление гравийных осадков современного бара, продолжавшееся до максимума трансгрессии. В течение всего этого времени положение береговой линии моря, фиксируемой баром, оставалось примерно постоянным. Можно считать, что парадокс стабильного положения береговой линии на фоне морской трансгрессии — явление, свойственное развитию лагунно-баровых берегов. Оно может сохраняться лишь при условии, что поднятие ур. моря (или опускание суши) будет компенсировано прибрежно-морским осадконакоплением в пределах бара. Дефицит наносов при продолжающемся подъеме ур. моря приведет к затоплению баров и изменению положения береговой линии. В пределах арктического побережья Чукотки фиксируемая молодыми барами береговая линия сохранялась весьма длительное время и не была изменена даже в максимум голоценовой трансгрессии. Последовавшая затем регрессия привела к тому, что ур. моря занял свое настоящее положение.

ЛИТЕРАТУРА

- Данилов И. Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. Изд-во МГУ, 1978.
- Данилов И. Д., Недешева Г. Н., Рябова Е. И. Морские среднелайстоценовые отложения арктического побережья Чукотки. «Докл. АН СССР», т. 225, № 2, 1975.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Ласточкин А. Н. Подводные долины северных морей СССР. «Изв. Всес. геогр. о-ва», № 5, 1977.
- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г. Экспериментальные исследования формирования береговых баров в условиях берегов поднятия. «Тр. 10-й сес. прибрежно-морских исслед.». Таллин, 1968.
- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов П. А. Геоморфология морских берегов. Изд-во МГУ, 1975.
- Тараканов Л. В., Каплин П. А., Курсалова В. И. Строение и абсолютный возраст новейших отложений Валькарайской низменности (северная Чукотка). «Докл. АН СССР», т. 216, № 5, 1974.
- Хопкинс Д. М. История уровня моря в Берингии за последние 250000 лет. В сб. «Берингия в кайнозой». Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976.
- Fisk H. N. Padre Island and Laguna Madre mud flats, south coastal Texas: Baton Rouge, Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst. 11 Coastal Geog. Conf., 1959.
- Leontyev O. K. Flandrean Transgression and the Genesis of Barrier Bars. Quaternary Geology and Climate. National Academy of Sciences. Washington, D. C., 1969.

STRUCTURE AND EVOLUTION OF LAGOONS AND BARS AT THE ARCTIC COAST OF THE CHUKCHI PENINSULA

I. D. DANILOV, G. N. NEDESHEVA, E. I. POLYAKOVA

Summary

New data are given on geological and geomorphological structure of lagoons and bars at Arctic coast of the Chukchi Peninsula at Valkarai Lowland, resulted from detailed studies of coastal landforms and sediments. A history of the coast's evolution during Late Pleistocene and Holocene is described as well as the conditions of the bars' and lagoons' formation.

УДК 551.462

Ю. Д. ЕВСЮКОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ АФРИКАНО-СИЦИЛИЙСКОГО ПОРОГА

Африкано-Сицилийский порог давно является объектом геологических и геоморфологических исследований. В его пределах исключительно ярко выражен новейший и современный тектогенез, создавший резкую контрастность подводного рельефа. В тектоническом отношении порог расположен в пределах двух резко различных по геологическому строению и истории развития морфоструктур: северной окраины Африканской платформы (области I—III, рис. 1, врезка) и пояса складчатых альпийских сооружений, выраженного здесь подводным продолжением Телль-Атласа (область IV). Особенности развития этих разноплановых и разновозрастных регионов на новейшем этапе геологической истории находят отражение в главных чертах геоморфологии дна и в характере современных геодинамических процессов на акватории порога.

Как известно, Африкано-Сицилийский порог разделяет Средиземное море на западную и восточную части. Юго-западная и северо-восточная граница порога определяются соответственно Тунисско-Ливийским и Сицилийским побережьями. На востоке его граница с Ионическим морем и Центральным Средиземноморским бассейном обозначена Мальтийским эскарпом, северо-западная граница проводится условно по линии Бизерта — острова Кани — банка Скерки — Эгадские острова. В указанных пределах площадь порога около 230 тыс. км².

В статье сделана попытка обобщить фактический материал по рельефу дна (рис. 1), который сведен на геоморфологической карте (рис. 2 см. вкл. стр. 88).

При составлении геоморфологической карты использованы: в качестве основы итальянская батиметрическая карта масштаба 1 : 750 000 (Morelli et al., 1975), сведения по батиметрии и геоморфологии, содержащиеся в опубликованных работах (Емельянов и др., 1965; Михайлов, 1965; Михайлов, Гончаров, 1969; Carter et al., 1972), а также эхолотные и сейсмические профили общей протяженностью более 26 000 км, полученные в советских и зарубежных экспедициях, и материалы детальных исследований на полигонах (более 1200 км), выполненных в основном на НИС «Академик С. Вавилов» (Маловицкий и др., 1975). Подчеркнем особую роль данных непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), которые позволяют выявить и уточнить генезис и возраст ряда морфоструктур и многочисленных форм рельефа, таких, как соляные купола, диапиры, вулканы и др. (Евсюков, 1978б).

Африкано-Сицилийский порог характеризуется относительно малыми глубинами моря; при морфоструктурном анализе здесь отчетливо