ГЕОМОРФОЛОГИЯ
1989 № 4

УДК 551.4(98)

Н.Г. Патык-Кара, А.А. Архангелов, И.Р. Плахт

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕПЕРЫ В КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

История развития Восточно-Арктического шельфа СССР (ВАШ) неизменно привлекает внимание исследователей [*Берингия…, 1976; Бискэ, 1975; Herman & Hopkins, 1980; Пуминов и Дегтяренко, 1982; Marinovich et al., 1985; Лаухин и Патык-Кара, 1985; Патык-Кара и Лаухин, 1986; Пуминов, 1986* и др.]. Однако существует определенный разрыв между данными по строению кайнозойских отложений побережья и приморских равнин [*Кайнозой…, 1975; Сухорослов, 1978; Континентальные…, 1979; Геология…, 1982; Стратиграфия…, 1982*], морфоструктурными построениями [*Патык-Кара и Лаухин. 1986; Байрон и др., 1977; Патык-Кара и др., 1981; Безродных, 1983*] и современными представлениями об эволюции Арктической геодинамической системы в целом [*Геология…, 1984* и др.].

В основе современной концепции развития Арктической геосистемы лежит тектоническая неоднородность ее главных составных частей - более древнего мезозойского (юрско-мелового) Амеразийского бассейна, разделенного хребтом Менделеева-Альфа и Чукотским поднятием, обладающими корой переходного типа, на ряд котловин, и Евразийского спредингового бассейна, возникновение которого в этой части полярной области относится к палеоцену. Оба бассейна разделены хребтом Ломоносова с корой континентального типа [*Геология…, 1984*]. Это нашло отражение и в структурной разнородности сопряженных частей континентального шельфа - более выравненного в Восточно-Сибирско-Чукотском секторе и имеющего центриклинальную структуру за счет процессов молодого рифтогенеза - в Лаптевском секторе.

С учетом сказанного проанализируем последние данные по развитию рельефа рассматриваемой шельфовой области с позиций тектонической истории региона. Для этой цели были привлечены результаты детального изучения рельефа и кайнозойского осадочного чехла по нескольким районам арктического побережья, выбранным на том основании, что в совокупности они характеризуют различные типы обстановок. Это - унаследованные прогибы ранне-кайнозойского заложения (Нижнеколымский, Чаунский районы), ступени промежуточного типа с нижним возрастным рубежом в неогене (Валькарайская низменность) и межбассейновые барьеры, играющие роль региональных водоразделов на ранних этапах развития шельфовой области (Чокурдахско-Ляховский район). Остановимся на некоторых из них.

Чокурдахско-Ляховский опорный геоморфологический район в структурном отношении приурочен к региональному субмеридиональному поднятию, играющему роль древнего водораздела Лаптевского и Восточно-Сибирского седиментационных бассейнов. Его специфическая структурная позиция обусловила отчетливое проявление в разрезе кайнозойских отложений фаз неотектонических движений. В основании разреза кайнозойских отложений мощностью до 200 м в наиболее прогнутых субширотных прогибах и в первых десятках метров на относительно приподнятых блоках установлены залегающие in situ и переотложенные коры

выветривания, имеющие площадное распространение и условно датируемые палеоценом-эоценом. Олигоцен-миоценовые осадки - мелко- и тонкозернистые пески с лигнитизированными растительными остатками фиксируются в низах разреза Ванькиной губы. Вышележащая часть разреза характеризуется в общих чертах трехчленным строением, причем комплексы отложений разделены стратиграфическим и угловым несогласиями. Наиболее ранний цикл отмечен формированием залегающих на размытой поверхности кор выветривания средневерхнемиоценовых отложений озерно-аллювиального генезиса, содержащих в основании примесь плохо сортированого щебнисто-дресвяного материала. На более поднятых блоках, в том числе в пределах сводово-купольных массивов, в значительной мере перекрытых кайнозойским чехлом, к этому времени относится формирование наиболее древней генерации погребенных долин, выполненных глинистыми песками и галечниками. На некоторых участках в верхах миоценовых отложений (так называемых нижних песков) в разрезах Ванькиной и Селляхской губ отмечены неогеновые морские диатомеи. Эта часть разреза заканчивается образованием типа покровных суглинков мощностью 2-5 м, облекающих водоразделы и отсутствующих в расчленяющих их долинах следующей генерации. Указанный горизонт, впервые выделенный нами в разрезах Чокурдахского залива, рассматривается как свидетельство стабилизации территории перед наступлением следующей фазы неотектонической активизации в первой половине плиоцена. Погребенные долины, возникшие в это время, имеют выработанный продольный профиль и нередко заключают комплекс погребенных террас. По латерали осадки долинного комплекса замещаются прибрежно-морскими фациями гравийно-песчаного состава, выше по разрезу сменяющимися более тонкими алеврито-песчаными осадками с прослоями торфа и растительного детрита. Эта толща («средние пески») имеет среднепозднеплиоценовый возраст. По ее кровле проходит крупное несогласие.

Вторая половина раннего - начала среднего плейстоцена отмечена широким накоплением отложений, формировавшихся в прибрежной зоне опресненных водоемов со сгонно-нагонным режимом, в приустьевых частях рек и на прибрежных озерно-аллювиальных равнинах. Они деформированы блоковыми движениями, расчленены эрозионными врезами и термокарстовыми понижениями. Следы бореальной трансгрессии в пределах района неизвестны. Выше залегают озерно-аллювиальные отложения зырянского возраста, отложения каргинской трансгрессии, полигенетические голоценовые отложения.

Геоморфологические уровни и коррелятные им толщи в целом прослеживаются и в северной части Чокурдахско-Ляховской зоны - на побережье о-ва Большого Ляховского и прилегающем шельфе (рис. 1). Отличительную черту района составляет широкое развитие погребенной предельно выровненной поверхности с отметками +10... -10 м, фиксированной корами выветривания каолинового профиля. Характер сохранности последних определяется ступенчатым погружением поверхности по направлению к проливу Санникова по системе нарушений субширотной ориентировки. В частности, площадная сохранность кор выветривания наблюдается только в пределах уровня ниже -10 м, отстоящего от современного берега на 2,5-3,5 км. На этой поверхности сохранились и фрагменты древнейшей ложково-долинной сети, обладающей всеми признаками долин пенеплена: разветвленный характер, малая углубленность, выположенный продольный профиль (0,004-0,002). Наилучшая морфологическая сохранность долин наблюдается в пределах самого пьедестала, в обрамлении островных гор, а сохранность коррелятных отложений - в области тектонического уступа, отделяющего пьедестал от следующей ступени прогиба, выполненной лингнитоносными отложениями олигоценового возраста. В

промежуточной зоне, где поверхность пенеплена подверглась абразионному воздействию четвертичных трансгрессий, сохранность древнего эрозионного рельефа значительно хуже; здесь же практически отсутствуют и фрагменты коры выветривания.

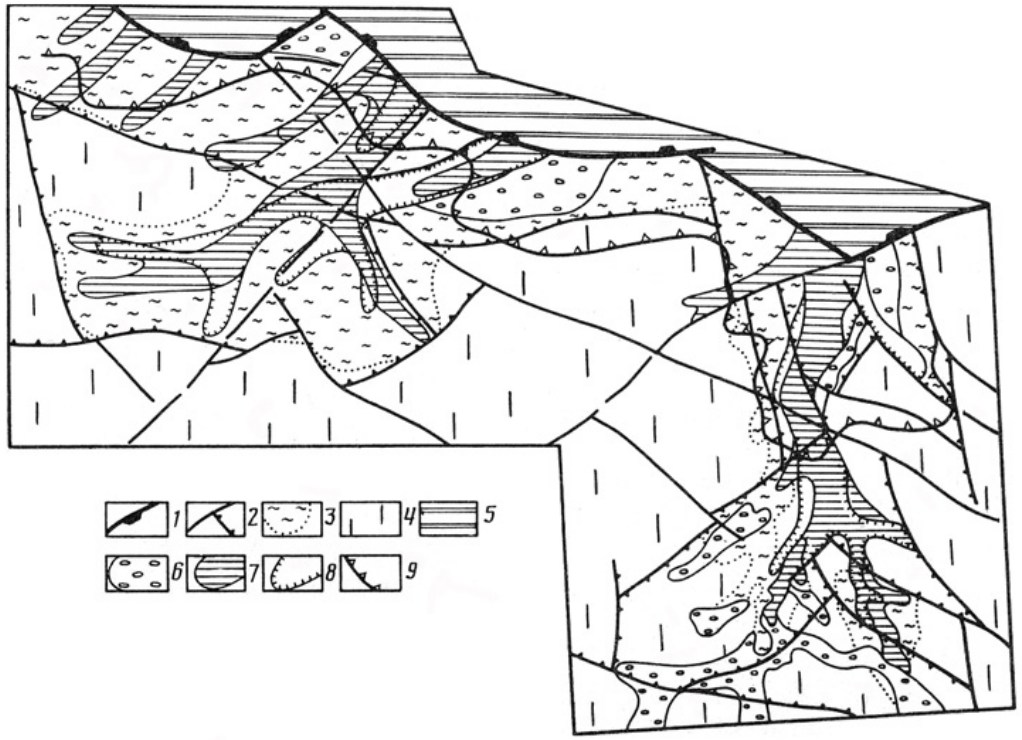

Рис. 1. Разновозрастный погребенный рельеф в пределах ступени шельфового прогиба с умеренным прогибанием (с использованием данных ПГО «Севморгеология»)

1—2 — блокоразделяющие разломы, ограничивающие: *1* — олигоценовый прогиб, *2* — грабены миоценового возраста; *3—4* — поверхность палеогенового пенеплена, переработанного четвертичными трансгрессиями: *3* — с корой выветривания, *4* — лишенная коры выветривания; *5—6* — площади развития: *5* — отложений лимнической формации олигоцена, *6* — синхронных ей галечников, залегающих в долинах пенеплена (II этапа); *7—8* — древние долины: *7* — позднемиоценовые (III этапа), *8* — плиоценовые (IV этапа); *9* — граница распространения раннесреднеплейстоценовой трансгрессии

Существенные отклонения в этот план структурно-геоморфологической зональности вносят эрозионно-тектонические депрессии, сформированные в зонах растяжения на участках сопряжения разрывов, активизированных в связи с прогибанием шельфовой области в начале миоцена. Характерная особенность этих депрессий (грабен-долин) - приуроченность к оперяющим разрывам в системе региональных структур субширотного и северо-западного простираний. Прибрежно-морские условия в районе установились, по-видимому, только в раннем - среднем плейстоцене, когда граница трансгрессии проходила в пределах суши.

Развитие рельефа в области унаследованно развивавшихся кайнозойских прогибов, возникновение которых относится к началу палеогена, может быть рассмотрено на примере **Нижнеколымского опорного геоморфологического района**, который в структурном отношении представляет участок шельфового прогиба, наложенного на разнородные структуры мезозоид - Анюйский прогиб и Анюйский мегаантиклинорий. Общая мощность кайнозойских отложений составляет

здесь около 600 м [*Лаухин и Патык-Кара, 1985; Геология…, 1982*]. Наиболее ранние этапы развития кайнозойского прогиба фиксируются накоплением тонкодисперсных осадков с включением бурых углей позднепалеоценового - раннеэоценового возраста, залегающих на дат-раннепалеоценовой коре выветривания. Присутствие в них единичных фораминифер, а также гидрохимический состав свидетельствуют о проникновении морского бассейна на рубеже палеоцена и эоцена по крайней мере до широтного отрезка нижнего течения Колымы. На протяжении большей части эоцена формировались континентальные осадки мощностью 100 м, однако в основании залегающей выше верхнеэоценовой - нижнеолигоценовой толщи вновь фиксируются отложения прибрежно-дельтового происхождения, перекрытые континентальными накоплениями.

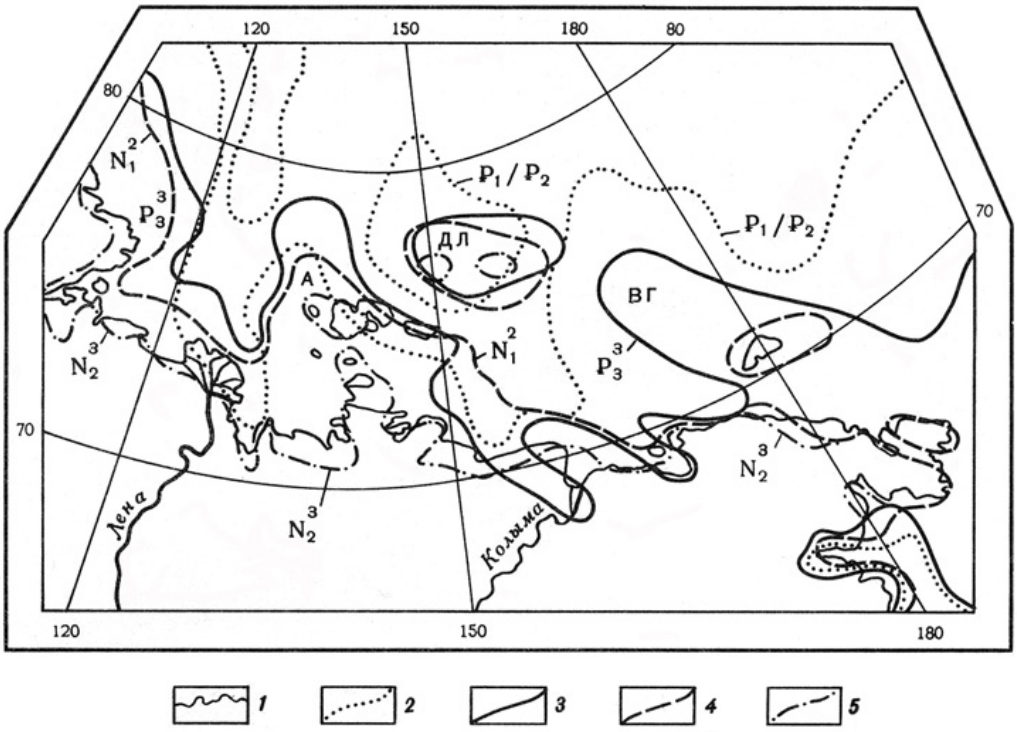

Рис. 2. Береговые линии кайнозойских бассейнов
1 — современная; *2—5* — древние: *2* — рубежа палеоцена — эоцена, *3*— позднего олигоцена, *4* — середины миоцена, *5* — позднего плиоцена. Массивы палеосуши: ДЛ — «Земля Де Лонга», ВГ — «Земля Врангеля-Геральда», А — «Полуостров Анжу»

Следующий цикл осадконакопления запечатлен в мощной (до 190 м) толще отложений позднеолигоценового - раннемиоценового возраста, формирование которой имело место 20-29 млн. лет назад [*Геология…, 1982*]. Чередующиеся пачки прибрежно-морского, лагунного, дельтового и континентального генезиса свидетельствуют, что осадконакопление происходило в непосредственной близости от устья древней реки. Наличие отдельных сильно засоленных пачек с морской диатомовой флорой и микрофауной фораминифер позволяет говорить по крайней мере о двух трансгрессивных фазах - в начале и во второй половине времени формирования толщи.

Важным рубежом в развитии рельефа района является миоцен. В то время, как в других частях побережья ВАШ впервые проявились прибрежно-морские условия, здесь произошло полное отмирание ранее существовавшего залива (рис. 2). Литофациальные особенности строения этой части разреза, имеющей суммарную

мощность 150-200 м, позволяют выделить периоды интенсивного врезания в раннем миоцене, в конце миоцена - начале плиоцена, и относительной стабилизации в середине миоцена (с формированием локальных кор выветривания) и, вероятно, во второй половине раннего плейстоцена.

Новый трансгрессивный этап на Колымской низменности относится к среднему плейстоцену и связан с погружением значительной части Анюйско-Медвежинского мегасвода. Отвечающие ему отложения установлены в северной части низменности, в районе широтного отрезка долины Колымы и в долине р. Большой Анюй. Их генезис обоснован фауной моллюсков, микрофауной фораминифер, диатомовым комплексом, высокой минерализацией. После глубокой регрессии моря, приходящейся на конец среднего и первую половину позднего плейстоцена, и аккумуляции сильнольдистого материала едомной свиты, слагающего в настоящее время поверхность равнины высотой 30-80 м, новая трансгрессия в каргинское время была ознаменована проникновением моря в глубь современной низменности на 80-100 км. Она сопровождалась аккумуляцией преимущественно песчаных прибрежно-морских, лагунных и дельтовых осадков мощностью до 40 м. Но уже в конце каргинского времени фиксируется врез, быстрое отступание моря, уровень которого достиг к середине сартанского времени отметок -50 м. В долинах этапу регрессии соответствует формирование льдистых осадков, которыми сложена терраса абс. высотой до 20 м. В голоцене уровень моря дважды повышался до отметок 8-10 и 2-5 м.

В Центральночукотском секторе прибрежно-шельфовой зоны близким по особенностям развития является также выделяемый в качестве опорного геоморфологического района **Чаунский прогиб**, к которому приурочены одноименный залив Восточно-Сибирского моря и депрессия суши. Эта структура отчасти наследует компенсационный позднеорогенный Раучуанский прогиб, что предопределило значительные мощности кайнозойских отложений, достигающие в центральной части прогиба (о-ва Айон) 700 м.

Наиболее древние части кайнозойского разреза относятся к эоцену и представлены маломощными аллювиальными галечниками. На них с размывом залегает мощная - до 270 м - толща верхнеолигоценовых лигнитоносных песков с микрофауной фораминифер и морскими диатомеями. Граница морского бассейна располагалась в средней части современной Чаунской низменности (рис. 2). Повышенные мощности верхнеолигоценовых отложений характерны и для других впадин района, сопряженных с шельфовым прогибом; например, в приустьевой части долины р. Пегтымель они достигают 70 м. Миоценовая часть разреза мощностью до 60 м имеет отчетливое двучленное строение - в нижней залегают аллювиальные галечники, перекрытые озерно-болотными и лагунными суглинками, сменяющимися гравийно-галечными отложениями прибрежно-морского генезиса. Следующий ритм кайнозойского осадконакопления относится к плиоцену. Он начинается поверхностью субаэрального развития, к которой приурочены маломощные озерно-болотные осадки. Выше залегают пески, содержащие богатую диатомовую флору (в том числе морскую), а также раковины фораминифер. Завершается неогеновая часть разреза аллювиальными слоями, локализованными в пределах разобщенных долинных врезов. Наконец, плейстоценовый этап (начиная с конца раннего - начала среднего плейстоцена) охарактеризован трансгрессивной серией отложений прибрежно-морского генезиса, граница распространения которых в целом располагалась в контуре современной Чаунской губы [*Безродных, 1983*].

К бортам мощность кайнозойского чехла сокращается по системе ступеней, наиболее полно прослеженной в восточной части структуры. Так, например, по обрамлению Певекского полуострова в ложе прогиба прослеживаются три ступени,

контролирующие распространение разновозрастных отложений. Наиболее высокая из них имеет отметки до -30 м, промежуточная расположена на отметках -50 ÷ 60 м, ограничена отчетливой системой тектонических уступов (от 1 до 3) и имеет ширину от 100-150 до 500-600 м. На расстоянии 2,5-3 км от берега за следующим тектоническим уступом располагается наиболее глубокая (из наблюдавшихся) ступеней прогиба, в пределах которой коренное ложе опущено до -100÷-110 м. Ширина этой ступени несколько превышает 1-2 км. Ступенчатый характер бортов депрессии отражает прогрессирующее расширение шельфовой области, происходившее на фоне перестройки структурного плана. Наиболее низкая и древняя из ступеней (-80÷-110 м) представляет область распространения отложений олигоцен-раннемиоценового возраста. Характерную особенность ее составляет кулисообразное смещение отдельных секторов прогиба по системе сдвигов северо-западного простирания. Один из таких блокоразделяющих разломов сохраняется и в современном рельефе шельфа в виде цепочки унаследованно развивающихся аккумулятивных тел на подводном продолжении косы Певек.

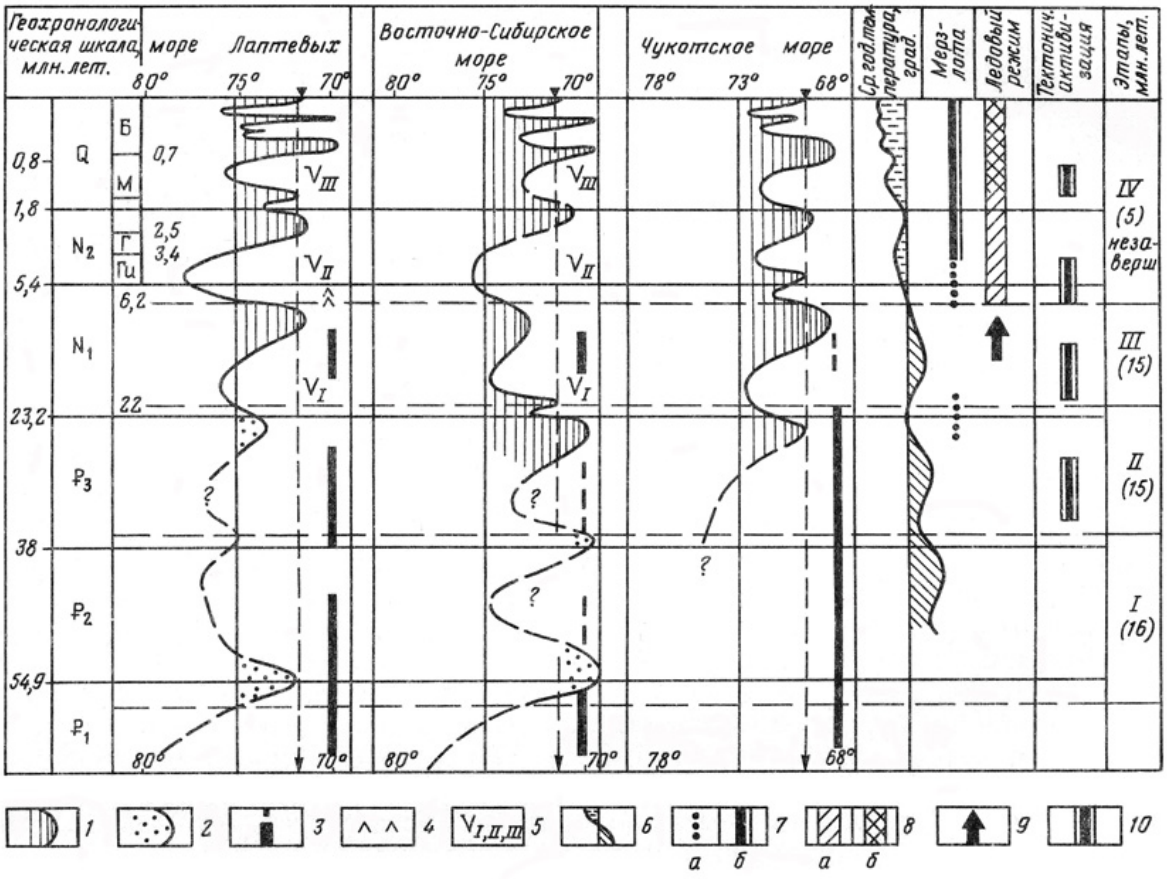

Рис. 3. Схема корреляции основных событий кайнозойской истории Восточно-Арктического шельфа

1 — максимумы трансгрессий; *2* — максимумы ингрессий; *3—5* — периоды: *3* — корообразования, *4* — развития покровных суглинков, *5* — врезания долин; *6* — кривая колебания среднегодовых температур; *7* — возникновение мерзлоты; *а* — сезонной, *б* — многолетней; *8* — развитие ледового покрова: *а* — эпизодического, *б*— постоянного; *9*— приток тихоокеанских вод; *10*— эпохи тектонической активизации. Палеомагнитная шкала; эпохи: Б — Брюнес, М — Матуяма, Г — Гаусс, Ги — Гильберт

Промежуточная ступень (-50÷-60 м) контролирует распространение плиоценовых (верхнемиоценовых) отложений. В рельефе ее коренного ложа

сохранились древние эрозионные врезы, конфигурация которых отражает рационально-концентрический характер разрывных нарушений в системе Раутано-Певекского купола. В последующий период - в позднем плиоцене - раннем плейстоцене система сдвигов, ограничивающих эту часть прогиба, утратила свою активность. Это привело к закрытию части впадин и сокращению площади осадконакопления. Плиоценовые погребенные долины в основании данной пачки отложений в целом наследуют эрозионные формы предыдущего этапа, однако имеются и заметные отклонения, отражающие общую тенденцию разворота нижних отрезков погребенных долин против часовой стрелки.

Наконец, верхняя ступень погребенного рельефа (до -30 м) представляет абразионную платформу плейстоценового возраста, выработанную как в коренных породах, так и в подстилающих кайнозойских отложениях. Ее важную особенность составляет наличие погребенных бенчей и комплексов аккумулятивных тел, фиксирующих уровни стояния моря на отметках -30, -24÷-22, -12, -9÷-8 м.

Рассмотрение изложенных материалов в сопоставлении с данными по другим опорным районам, описанным в ряде работ [*Пуминов и Дегтяренко, 1982; Сухорослов, 1978; Стратиграфия…, 1982; Безродных, 1983*], и с учетом фиксируемых дат развития полярной части Евразийского спредингового бассейна [*Геология…, 1984*] позволяет представить историю развития рельефа Восточной Арктики следующим образом.

Кайнозойская структурная перестройка области ВАШ началась во второй половине палеоцена, носила отчетливый этапный характер и обусловила метахронность погружения континентальной окраины. Всего выделяется четыре этапа прогрессирующего разрастания шельфовой области: со второй половины палеоцена до начала олигоцена, с середины олигоцена до раннего миоцена, в раннем - среднем миоцене и в плиоцене - голоцене (рис. 3). Первые три из них имеют продолжительность 12-15 млн. лет, последний, незавершенный - около 6 млн. лет.

Первые следы глубокого проникновения моря вглубь суши отмечаются в узких линейных прогибах Восточно-Сибирского сектора, наследующих пост-орогенный структурный план территории, на границе палеоцена - эоцена (рис. 2). Трансгрессия развивалась со стороны Амеразийского бассейна и в наибольшей степени охватила центральную и западную части Восточно-Сибирского шельфа. Можно предположить также появление в это время вблизи отрогов Верхоянского хребта моря, связанного с распространением трансгрессии со стороны котловины Макарова (Подводников). Раннепалеогеновая трансгрессия развивалась в условиях спокойного выровненного рельефа прилегающей суши, способствовавших формированию кор химического выветривания, и сопровождалась паралическим угленакоплением [*Бискэ, 1975; Континентальные…, 1979; Геология…, 1984*].

Важным рубежом в развитии шельфовой области является поздний олигоцен, когда в условиях преимущественного прогибания Восточно-Сибирского сектора морской залив отдельными заливами распространялся до устья р. Омолон, в пределы современной Чаунской низменности, до устья р. Пегтымель и достигал порога на месте нынешнего пролива Лонга. В Лаптевском секторе создались условия для проникновения моря со стороны котловины Нансена. Возникшие шельфовые бассейны разграничивались крупными выступами суши, условно названными «полуостров Анжу» и «полуостров Врангеля - Геральда». С завершающей стадией трансгрессии совпадают важные события - усиление континентальности климата и похолодание, вызвавшее появление сезонной мерзлоты на суше и сезонного ледового покрова на море (рис. 3).

С временным рубежом около 22 млн. лет связаны новая крупная перестройка структурного плана территории, обусловленная прогрессирующим расширением

Евразийского бассейна, с одной стороны, и проявлением одной из наиболее ранних фаз неотектонических движений - с другой. На суше - это время усиления блоковых подвижек, нарастания гипсометрической контрастности, увеличения расчлененности рельефа. Произошедший на этом этапе рост сводово-глыбовых поднятий имел важные последствия для начавшейся затем миоценовой трансгрессии, которая развивалась в структурной обстановке, заметно отличавшейся от палеогеновой. В восточной части региона уже на ранних ее фазах произошло соединение Чукотского и Берингового морей через систему проливов (Берингов и Мечигменско-Колючинский) и впервые образовался пролив Лонга. В то же время через пролив, отделяющий континент от «Земли Де Лонга», море Лаптевых соединилось с Восточно-Сибирским (рис. 2). Важным моментом явилось полное отмирание существовавшего в палеогене залива к югу от Анюйского хребта. На суше возобновилось выравнивание междуречий и локальное корообразование в условиях заметного потепления климата.

С конца миоцена регион вступил в последний, еще не завершенный этап развития. Его начало отмечено глубокой и продолжительной регрессией моря, оставившей в погребенном рельефе следы в виде древних долин, образовавших протяженные разветвленные системы. Регрессия протекала при резком похолодании климата, вызвавшем рост континентальных ледовых покровов на островах западного сектора Арктики и установление ледового режима в полярных бассейнах, в значительной степени обусловленного кардинальными изменениями океанской циркуляции в Северном полушарии [*Herman & Hopkins, 1980; Геология…, 1984*]. Это время характеризуется возникновением на суше сезонной, а впоследствии и многолетней мерзлоты, возраст которой оценивается в 3-3,4 млн. лет (рис. 3). Эта регрессия на рубеже миоцена и плиоцена и последовавшая за ней позднеплиоценовая трансгрессия с максимумом в 2,5-2,7 млн. лет знаменуют начало становления Восточно-Арктического шельфа как единой структурной области с общим или близким ритмом колебаний береговой линии (рис. 2, 3). Следует также подчеркнуть, что позднеплиоценовая и все последующие четвертичные трансгрессии укладываются в рамки одного трансгрессивного мегаритма с максимумом в среднем плейстоцене. Устанавливается также определенная метахронность событий четвертичной истории различных секторов, особенно хорошо прослеживаемая на примере среднеплейстоценовой (максимальной) трансгрессии, наиболее продолжительной на востоке Чукотки и сокращенной во времени - в Восточно-Сибирском море. В Восточно-Лаптевском секторе трансгрессия также была прервана во второй половине среднего плейстоцена общим сводовым поднятием поверхности прибрежной суши и местными блоковыми деформациями в связи с рифтогенной активизацией Северного Верхоянья, хребта Черского, Селляхско-Шангинской системы разломов [*Патык-Кара и др., 1981*]. Дифференцированный характер движений позднего плейстоцена определил и порайонные различия в распространении первой (бореальной) и второй (каргинской) позднеплейстоценовых трансгрессий. Последняя ледниковая регрессия и послеледниковая трансгрессия, хотя и вызваны изменениями уровня Мирового океана, в зависимости от регионального структурного плана либо отражают прогрессирующее опускание суши (западный берег губы Буор-Хая), либо несут следы унаследованного, а в отдельных случаях и инверсионного обращенного развития морфоструктур шельфовой области (например, низовья р. Колымы).

ЛИТЕРАТУРА

1. Берингия в кайнозое // Сб. статей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. 594 с.

2. *Бискэ С.Ф.* Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 268 с.

3. *Herman Y., Hopkins D.M.* Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time // Science. 1980. V. 209. P. 557-562.

4. *Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П.* О динамике береговых линий восточно-арктических морей СССР в кайнозое // Изменение уровня моря. Изд. МГУ. 1982. С. 157-167.

5. *Marincovich L., Brouwers E.M., Carter L.D.* Early Tertiary marine fossils from northern Alaska: Implication for Arctic Ocean paleogeography // Geology, 1985. V. 12. № 11. P. 770-773.

6. *Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г.* О распространении палеогеновых трансгрессий на севере Якутии и Чукотки // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 5. С. 1197-1201.

7. *Патык-Кара Н.Г., Лаухин С.А.* Эволюция рельефа арктического побережья северо-востока Азии в кайнозое // Сов. геология. 1986. № 1. С. 75-84.

8. *Пуминов А.П.* История развития рельефа шельфовой области восточной части Советской Арктики // Сов. геология. 1986. № 5. С. 72-84.

9. Кайнозой Северо-Востока СССР//Сб. статей. Магадан: ОНТИ СВКНИИ, 1975. 130 с.

10. *Сухорослов В.Л.* Кайнозойские отложения побережья пролива Лонга (северное побережье Чукотки) // Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 82-88.

11. Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии (стратиграфия, корреляция, палеоклиматы). Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.

12. Геология кайнозоя Якутии // Сб. статей, Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1982. 174 с.

13. Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики // Сб. статей. Л.: ВНИИОкеангеология, 1982. 150 с.

14. *Байрон И.Ю., Миллер В.Г., Минченок В.Д.* Развитие низовьев р. Колымы в плейстоцене // Геоморфология. 1977. № 2. С. 44-52.

15. *Патык-Кара Н.Г., Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Новиков В.Н.* Новые данные по структурно-геоморфологическому изучению приморских равнин и шельфа восточно-арктических морей // Геоморфология. 1981. № 3. С. 91-98.

16. *Безродных Ю.П.* Строение и основные черты развития приматериковой окраины шельфовой зоны Центральной Чукотки // Сов. геология. 1983. № 5. С. 73-82.

17. Геология Арктики // 27 МГК. Коллоквиум 04. Доклады. Т. 4. М.: Недра, 1984. 168 с.

ИГЕМ
Московский государственный университет

Поступила в редакцию
15.III.1988

REGIONAL GEOMORPHIC MARKERS IN THE CENOZOIC HISTORY OF EAST ARCTIC

PATYK-KARA N.O., ARKHANGELOV A.A., PLAKHT I.R.

Summary

The relief development on the East Arctic shelf during the Cenozoic directly resulted from the Arctic Ocean formation and can be subdivided into four stages: second half of Paleocene to Early Oligocene; Middle Oligocene to Early Miocene; Middle - Late Miocene; Pleocene - present day. Each stage duration was about 12 to 15 mln years with the exception of the last one which has not yet been completed. In each stage a marine transgression reflects changes in the structural plan which include transformation and growth of the area of subsidence and associated uplift of regional barriers between the basins. Other events of the Cenozoic geologic history of the region occurred during the said stages, such as the ice cover formation in the polar basin (began in the Late Miocene - Early Pliocene and was completed to the Middle Pliocene); seasonal freezing of the ground occurred at the Oligocene - Miocene boundary and again at the end of Miocene; permafrost developed since the Middle Pliocene

Ссылка на статью:

Патык-Кара Н.Г., Архангелов А.А., Плахт И.Р. **Региональные геоморфологические реперы в кайнозойской истории Восточной Арктики** // Геоморфология. 1989. № 4. С. 96-104.