

ANNULAR STRUCTURES AS REFLECTED IN LANDSCAPES AND TOPOGRAPHY OF BYELORUSSIA

A. V. MATVEEV, L. A. NECHIPORENKO

Summary

Annular structures identified from space photos are revealed in the drainage pattern and in the distribution of bogs and various types of relief and landforms (of glacial, lacustrine, fluvial and eolian origin). Structures of the 2nd to 4th order appeared to be most distinct in relief, while larger structures are distinguishable only locally and by fragments. Some differences in the geomorphic manifestation of annular structures are found related to the age of topography.

УДК 551.462(268.52)

Е. Е. МУСАТОВ, Г. Н. СОКОЛОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЮЖНО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА

Рассматриваемый регион является шельфовой частью молодой Западно-Сибирской внутриматериковой плиты, где развиты подводные продолжения нефтегазоносных структур суши, и весьма перспективен на горючие полезные ископаемые. Так как данный шельф практически полностью перекрыт достаточно мощным плащом верхнекайнозойских осадков [1—4], а объемы сейсморазведочных работ [2, 5—7] здесь еще относительно невелики, то важное значение приобретают геоморфологические методы исследования. Наш опыт изучения рельефа дна включал интерпретацию редких сейсмоакустических профилей, опубликованных в работах ПГО «Севморгеология» [4, 5, 8] и ИО АН СССР [2, 9], материалов эхолотирования и детальных морских карт, которые затем сводились в единую батиметрическую карту масштаба 1:500 000. На ней по методике А. Н. Ласточкина [10] выделялись бровки и тыловые швы подводных террас, а также оси древних водоразделов и тальвеги палеодолин. Таким образом был выделен набор элементарных геоморфологических уровней, возраст и генезис которых предполагается, исходя из косвенных геолого-геофизических характеристик.

В геолого-тектоническом отношении шельфовая часть Западно-Сибирской плиты совпадает с Южно-Карской [6], или Северо-Ямальской [5] синеклизой. С юго-запада и запада она ограничена герцинидами — ранними киммеридами Пай-Хой-Новоземельского горст-мегаантиклинория, который является эпиплатформенным орогеном, возрожденным в виде цепи низких гор на неотектоническом этапе. С севера и северо-востока синеклиза ограничена слабым поднятием в рельефе дна, именуемым в литературе порогом Брусилова [2, 9, 11], или Северо-Сибирским [5, 7, 8, 12, 13]. Последний совпадает с погребенным поднятием (до 1 км) складчатого фундамента, протягивающимся от мыса Желания на Новой Земле, где развиты германотипные раннекиммерийские складки, к западной оконечности Таймыра, где выходят герциниды — ранние киммериды гор Бырранга. Мощность земной коры в Южно-Карской синеклизе, по данным КМПВ, составляет 30—35 км [6], сокращаясь иногда, по другим оценкам [12], до 26 км, что значительно меньше, чем в центральных районах Западно-Сибирской плиты. В фундаменте синеклизы предполагается блок карельской стабилизации [8, 14]. Согласно некоторым мобилистским построениям, под Пай-Хой-Новоземельским антиклинорием земная кора утолщена до 35—40 км, что, учитывая закартированные шарьяжи по западному фронту Урала, может интерпретироваться как результат сдвиговых напряжений в регионе и смещения масс коры на запад в результате растяжения литосферы в Южно-Карской впадине [12, с. 63]. В таком

случае зона Байдарацких разломов [15—17] может трактоваться как крупнейший левый, а Северо-Сибирский порог — как правый сдвиг, по которым в фанерозое происходили, по мнению А. А. Межвилка, послойные перемещения литосферы на запад, где складчатые комплексы Новой Земли были надвинуты [18] на Баренцевскую окраинную плиту.

Мощность осадочного чехла в пределах синеклизы, по данным МОВ ОГТ, составляет 10—12 км [6]. Она достаточно неравномерна, и если в центральной части на месте Южно-Карского свода мощность чехла не превышает 6—8 км, то в узких погребенных грабен-желобах северо-западного простираения, являющихся структурами северного замыкания грабен-рифтовых систем Западно-Сибирского мезозой-кайнозойского бассейна [12], мощность осадочных отложений достигает 12—14 км. В нижней части чехла развит промежуточный палеозойско-раннетриасовый комплекс [6], который выполняет тафrogenные грабены в кровле складчатого фундамента [5, 19] и представлен, видимо, терригенно-эффузивными отложениями [14]. Он выделяется по двум магнитоактивным горизонтам [19] и перекрывается плитным чехлом среднетриасового-кайнозойского возраста [5, 8]. Он вскрыт скважиной на о-ве Свердруп, где верхнеюрские породы ложатся на протерозойские образования фундамента и представлены алевро-песчаными осадками мощностью ~200 м [6]. Выше по разрезу выходит ритмично-слоистая меловая толща песков, алевроитов и глин общей мощностью >3000 м [6]; их со стратиграфическим несогласием перекрывают кайнозойские алевро-глинистые образования, из которых палеогеновые осадки имеют мощность 130 м, а неоген-четвертичные — 230 м [там же]. Такое распределение мощностей кайнозоя характерно для прибортовых частей синеклизы, а в центральной ее части палеогеновые отложения, обладающие на сейсмограммах горизонтально-слоистым типом сейсмозаписи, достигают мощности 0,5—1,0 км. В составе неоген-четвертичного покрова выделяются до пяти сейсмоакустических комплексов, которые датируются в значительной степени условно путем сопоставления со шкалой колебаний уровня моря в позднем кайнозое [20]. При этом одна группа исследователей предполагает четвертичный возраст и ледниковый генезис данных комплексов [2, 9, 21—23], а другая настаивает на их бассейновом происхождении и преимущественно неогеном возрасте [5, 8, 13, 23—26].

На прилегающей суше Западной Сибири в палеоцен-эоценовое время накапливались кремнисто-глинистые формации, объединяемые в серовскую, ирбитскую и тавдинскую свиты общей мощностью до 1 км [27]. Максимум трансгрессии на этом этапе фиксируется в тавдинское время [28], в конце эоцена. В олигоцене, в регрессивных условиях, накапливались озерные глины, алевроиты, пески и аллювиальные гравийно-галечные осадки, объединяемые в некрасовскую серию [28]; ее венчают угленосные глинисто-песчаные образования миоценовой абросимовской свиты [29], причем к позднему олигоцену и позднему миоцену относятся импульсы воздымания [27, 29] и врезания палеорек [27], фиксируемые грубообломочным аллювием. Пока не ясно, как далеко на север простираются озерно-аллювиальные и аллювиально-морские миоценовые осадки абросимовской и пелымской свит [27], но обнаруженные Е. И. Поляковой и И. Д. Даниловым [30] пресноводные диатомовые комплексы в миоценовых отложениях района Марре-Сале на западном побережье Ямала свидетельствуют о том, что эти бассейны распространялись и на шельф Карского моря.

В плиоцене в Нижнеобском районе несколько раз чередовались эпохи эрозии и аккумуляции, приведшие к формированию песчано-глинистых осадков с крупнообломочным материалом мужиноуральской и ярсалинской серий мощностью свыше 250 м [27]. В плейстоцене на территории Ямала формировались салехардская и казанцевская морские террасы высотой до 80 и 35—40 м, относимые к раннему — среднему и позднему плейстоцену. Ряд исследователей, и в первую очередь М. Г. Гросвальд, в конце позднего плейстоцена предполагает обширное оледенение, центр которого располагался на шельфе [21]; другие авторы с этим интервалом связывают глубокую регрессию и формирование вечной мерзлоты

[13, 25, 27, 29, 32]. Этот вопрос остается дискуссионным уже несколько десятилетий.

Таким образом, увязка скудных пока геофизических материалов по шельфу с геологическими данными по строению верхнекайнозойского чехла прилегающей суши позволяет наметить в пределах Южно-Карского шельфа трансгрессивные эпохи в раннем — среднем миоцене, плиоцене, раннем — среднем плейстоцене, позднем плейстоцене и голоцене. Разделяющие их интервалы регрессий, активизации денудационных процессов и врезания палеорек соотносятся с поздним олигоценом, поздним миоценом, концом плиоцена-эоплейстоценом, концом среднего плейстоцена и рубежом плейстоцена и голоцена. Такое сложное сочетание трансгрессивно-регрессивных циклов отражено в современном рельефе шельфа. Возраст и генезис отдельных геоморфологических уровней (рисунок) показан предположительно, исходя из интерпретации разрозненных сейсмоакустических профилей [2, 8, 9, 31] и материалов грунтового пробоботбора [1, 2, 4, 23, 31, 32]. В регионе отчетливо выделяется ряд морфоструктур 2-го порядка, которые характеризуются определенными типами донного рельефа.

Предполагается, что в районе Байдарацкого предороженного прогиба [7, 15], где сформированы аккумулятивные уровни на глубинах 200—240 и 160—200 м, еще в миоцене и плиоцене в обстановке тектонического погружения господствовали трансгрессивные условия. Затем в максимум трансгрессии, имевшей место в салехардское время [13, 17, 29], в пределах Югорского и Свердрупского прогибов [2, 11] формировались аккумулятивные морские поверхности на глубинах 130—170 м. В позднем плейстоцене, в казанцевско-каргинскую фазу трансгрессии, были образованы аккумулятивные уровни на глубинах 100—140 м. И наконец, в голоцене, в так называемое послеледниковое время, были сформированы обширные прибрежные равнины на глубинах 0—50 м, характеризующиеся чрезвычайно выровненным рельефом, уклонами менее 0,5 м/км и распространенные широкими полосами вдоль Ямала, в Байдарацкой губе и в Печорском море. Так как послеледниковая трансгрессия была неравномерной [20, 24], то при исключительно плоском рельефе колебания уровня моря в несколько метров приводили к смещению береговой линии на десятки километров, и при интенсивной абразионно-аккумулятивной деятельности моря в волноприбойной зоне все реликты древнего эрозионного рельефа на прибрежной равнине были уничтожены.

Другие типы рельефа характеризуют Южно-Карский свод [2, 9, 25], представляющий собой реликт древней области сноса [7, 24]. Здесь присутствуют денудационные уровни, лишенные рыхлого покрова, а эрозионный срез мел-палеогеновых пород достигает первых сотен метров. Поэтому для самых древних структурно-денудационных поверхностей на глубинах 60—80 м можно предполагать возраст начала неотектонического этапа, т. е. позднеолигоценовый. Затем, при активизации процессов оседания свода, в эпохи тектоно-эвстатических регрессий [4, 20, 24] позднего миоцена, позднего плиоцена — эоплейстоцена и конца среднего плейстоцена формировались структурно-денудационные уровни на глубинах 90—110, 110—120 и 140—150 м. В сартанскую регрессию были образованы прибрежные абразионные или денудационные уровни с глубинами до 50 м. Такие значения современных глубин явно выделяются из общего ряда и объясняются тем, что сартанская регрессия в регионе была, видимо, минимальной и совпала с эпохой формирования абразионного уступа с глубинами 40—60 м. Эти значения меньше величины последней гляциоэвстатической регрессии (120—140 м), что можно объяснить, очевидно, более приподнятым положением края внутриматериковой плиты в сартанское время. Лишенные рыхлых осадков денудационные уровни с глубинами до 25 м в районе Новоземельских проливов (рисунок) также формировались в сартанское время, но в субэаральных условиях и, видимо, при активном экзарационном воздействии ледников Новоземельского центра оледенения [2, 3, 9, 22].

Такая модель неотектонического развития региона приводит к мысли, что поднятия (в общепринятом смысле этого термина) здесь отсутствовали, во всяком

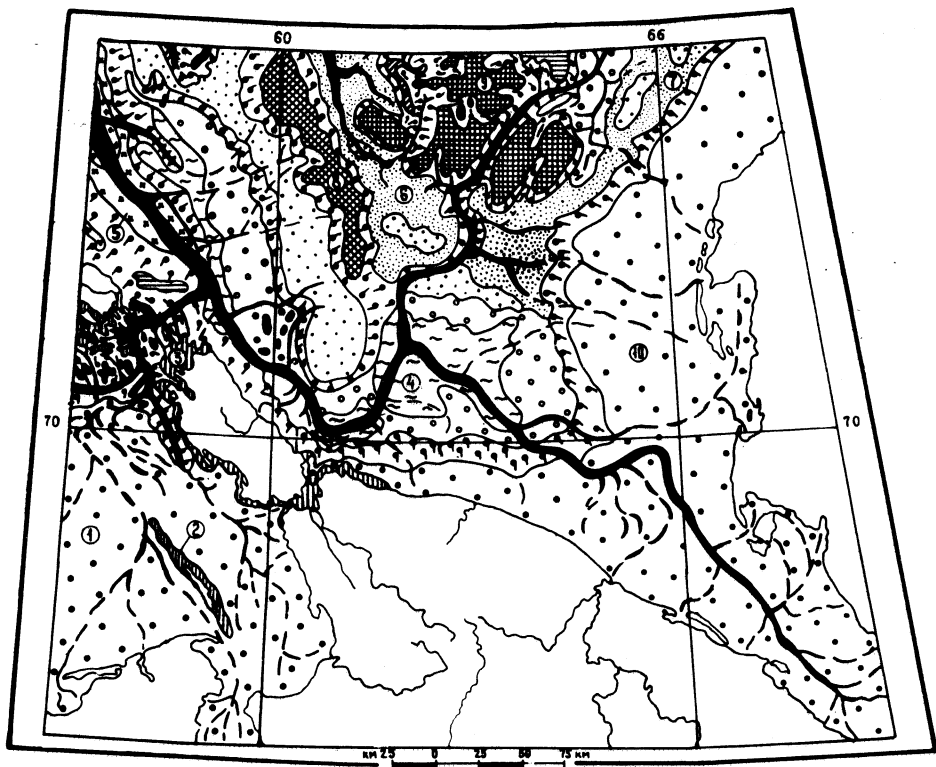
случае, в плиоцен-плейстоценовую фазу эволюции Арктической геодепрессии [7, 14]. После возрождения в олигоцен-миоценовую фазу Пай-Хой-Новоземельского орогена и формирования компенсационного передового Байдарацкого прогиба [3, 15, 17], в дальнейшем регион характеризовался процессами проседания и обрушения как флангов орогена, так и реликтов Южно-Карского свода и вала Литке (рисунок), где располагались истоки крупнейших рек. Эрозионная деятельность последних на шельфе привела к формированию разветвленной сети палеодолин, выраженных в современном рельефе и отображенных на рисунке. Пай-Хой-Новоземельский эпиплатформенный ороген и реликты Южно-Карского свода представляют собой как бы каркас, от которого в ходе кайнозойского деструктивного развития периферии внутриматериковой плиты «отслаиваются» и погружаются участки Югорского и Свердрупского прогибов. Это подтверждается фактом явной недокомпенсации прогибов осадконакоплением, что связано с их некогда приподнятым положением на флангах древнего свода и последующим быстрым опусканием. Особенно ярким примером в этом плане служит Восточно-Новоземельский желоб, в днище которого обнаружен маломощный (до 5—10 м) прерывистый плащ верхнеплейстоцен-голоценовых осадков, залегающий на меловых породах [2, 9, 23, 32]. Локально в его пределах установлены лишь отдельные скопления моренного материала мощностью до 40—50 м [9, 23], хотя транспортировавшие его ледники Новоземельского центра оледенения не распространялись на районы Западной Сибири [4, 27, 34]. Рельеф днища и мощности коррелятных времен погружения желоба отложенных свидетельствуют о значительных скоростях обрушения по серии крутопадающих сбросов в его пределах, причем амплитуды проседания достигают 300—400 м за новейшее время [7, 11, 32]. Это сближает Восточно-Новоземельский грабен с приокеаническими [24], или окраинно-шельфовыми [14] желобами Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина; очевидно, они являются следствием деструктивных процессов обрушения и океанизации края окраинно-материковой Баренцево-Карской плиты, которые на неотектоническом этапе развития Арктической геодепрессии охватили периферию Западно-Сибирской плиты. Тектонические уровни на глубинах 50—100, 220—300 и 310—340 м в пределах Восточно-Новоземельского желоба представляют собой морфоструктуры отседания 2-го порядка, сформированные на неотектоническом этапе.

Можно заключить, что в кайнозое регион пережил четыре крупнейшие фазы в своем развитии.

1. В палеоцен-эоценовое время на севере Западной Сибири господствовали морские условия, причем трансгрессия распространялась на Южно-Карский шельф, где были образованы кремнисто-глинистые формации мощностью до 0,5—1,0 км. Затем, после окончания трансгрессии, в условиях тектонического покоя наступил период пенепленизации и образования кор выветривания; локально в регионе сохранялись озерно-аллювиальные бассейны.

2. С началом неотектонического этапа, в олигоцен-миоценовое время был возрожден Пай-Хой-Новоземельский эпиплатформенный ороген и сформирован Байдарацкий передовой прогиб. В миоцене близ Урала в условиях внутриконтинентальных бассейнов накапливались морские алевриты с тепловодной макро- и микрофауной [35]. Основные тектонические события произошли в конце позднего миоцена, о чем свидетельствуют, в частности, находки основных и ультраосновных лавобрекчий на Новой Земле с возрастом моложе 10 млн. лет [36]. В эту эпоху весь Южно-Карский шельф был осушен.

3. В плиоцен-плейстоценовую фазу в северной части Западно-Сибирской плиты господствуют нисходящие процессы. В эпохи тектоно-эвстатических падений уровня океана на шельфе происходит новое врезание палеорек, в частности палео-Оби, протекавшей на месте вовлеченного в погружение Восточно-Новоземельского желоба [26, 33]. В эпохи повышений уровня Мирового океана Южно-Карский шельф полностью затапливался, и все его современные «положи-



Генезис Возраст	Структурно-денудационный	Абразионно-аккумулятивный	Тектонический	Эрозионный (палеодолины)
P_3				
N_1^{1-2}				
N_1^3				
N_2^{2-3}				
$N_2^3-Q_I$				
Q_{I-II}^2				
Q_{II}^{2-4}				
Q_{III}^{1-3}				
Q_{III}^4				
Q_{IV}				

— Склоны

Геоморфологическая карта Южно-Карского шельфа

Цифры в кружках: 1 — Печороморская ступень; 2 — горст о-ва Долгого; 3 — Пай-Хой-Новоземельский горст-мегаantikлиний; 4 — Байдарацкий предорогненный прогиб; 5 — Восточно-Новоземельский грабен-желоб; 6 — Югорский внутриплатформенный прогиб; 7 — Свердрупский внутриплатформенный прогиб; 8 — вал Литке; 9 — Южно-Карский свод; 10 — Приямальская ступень

тельные» морфоструктуры обусловлены лишь оставанием в скоростях проседания от районов прилегающих прогибов.

4. В позднплейстоцен-голоценовую фазу происходит активизация деструктивных процессов, и на периферии плиты близ фланга Новоземельского орогена окончательно оформляется некомпенсированный осадконакоплением грабен Восточно-Новоземельского желоба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Куликов Н. Н., Кулешова О. Н., Хитрова Р. М. Стратификация донных отложений Карского моря//Геология моря. Л.: НИИГА, 1974. Вып. 3. С. 42—51.
2. Арктический шельф Евразии в позднчетвертичное время/Аксенов А. А., Дунаев Н. Н., Ионин А. С. и др. М.: Наука, 1987, 278 с.
3. Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей/Под ред. Герасимова И. П., Асеева А. А. М.: Наука, 1986, 192 с.
4. Мусатов Е. Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое//Геоморфология. 1989. № 3. С. 76—84.
5. Моря Советской Арктики//Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9/Под ред. Грамберга И. А., Погребницкого Ю. Е., Л.: Недра, 1984. 280 с.
6. Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины по данным геофизических наблюдений и глубокого бурения/Армишев А. М., Борисов А. В., Бро Е. Г. и др.//Геология морей и океанов. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1988. С. 195—204.
7. Мусатов Е. Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа//Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20—27.
8. Баренцевская шельфовая плита/Под ред. Грамберга И. С. Л.: Недра, 1988. 264 с.
9. Дунаев Н. Н., Павлидис Ю. А., Бирюков В. Ю. Морфоструктура Новоземельских желобов//Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. (Тез. докл. 3-й Всес. конф. КНЦ АН СССР). Апатиты, 1989. С. 29—31.
10. Ласточкин А. Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.
11. Махотина Г. П. Особенности развития и строения новейшей структуры Баренцево-Карского шельфа//Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1982. С. 9—15.
12. Сенин Б. В., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, 1989. 176 с.
13. Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики/Под ред. Грамберга И. С., Кулакова Ю. Н. Л.: Недра, 1983. 263 с.
14. Погребницкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция//Сов. геология. 1976. № 12. С. 3—22.
15. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 140 с.
16. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири/Флоренсов Н. А., Варламов И. П., Галабала Р. О. и др. М.: Недра, 1981. 239 с.
17. Мусатов Е. Е. Геоморфологическое районирование Ямала и Гыдана по космическим снимкам//Космогеологические методы исследования в Арктике. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1984. С. 67—83.
18. Межуилк А. А. Геолого-тектонический контроль базитового магматизма запада Сибирской платформы и Таймыра//Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск: Наука, 1984. С. 4—16.
19. Волк В. Э., Зацепин Е. Н. О природе уникальных геофизических аномалий шельфа Карского моря//Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА. 1972. вып. 7. С. 110—113.
20. Vail P. R., Mitchum R. M., Jr., Thompson S. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level//Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1977. P. 83—97.
21. Астахов В. И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе//Докл. АН СССР. Т. 231. С. 1178—1181.
22. Матишов Г. Г. Роль материкового льда в развитии желобов гляциальных шельфов Арктики и Субарктики//Геоморфология. 1982. № 2. С. 20—30.
23. Бирюков В. Ю., Совершаев В. А. Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в голоцене//Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 89—95.
24. Зархидзе В. С. Новейший этап развития Арктического шельфа//Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 58—65.
25. Зархидзе В. С., Красножен А. С. Опыт комплексного использования геолого-геофизических данных, батиметрии и космических снимков при морфоструктурном анализе Западно-Арктического шельфа//Космогеологические методы исследования в Арктике. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1984. С. 84—93.
26. Ласточкин А. Н. Рельеф дна Карского моря//Геоморфология. 1977. № 2. С. 84—91.

27. *Генералов П. П.* Тектонические аспекты минерации кайнозоя Западной Сибири//Геология нетрудного сырья Западной Сибири. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ. 1987. С. 60—82.
28. *Рагозин Л. А.* Эпизоды тектогенеза неотектонического этапа Западной Сибири//Геотектоника. 1984. № 6. С. 98—107.
29. *Зайонц И. Л., Демус С. И., Федоров В. В.* Стратиграфия кайнозоя севера Западной Сибири//Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология». 1986. С. 90—99.
30. *Полякова Е. И., Данилов И. Д.* Миоцен крайнего севера Западной Сибири (п-ов Ямал)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 2. С. 428—431.
31. *Яшин Д. С., Кошелева В. А.* Плейстоценовые отложения Баренцево-Карского шельфа//Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. С. 56—62.
32. *Слободин В. Я., Таманова С. В.* Комплексы фораминифер из донных отложений Карского моря и их значение для изучения режима новейших движений//Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л.: Изд-во НИИГА, 1972. С. 23—25.
33. *Ласточкин А. Н.* Подводные долины северного шельфа Евразии//Изв. Всес. географ. о-ва. 1977. Т. 109. Вып. 5, С. 412—418.
34. *Кузин И. Л.* О происхождении мореноподобных отложений на севере Западной Сибири//Изв. Всес. геогр. о-ва. 1981. Т. 113. Вып. 6. С. 493—501.
35. *Яхмочич В. Л., Зархидзе В. С.* Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Уфа: Изд-во БНЦ УрО АН СССР. 1990, 27 с.
36. Первая находка кайнозойских вулканитов на Новой Земле/Кораго Е. А., Старицын В. Ф., Соболев Н. Н. и др.//Докл. АН СССР, 1985. Т. 308. № 2. С. 1457—1461.

ВНИИОкеангеологии ПГО «Севморгеология» ВСЕГЕИ

Поступила в редакцию
18.XII.1990 г.

GEOMORPHOLOGY OF THE SOUTHERN KARA SHELF

E. E. MUSATOV, G. N. SOKOLOV

Summary

The paper presents the Cenozoic history of the Southern Kara shelf topography. The region is a peripheral part of the West Siberian Plate submerged under the sea level. The principal morphostructures are relics of the Southern Kara arch, Baidaratsk foredeep and Eastern Novaya Zemlya graben. Some structural-denudational levels are identified to have been formed during regressive epochs of the Late Oligocene, Late Miocene, Late Pliocene — Eopleistocene, late Middle Pleistocene and Pleistocene — Holocene boundary. The submarine erosional-depositional levels were formed during transgressive epochs of the Early to Middle Miocene, Pliocene, Early to Middle Pleistocene, Late Pleistocene and Holocene.

УДК 551.435(574)

Д. П. ПОЗДНЫШЕВА

СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В КАЗАХСТАНСКОМ ПРИАРАЛЬЕ

Природные условия Приаралья, расположенного в зоне пустынь и полупустынь, в настоящее время катастрофически ухудшаются в связи с прогрессирующим усыханием Аральского моря. Сокращение акватории, вызванное природными факторами (серия маловодных лет, тектонические движения), резко ускорилось и стало необратимым вследствие нерациональной хозяйственной деятельности в бассейнах Амударьи и Сырдарьи, сток которых обеспечивал наполнение впадины Арала. Расширение границ пустыни за счет осушенного дна и плодородных дельт обеих рек, развитие нежелательных природных явлений, существенно осложняющих жизнь местного населения,— все это различные аспекты антропогенного