

УДК 551.35

В.Ю. Бирюков, Н.Н. Дунаев, Ю.А. Павлидис

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ И РАЗВИТИЕ ЗАПАДНО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА В КАЙНОЗОЕ

Рассматриваемый регион на фоне других шельфов территории СССР относится к числу наименее исследованных в геологическом отношении, что объясняется спецификой природных условий, препятствующих широкому проведению соответствующих работ. Поэтому представления о его геологическом строении, тектонике и истории развития строились ранее главным образом по материалам изучения прилегающей суши и небольшому объему геофизических исследований [*Барановская и др., 1982; Брызгалова и Биджиев, 1986; Гросвальд, 1983; Литология..., 1984; Матишов, 1984; Основные проблемы..., 1983*].

Западно-Карский шельф находится на продолжении эпигерцинской Западно-Сибирской плиты, возможно обособляясь от нее структурным порогом, представляющим зону предполагаемого сочленения позднегерцинских структур Урала и Таймыра.

Наши исследования на НИС «Профессор Штокман» в западной части Карского моря позволили собрать большой объем данных с помощью непрерывного сейсмоакустического зондирования толщи пород до глубины 260 м, эхолотирования и геологического опробования донных грунтов на глубину до 4,5 м.

В рельефе дна Западно-Карского шельфа по направлению от п-ова Ямал к островам Новая Земля выделяются следующие основные элементы: полого наклоненная на запад абразионно-аккумулятивная равнина субаквального происхождения, являющаяся западной окраиной обширной Мангазейской равнины; Байдарацкая низменность с ее северным ответвлением - Приямальской впадиной, характеризующаяся преимущественным развитием аккумулятивной поверхности выравнивания; эрозионно-денудационная, относительно поднятая, Западно-Карская равнина с хорошо сохранившимися субаэральными формами рельефа: Восточно-Новоземельская впадина, отличающаяся полигенетической морфоструктурой. Наклонная равнина осложнена абразионными террасами, отметки которых составляют 20-25, 30-32, 40-44 м ниже современного уровня моря, а бровка перегиба к Байдарацкой низменности находится на отметках 60-62 м (реже 47-50 м) ниже уровня моря. Для эрозионно-денудационной равнины характерны уровенные поверхности с отметками -60, -90, -110 и -120 м, расчлененные V-образными врезами глубиной до 40 м и более. Отметки тальвегов долин, осложняющих поверхности -60 и -90 м, составляют -110, -120 и редко -130 м. Поверхность -120 м местами повышается до -110 ÷ -100 м. Она прорезана долинами с преобладающей глубиной до 180 м, реже до -200 ÷ -220 м, заполненными тремя, а иногда четырьмя генерациями рыхлых отложений, и на нее опирается уступ наклонной абразионно-аккумулятивной равнины. По восточному борту Восточно-Новоземельской впадины прослеживаются террасовые уровни на отметках -120, -150 ÷ -160, -180 ÷ -190 и -220 м.

Менее отчетливо намечаются уровни на глубинах -260 ÷ -270 и -300 м. Минимальная установленная отметка днищ самых глубоких эрозионных врезов Западно-Карского шельфа с учетом мощностей заполняющих их осадков составляет -260 ÷ -270 м.

В строении изученного разреза отчетливо выражены два горизонта. Нижний представлен консолидированной осадочной толщей, отличающейся плоскопараллельной слоистостью напластования и залеганием (рис. 1). Структура сейсмограммы позволяет предположить, что ее накопление происходило в сравнительно неглубоком бассейне (эпиконтинентальном шельфовом море) при периодической смене интенсивности поступления осадочного материала и его крупности. Возраст горизонта авторы условно относят к палеогену, скорее всего он соответствует эоцену - раннему олигоцену.

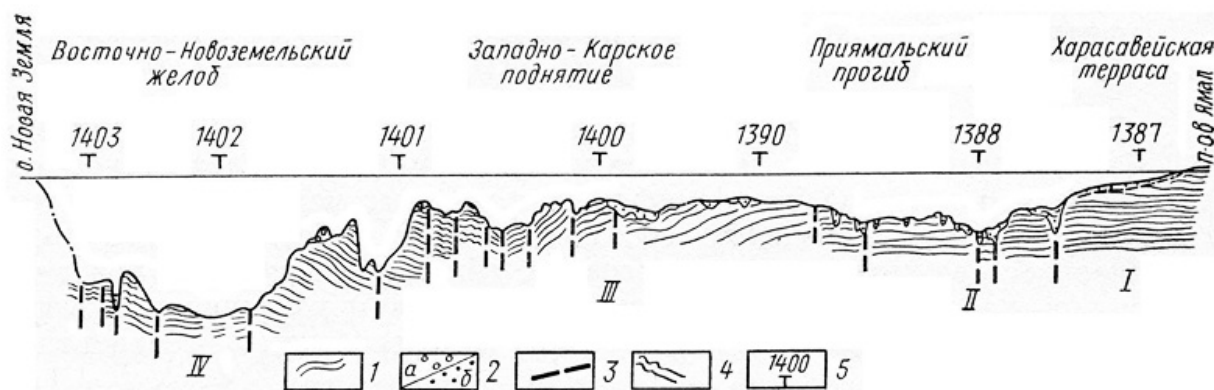


Рис. 1. Схематизированный разрез верхних горизонтов осадочного чехла и основные элементы рельефа Западно-Карского шельфа. Условные обозначения: 1 — консолидированная осадочная толща; 2 — рыхлые отложения: а — морены сартанского оледенения, б — прочие субаквального и субэрального происхождения; 3 — разрывные нарушения; 4 — гляциодислокации; 5 — станции геологического опробования. Равнины: I — Мангазейская, II — Приямальская, III — Западно-Карская, IV — Восточно-Новоземельская впадина

Верхний горизонт разреза залегает со стратиграфическим и угловым несогласием и представлен субэральными и прибрежно-морскими фациями с непостоянными мощностями. На рис. 2 приведен поперечный профиль палеодолины, сопряженной с подводным склоном п-ова Ямал. Долина прошла несколько стадий унаследованного развития. Снизу вверх здесь хорошо видны две границы размыва и четыре границы облекания и прилегания. Верхняя граница по направлению к п-ову Ямал претерпевает качественное превращение, переходя в границу размыва.

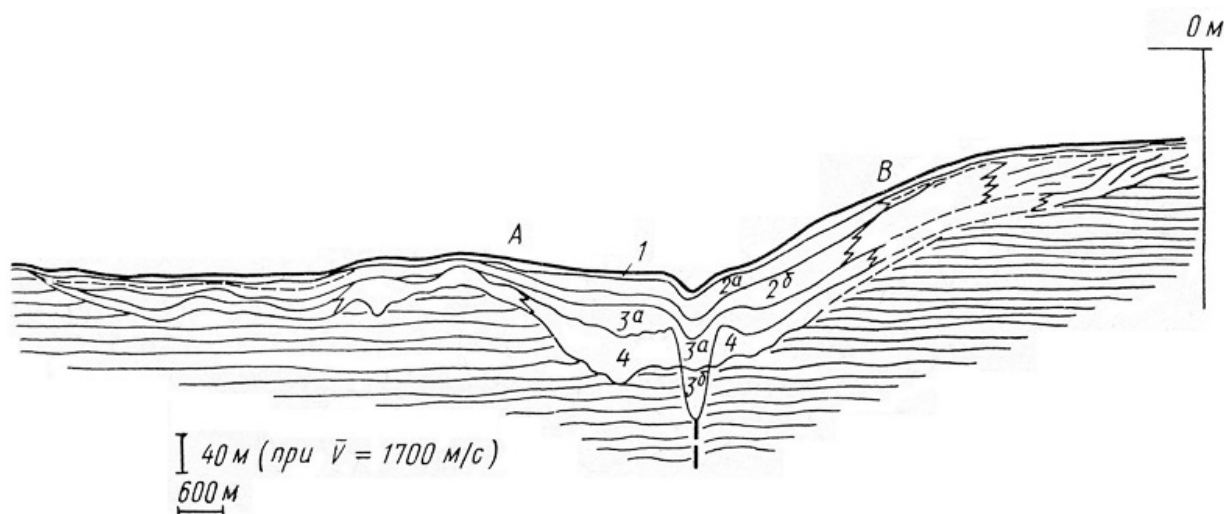


Рис. 2. Детальный сеймостратиграфический разрез древней долины в зоне Приямальской впадины (пояснения в тексте)

Отложения, обозначенные индексами 1, 2а, 3а, зарегистрированы акустически прозрачным фоном, который сменяется в сторону мелководья более темным, очевидно из-за возрастания в составе осадков акустически объемных неоднородностей. Другие комплексы выражены динамически более интенсивными трассами осей синфазности, подчеркивающими их слоистое строение. Наиболее неоднородный осадочный материал с преобладанием грубозернистых разностей отвечает комплексу с индексом 4. Предполагается, что акустически осветленные слои состоят преимущественно из пелитового материала, накопленного во время повышенной ледовитости бассейна и (или) ограниченного сноса с суши, а относительно темные - в условиях меньшей ледовитости бассейна и увеличения притока терригенного, в том числе более грубозернистого материала. Отложения рассматриваемого горизонта авторы относят к четвертичной системе, подразделяя их (в соответствии с индексами на рис. 2) на голоценовые (Q_4), позднеплейстоценовые ($2a = Q_3^4$, $2б = Q_3^3$, $3a = Q_3^2$, $3б = Q_3^1$) и среднеплейстоценовые ($4 = Q_2$), коррелируемые вероятнее всего с салехардской свитой ямальской серии суши (Q_2^{2-4}). Не исключаются и другие варианты трактовки приведенных данных. В частности, последовательность развития региона можно представить следующим образом.

Ранний кайнозой характеризовался здесь относительной тектонической направленностью в устойчивом погружении дна сравнительно мелководного морского бассейна, куда сносился терригенный материал с суши, в том числе и находившейся севернее в пределах современной впадины Северного Ледовитого океана (СЛО). С неогена или, возможно, с позднего олигоцена происходит активизация тектонических движений, в результате которых значительная территория региона претерпевает складчатые и разрывные дислокации, осушается и подвергается размыву. Субаэральные условия и тектонические движения продолжают в течение неогена и раннего плейстоцена. В это время разрушается Центральноеарктическое поднятие и обособляются внешние границы современного шельфа в очертаниях, близких настоящим. Наряду с этими процессами активизируется становление в рельефе эпиплатформенного орогена Новой Земли и формирование сопряженного с ним Восточно-Новоземельского синклиналиного прогиба. По мере развития прогиб осложняется дизъюнктивными дислокациями и приобретает желобообразный вид. Он осваивается крупной меандрирующей рекой, оставившей следы в виде врезов и террас, очевидно, имевшей antecedentный характер при пересечении района современного порога Брусилова. Повидимому, здесь была прадолина р. Оби. Сравнительно глубокие врезы в пределах подводной эрозионно-денудационной равнины (Карию) и их северо-западное простираие можно объяснить antecedentным пересечением ее транзитными реками с Новой Земли в направлении несуществующего тогда п-ова Ямал на начальной стадии субаэрального развития региона, когда Восточно-Новоземельский прогиб еще не был в состоянии перехватывать западные водотоки.

Изменение структурно-тектонического плана этого региона было вызвано формированием на данном этапе впадины в западном секторе СЛО, что не могло не отразиться на состоянии сопредельных регионов прежде всего в силу законов изостазии. Таким образом, послеолигоценовая регрессия носила тектонический характер. Понижение уровня моря в ее максимальную стадию превышало - 260 м (рис. 3). Это обстоятельство способствовало усилению континентальности климата, что в условиях высоких широт сопровождалось значительным похолоданием и развитием многолетней мерзлоты. В дальнейшем в связи с изменением объема океанических впадин началась трансгрессия, сопровождавшаяся увлажнением климата, с которой авторы коррелируют вторую половину плейстоцена. Сочетание влажных и холодных условий высоких широт способствовало развитию оледенения, вероятно при уровне моря, ненамного выше современного.

Зародившись, оледенение некоторое время находилось в стадии синэргетики и самоподдерживалось, разрастаясь за счет аккумулируемой им влаги, обусловив понижение уровня моря. В последующее межледниковье с потеплением климата ледники

сравнительно быстро распадались, что определяло высокую скорость подъема уровня моря на первых этапах трансгрессии. В последующем глобальная тектоническая нестабильность, предопределенная вероятно плотностной конвекцией в мантии Земли, процессами гравитации, силами ротационного происхождения и другими причинами, вызвала смену знака региональных движений, и эпоха трансгрессии сменилась регрессией, минимальная отметка которой превышала - 230 м (см. рис. 3). За понижением базиса эрозии последовало врезание речной сети (см. рис. 2, границы комплексов 3, 4). Очередное изменение тектонической ситуации привело к подъему уровня моря, происходившего по описанной выше модели, сопровождавшемуся, в частности, аккумуляцией рыхлого материала в отрицательных формах рельефа (см. рис. 2, границы комплексов 3,4).

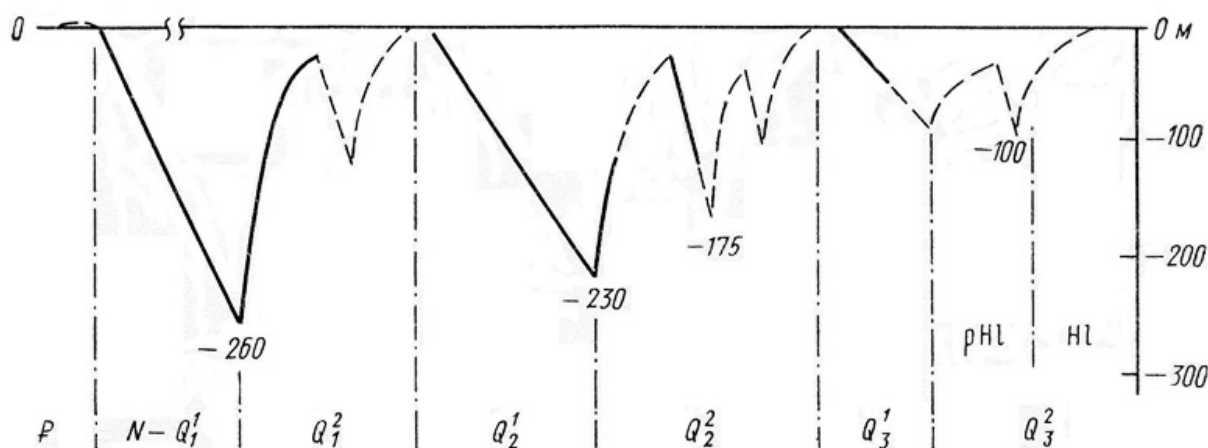


Рис. 3. Схема предполагаемых колебаний уровня моря

Региональная геолого-климатическая обстановка могла определить осцилляцию ледникового покрова вплоть до возникновения локальных ледников, например горно-долинного типа в районах современного Пай-Хоя и Северного острова Новой Земли. Рассмотренная ситуация повторилась и в последующем (см. рис. 3). Понижение уровня моря вследствие гляциоэвстазии обычно не столь значительно, как при тектоноэвстазии, хотя в отдельных случаях возможны исключения.

Принятие данной модели дает один из вариантов решения дискуссионного вопроса о ранге голоцена в четвертичной системе. Из рис. 3 видно, что голоцен, отражая заключительную стадию трансгрессивного цикла, подобно аналогичным эпохам в ранне- и среднечетвертичное время, является частью позднего плейстоцена, а не определяет этап квартера, который, как и прежние, должен начаться крупной регрессией моря, определенной тектоникой. Из рис. 3 видно, что период роста ледниковых щитов значительно превышает длительность их распада, следовательно, эпохи межледниковий были значительно короче ледниковых. Эти представления помогают объяснить также и другие проблемы, в частности не менее дискуссионные - парагенезис гляциальных и морских отложений и связанные с этим проблемы синхронности или асинхронности трансгрессий и ледниковий.

Материалы, полученные при исследовании Западно-Карского шельфа, позволяют предполагать, что позднеплейстоценовое оледенение имело ограниченные размеры и рассредоточено по отдельным центрам, в числе которых были Северный остров архипелага Новой Земли и Пай-Хой. Сравнительно небольшие купола без сколько-либо существенных подвижек льда, по-видимому, находились в области современного п-ова Ямал и Западно-Карской равнины. Так, граница стратиграфического несогласия голоценовых осадков с подстилающими отложениями на подводном склоне Ямала может быть объяснена, например, распространением здесь предшествующего сартанского

ледника. Сопоставляя глубины несогласного залегания подошвы голоценовых отложений в зонах А и В (см. рис. 2) и принимая во внимание, что ледник может вызвать прогибание земной коры на $\frac{1}{4}$ - $\frac{1}{3}$ его мощности, его допустимая мощность в районе Ямала не выше 150-200 м. Надо полагать, релаксация этого прогибания произошла довольно быстро, так как мощности голоценовых морских осадков в зонах различаются несущественно. Уровень моря опускался до глубины, которая заведомо превышала 60 м и находилась, очевидно, в пределах отметок, соответствующих ныне геоморфологическим уровням -100, -110, -120 м. Не исключено, что эти глубины отражают единую поверхность, выработанную в стадию низкого стояния уровня моря в субэвральном расчлененном рельефе и впоследствии выведенную на данные отметки в результате тектонических движений. Возможно, урвенная поверхность, находящаяся на отметке -90 м, тоже образовалась в это время. Реально предполагать, что снижение уровня моря не превышало глубины -120 м, так как урвенная поверхность, приуроченная к ней, является наиболее погруженной и к тому же ареалы ее распространения, судя по мощностям и составу осадков, имеют тенденцию к унаследованному опусканию в голоцене. Оценивая распределение мощностей верхнего горизонта и вероятные скорости тектонических движений в данной геоструктурной зоне, можно предположить снижение здесь уровня моря в сартанское время до отметок, расположенных в интервале глубин 90-100 м. Длительность ледниковья в геологическом летоисчислении была непродолжительной, о чем свидетельствует V-образный профиль врезов в условиях слабоустойчивых к эрозии отложений. Подъем уровня моря в поздне- послеледниковье был неравномерным: вначале быстрый, а с глубины, соответствующей нынешней отметке -60 м, примерно вдвое-втрое менее интенсивный, возможно с остановками или даже небольшими кратковременными регрессиями, во время которых выработывались упомянутые ранее террасы. Уменьшение ширины более высоких подводных террас при идентичности геологического разреза свидетельствует о том, что время на формирование каждой более молодой террасы последовательно сокращалось, в чем усматривается влияние местных тектонических условий.

Среди следов ледниковья хотелось бы отметить гляциодинамические структуры, зафиксированные, в частности, гофрировкой слоев нижнего горизонта рассматриваемой толщи осадочного чехла, особенно хорошо проявившейся в пределах эрозионных останцов в Восточно-Новоземельском прогибе (см. рис. 1). Простейшие расчеты по В.Г. Ходакову [1978] показывают, что мощность ледникового потока, сходявшего сюда с Новой Земли, составляла примерно 220 м. С этой цифрой хорошо увязываются и отметки устьев фиордов, осложняющих восточный склон Новоземельского антиклинория. Наибольшей мощности (1 км) ледник достигал на Северном острове, охватывая широтный диапазон заливов Брандта и Новый. Отсутствие сколь-либо мощной толщи рыхлых осадков в центральных районах прогиба авторы объясняют не становлением его в послеледниковье, как об этом иногда пишут в литературе, а выносом их более древними ледниковыми потоками, упиравшимися в восточный борт прогиба и растекавшимся вдоль него. По-видимому, этим фактором обусловлена перемычка, разделяющая Восточно-Новоземельскую и Байдарацкую впадины.

Сформировавшийся в современных очертаниях структурный план Западно-Карского шельфа в значительной мере автономен от неотектоники прилегающей суши, однако унаследовал некоторые черты предыдущих эпох. К их числу можно отнести прогиб, обрамляющей с востока поднятия Пай-Хой - Новая Земля, морфологически выраженный в настоящее время Восточно-Новоземельской и Байдарацкой впадинами. Унаследовано и горизонтальное залегание осадочной толщи в Приямальской зоне (см. рис. 1). Новейший этап проявился главным образом в дифференцированных вертикальных движениях, отраженных в кровле осадочного чехла структурными формами преимущественно блоково-разрывной и в меньшей мере пликативной природы, в ориентировке которых преобладает тенденция к ортогональным направлениям. Среди пликативных структурных форм можно выделить также типично платформенный ряд:

впадины, поднятия, валы. Предполагается, что от Ямала в западном направлении в пределах наклонной абразионно-аккумулятивной равнины могут быть прослежены структурные выступы (террасы, «носы»), которые вследствие проявившейся здесь специфики тектонического режима в позднем кайнозое оказались невыраженными или недостаточно отчетливо прослеживаются на имеющихся в нашем распоряжении сейсмограммах кровли осадочного чехла.

Проведенные исследования позволили предложить модель строения и развития региона в кайнозое. Их результаты носят и утилитарный характер, что с учетом предыдущих исследований [*Геологическое строение...*, 1984] может быть использовано при оценке перспектив Западно-Карского шельфа на поиск полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барановская О.Ф., Зархидзе В.С., Куликов Ю.Н. и др. Геологическая история шельфов и палеошельфов Арктики в неоген-четвертичное время. XI конгресс ИНКВА: Тез. докл. 1982. Т. 3.
2. Брызгалова М.М., Биджиев Р.А. [История морских бассейнов севера Западной Сибири в плейстоцене](#) // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1986. № 1.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Моря Советской Арктики. Т. 9. Л., 1984.
4. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., 1983.
5. Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л., 1984.
6. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л., 1984.
7. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л., 1983.
8. Ходаков В.Г. Водно-ледниковый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М., 1978.

Поступила в редакцию 14.07.87

Ссылка на статью:



Бирюков В.Ю., Дунаев Н.Н., Павлидис Ю.А. Осадочный чехол и развитие Западно-Карского шельфа в кайнозое // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1989. № 3. С. 53-59.