

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.43 : 551.435.36(470.21)

© 2000 г. И.Г. АВЕНАРИУС, С.Н. БЕЛОЗЕРОВ

**МОРФОСТРУКТУРНЫЙ ПЛАН И ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ
ДАЛЬНЕЗЕЛЕНЕЦКОГО РАЙОНА МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ**

Дальнезеленецкий район охватывает участок побережья от губы Ярнышная на западе до губы Порчниха на востоке и прилегающий шельф до глубины –160 м. На юге он ограничен узким линейным Зеленецко-Порчнихинским понижением, на дне которого расположено Зеленецкое озеро и цепочка озер, имеющих сток на восток в губу Порчниха. Береговая линия осложнена серией заливов: это бухты Дальнезеленецкая, Плохие, Большие и Каменистые Чевры, Западная и Восточная Шельпинские, Медвежья, Первая, Вторая и Третья Безымянные. На суше они переходят в одноименные небольшие понижения, поперечные Зеленецко-Порчнихинскому, и рассекают весь район на изометричные блоки – водоразделы. Изучение морфоструктурного плана района велось по топографическим и батиметрическим картам, по которым рисовались морфоизогипсы, морфоизобаты и линеаменты, активные в новейшее время. Для линеаментного анализа и выявления палеосейсмодислокаций и древних береговых линий (ДБЛ) использовались также аэрофотоснимки и результаты полевых наблюдений 1990–1992 гг.

Дальнезеленецкий район полностью попадает в пределы Мурманского мегаблока, являющегося в рамках данного исследования надранговой морфоструктурой. Он сложен верхнеархейскими-нижнепротерозойскими плагигнейсами. На полуостровах, разделяющих бухты, выходят диабазы раннепротерозойского возраста. По данным геологической съемки шельфа под воду уходят те же самые отложения. Весь район разбит многочисленными разломами и трещинами, которые великолепно дешифрируются. Рыхлые отложения развиты в основном в Зеленецко-Порчнихинском понижении и представлены верхневалдайскими ледниковыми, сильно перемытыми отложениями, больше похожими на флювиогляциальные. Мощность их незначительна, и местами среди них поднимаются небольшие денудационные останцы. Пятнами эти отложения встречаются и в поперечных понижениях. В вершинах практически всех бухт отмечаются морские отложения голоценового возраста, особенно широко развитые в Дальнезеленецкой бухте. Представлены они песками и галечно-валунными образованиями и встречаются до отметок +67 м, образуя серии береговых валов, маркирующих ДБЛ. Их голоценовый возраст подтвержден радиоуглеродными датировками [1] от 9,4 тыс. л. до 1620 + 40 л. (ГИН-7281, определение Л.Д. Сулержицкого по нашей находке в бухте Большие Чевры в валунных отложениях 8-метровой террасы кости кита, покрытой мхами и лишайниками).

В морфоструктурном и геоморфологическом отношении Дальнезеленецкий район представляет собой на суше одноименный обособленный макроблок возвышенной денудационной равнины, сложенной коренными породами (рис. 1а). Западной и восточной границами макроблока служат меридионально ориентированные губа Ярнышная и пролив Большой Олений, имеющие фьордообразный облик с переуглубленными днищами (глубина до 80 м) и типичными порогами в устьевых частях. Макроблок характеризуется северо-западной ориентировкой, которая, как и у всех крупных морфоструктурных единиц Кольского полуострова, унаследована еще от докембрийского этапа развития. Другая черта макроблока –

асимметричное строение. Причем максимальные высоты приурочены к его юго-западной границе с грабенообразным Зеленецко-Порчнинским понижением. Эта граница выражена в рельефе уступом высотой 40–60 м и крутизной до 25°. На северо-востоке четкий уступ высотой до 100 м отделяет Дальнезеленецкий макроблок от Прибрежного макроблока шельфа. По сути, пограничная зона между Дальнезеленецким и Прибрежным макроблоками является в новейшее время наиболее четким морфологическим выражением известной "линии Карпинского". В пределах района в ряде пунктов вблизи "линии Карпинского" на суше были зафиксированы локальные участки резкого усиления процессов обрусения. Практически все они приурочены не к открытым побережьям, где идет абразия, а к кутовым и хорошо защищенным от волн частям бухт. Локальность и, в то же время, приуроченность к "линии Карпинского", позволяют предполагать их палеосейсмогенную природу. И по морфологическому облику они весьма напоминают аналогичные образования в Хибинских тундрах, где палеосейсмогенная природа дислокаций не вызывает сомнения [2]. Некоторые из участков предполагаемых палеосейсмодислокаций имеют облик развала гигантских скал, образующих своеобразный "скалистый хаос", возникший от удара снизу, который как бы разворотил эти глыбы и опрокинул их. В понижениях между скалами на абс. отметках до +5 м встречается обработанный морем галечно-валунный материал позднегоценового возраста, что свидетельствует о молодом возрасте этих образований. Наличие современной сейсмичности на ряде отрезков "линии Карпинского" делает предположение о палеосейсмогенной природе данных образований весьма реальным.

Прибрежный макроблок расположен на абсолютных отметках от –40 до –80 м и представляет собою подводную террасовидную равнину с достаточно сложно устроенным рельефом. На западе это структурно-грядовая равнина с северо-западной ориентировкой гряд и превышениями до 10 м. На востоке террасовидная равнина характеризуется большим уклоном и наличием поперечных грабенообразных субмеридиональных понижений при полном отсутствии гряд. На северо-востоке Прибрежный макроблок ограничен грабенообразным понижением, аналогичным Зеленецко-Порчнинскому и характеризующимся глубинами от –130 до –160 м. Таким образом, линейные грабенообразные понижения, ограничивающие со всех сторон Дальнезеленецкой и Прибрежной макроблоки, это – пограничные шовные образования, что характерно для морфоструктурного плана как Мурманского мегаблока на суше, так и крупных морфоструктур смежного Баренцевоморского шельфа.

В центре Дальнезеленецкого макроблока по восточной окраине Шельпинской бухты проходит субмеридиональная линейаментная зона, разделяющая этот макроблок на Западный и Восточный мезоблоки. Эта линейаментная зона продолжается на шельфе, где делит и Прибрежный макроблок на Западный и Восточный мезоблоки, и прослеживается дальше к северу, вплоть до Южно-Баренцевской впадины. Западные мезоблоки характеризуются большими абс. отметками, относительными превышениями и общей раздробленностью. Это свидетельствует о том, что в новейшее время они испытали более значительное поднятие, чем восточные мезоблоки. Западный и Восточный мезоблоки Дальнезеленецкого макроблока системой уже упоминавшихся поперечных грабенообразных понижений,

Рис. 1. Морфоструктурная схема Дальнезеленецкого района (а) и система развитых в нем древних береговых линий (б)

1.а. Границы блоковых морфоструктур: 1 – мегаблоков (А – Зеленецко-Порчнинского, Б – Дальнезеленецкого, В – Прибрежного), 2 – мезоблоков (А₁, Б₁, В₁ – западных; А₂, Б₂, В₂ – восточных), 3 – линейаменты, разделяющие мезоблоки на блоки более низких порядков; 4 – направления новейших сдвигов, выявленные по данным морфоструктурного анализа; 5 – ориентировка направлений новейших сжатия и растяжения (по Авенариус и др. [3] с дополнениями); 6 – места развития предполагаемых палеосейсмодислокаций; 7 – морфоизогипсы и морфоизобаты, проведенные через 40 м; 8 – номера поперечных грабенообразных понижений (1 – Западное Дальнезеленецкое, 2 – Дальнеплярное, 3 – Плохие Чевры, 4 – Большие Чевры, 5 – Западные Каменистые Чевры, 6 – Восточные Каменистые Чевры, 7 – Шельпинское, 8 – Медвежинское, 9 – Первое Безымянное, 10 – Второе Безымянное, 11 – Третье Безымянное).

1.б. 1 – номера поперечных грабенообразных понижений (название см. в условном обозначении 8 к рис. 1а); древние береговые линии, фиксируемые: 2 – уступами, 3 – галечниково-валунными валами, 4 – песчаными валами; места находок фауны: 5 – малакофауны, 6 – костей кита; 7 – места взятия образцов, для которых был определен абс. возраст (С¹⁴); 8 – геоморфологический тип понижений: А – аккумулятивный, ДА – денудационно-аккумулятивный, АД – аккумулятивно-денудационный, Д – денудационный

ориентировка которых меняется с субмеридиональной на западе до северо-восточной на востоке, делится на ряд небольших относительно изометричных блоков. Эти блоки четко выражены в рельефе в виде водоразделов, практически лишенных покрова рыхлых отложений. На них лишь локально развиты хорошо окатанные валуны и галька пород разного петрографического состава. В новейшее время блоки испытали дифференцированные поднятия, амплитуда которых была максимальной в центральной части района (абс. отм. до 100–110 м) и снижалась на запад (абс. отм. 70–80 м) и на восток (абс. отм. 50–60 м).

Таким образом, детальный анализ позволил выявить сложный морфоструктурный план района, который подчинен общей системе морфоструктур Кольского полуострова и прилегающего шельфа с их преимущественно северо-западной продольной ориентировкой. Среди поперечных линейных морфоструктур на новейшем этапе важную роль играли субмеридиональные [3], причем эта закономерность сохраняется и на Кольском шельфе Баренцева моря. Основные черты морфоструктурного плана Дальнезеленецкого района были обусловлены дифференцированными вертикальными движениями, но, наряду с вертикальными, определенную роль сыграли и горизонтальные новейшие движения. Анализ плановых соотношений мезоблоков и собственно блоков позволяет сделать предварительный вывод о наличии в районе в новейшее время сдвиговых деформаций: по зоне губы Ярнышная – левосторонней, а по проливу Большой Олений – правосторонней. На "линии Карпинского" сдвиговая природа неотчетлива и, скорее всего, на протяжении новейшего времени направление сдвига менялось. Неслучайной является и асимметрия Дальнезеленецкого макроблока, которая, скорее всего, обусловлена общим горизонтальным сжатием с северо-востока. О наличии в этом районе именно таких направлений сжатия свидетельствуют данные анализа поля новейшего напряжения Кольского региона [3] и решение механизма очага весьма близкого Харловского землетрясения 1981 г., расположенного в аналогичных морфоструктурных условиях [4]. В свете этих данных упоминавшаяся выше система поперечных грабенообразных понижений, рассекающих Дальнезеленецкий макроблок, фиксирует направление новейшего растяжения. Все это показывает возможность изучения геоморфологическими методами новейших горизонтальных движений не только в горных районах, но и на платформенных равнинах.

Как показали полевые работы и дешифрирование аэрофотоснимков, расположение ДБЛ в Дальнезеленецком районе оказалось напрямую подчинено его морфоструктурному плану (рис. 16). Впервые ДБЛ недалеко от Дальних Зеленцов в губе Подпаха были отмечены в работе В. Рамзая. Позднее ДБЛ окрестностей Дальних Зеленцов (губа Ярнышная, бухты Дальнезеленецкая и Шельпинская) были подробно изучены Кошечкиным с коллегами [5]. Наиболее детально ими были исследованы ДБЛ Дальнезеленецкой бухты и подробно описан (с результатами спорово-пыльцевого и диатомового анализов) разрез 12-метровой террасы, обрывающейся к обширной осыпке в вершине бухты, называемой Дальним Пляжем. Нижнюю глинистую часть разреза они датировали, опираясь на спорово-пыльцевые данные, аллередом. В верхней песчаной части были выделены все горизонты от позднедриасового до субатлантического. Авторы отметили, что между результатами спорово-пыльцевого и диатомового анализов есть сходимость, однако приведенные в статье данные этого не подтверждают. Более верным кажется заключение Лавровой [6], что глинистая часть разреза датируется атлантическим временем (спорово-пыльцевые данные этому не противоречат), а песчаная часть – суббореалом. Эту точку зрения поддерживали Гуревич и Хасанкаев [7], детально изучившие отмель Дальнего Пляжа. Ниже мы приводим свою интерпретацию результатов анализов этого разреза, которая учитывает весь комплекс геоморфологических данных по окрестностям Дальних Зеленцов.

В ходе наших полевых работ также наиболее детально был исследован район Дальнепляжного понижения (восточная часть более крупного Дальнезеленецкого понижения) между Дальним Пляжем и озером Зеленецким и выделены ДБЛ. В морфоструктурном отношении Дальнепляжное понижение – типичное поперечное субмеридиональное грабенообразное понижение, днище которого относительно опущено (до абс. отм. $-15 \div +40$ м) по сравнению со смежными блоками-горстами (абс. отм. водоразделов на западе до 80 м, а на востоке 100 м). Меридиональным нарушением, выраженным в рельефе четким уступом, это грабенообразное понижение делится на западную и восточную части, отличающиеся по ширине полосы развития морских голоценовых террас и их морфологии. В западной части на террасах гораздо чаще встречаются мелкие денудационные останцы, террасы здесь сложены галечно-валунными, а иногда и крупновалунными отложениями. Именно здесь в еще более мелких грабенообразных понижениях ДБЛ встречены на абс. отметках до 60 м, где они выражены системой из двух-трех галечно-валунных береговых валов. В восточной

части картина совершенно иная: галечно-валунные береговые валы отмечаются только в восточной прибортовой части понижения, а в центре валы песчано-галечные или песчаные. Денудационные останцы отмечены только на седловине – узком микрогорсте вблизи озера Зеленецкого. По сумме этих признаков можно считать, что западная часть Дальнепляжного понижения отставала в относительном погружении от восточной, хотя на фоне смежных водоразделов обе части понижения испытали относительное дифференцированное прогибание. Ниже седловины песчано-галечные и песчаные валы образуют серию ДБЛ. Положим уступом (абс. отм. подножия 35–37 м) седловина отделена от расположенной к северу террасы, представляющей собой систему очень невысоких уплощенных песчаных валов и межваловых понижений. Они великолепно дешифрируются на аэрофотоснимках по светло-серому фототону и крупнополосчатому рисунку. В прибортовых частях понижения эта терраса резко сужается и песчаный материал сменяется валунно-галечным на востоке, а в западной части – даже крупновалунным. Следующая генерация древних береговых валов располагается на абс. отметках 20–25 м. Здесь в прибортовых частях понижения валы преимущественно валунно-галечные, а в осевой части – песчаные и песчано-галечные. На этом уровне Кошечкин и др. [5] отмечают дефляционные котловины и находки раковин *Cyprina islandica* L., *Astarte borealis* Chemn., а также крупной пемзовой гальки преимущественно коричневых оттенков. Все это позволяет уверенно датировать данную генерацию валов временем трансгрессии тапес (средний голоцен), а расположенную выше генерацию (абс. отм. 35–37 м) отнести ко времени трансгрессии фолас (ранний голоцен). На аэрофотоснимках в пределах среднеголоценовой генерации валов выделяется три четких группы, что, возможно, отражает три пика трансгрессии тапес, отвечающих трем пикам потепления в среднем голоцене [8]. Логично предположить, что мористее прибрежные песчаные отложения сменялись глинистыми алевропелитами, которые и выходят в основании берегового откоса более низкой 12-метровой террасы и характеризуются теплыми спорово-пыльцевыми спектрами (березово-сосновые леса с примесью ели). При этом уклоны дна составляли 0,03, т.е. близки к современным на береговом склоне в данном районе. Так как в кровле алевропелитов отмечается горизонт валунного материала, можно предположить, что трансгрессия тапес сменилась регрессией, после чего уровень моря несколько повысился, но уже не так значительно. Этому времени отвечает генерация валунно-галечных валов 15-метровой террасы. Время ее формирования мы датирuem примерно серединой третьего тысячелетия, когда потепление было менее значительным, чем среднеголоценовое (ель в спорово-пыльцевых спектрах не отмечается). Затем опять наступает регрессия, которой в разрезе 12-метровой террасы отвечает еще один прослой галечно-валунного материала, над которым уже накапливалась толща песков с более теплыми спорово-пыльцевыми спектрами в верхней и нижней частях и более холодными – в средней части. Именно в этой толще песков встречаются многочисленные находки пемзовой гальки, а также фиксируется стоянка человека, отнесенная Гуриной к эпохе раннего металла и имеющая возраст 1720 ± 170 лет [5]. Исходный первоначальный рельеф 10–12-метровой террасы сильно изменен, так как на ней расположен большой заброшенный песчаный карьер. Спорово-пыльцевые данные и состав диатомовых позволяют говорить, что эта терраса сформировалась во время трансгрессии остреа. Как и предыдущие террасы, она в прибортовых частях сложена валунно-галечным материалом. Низкая терраса высотой 3,5 м развита локально – только в устьевой части Зеленецкого ручья. Изучение ДБЛ Дальнепляжного понижения убедительно показывает, что морфология отдельных террас и характер морских голоценовых отложений во многом контролировался особенностями морфоструктурного плана и дифференцированностью тектонических движений в пределах данного понижения.

Детально изученные террасы и ДБЛ Дальнепляжного понижения послужили известным эталоном для временной привязки голоценовых террас в других понижениях на востоке Мурманского побережья. Рисунок 16 дает представление о распространении ДБЛ в Дальнезеленецком районе; их морфологическую и литологическую характеристику, а также имеющиеся в нашем распоряжении абс. датировки. В подавляющем большинстве случаев ДБЛ маркируются тремя-четырьмя (до шести) береговыми валами, сложенными, чаще всего, валунно-галечным материалом с валунами до 0,7 м по длинной оси. Иногда это песчаные валы или уступы; их высотные отметки определялись по топографическим картам (с сечением изогипс 5 м), на которые валы и уступы наносились по данным полевого дешифрирования одномасштабных аэрофотоснимков. Обращает на себя внимание тот факт, что практически все системы ДБЛ приурочены к поперечным грабенообразным понижениям, открывающимся в заливы, и редко встречаются на склонах или водоразделах.

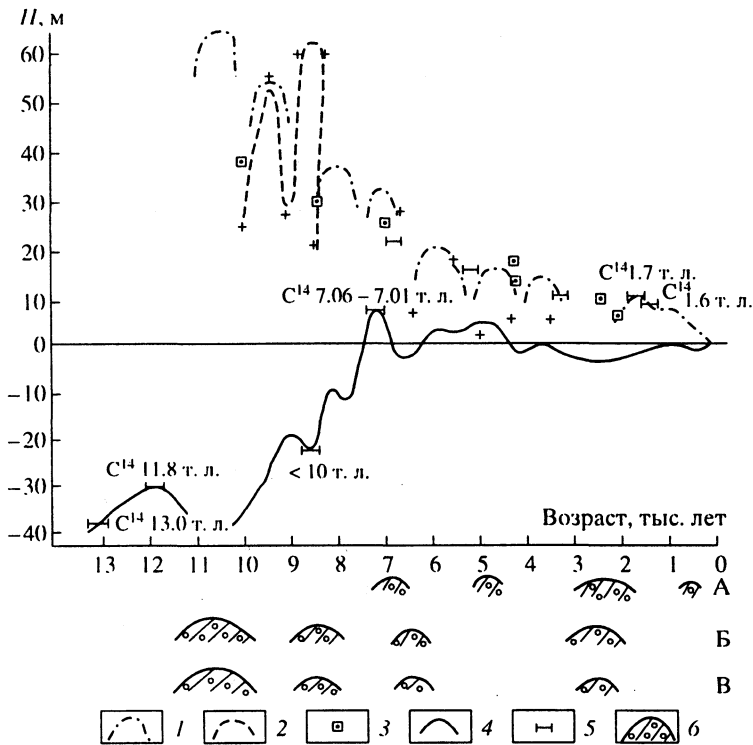


Рис. 2. График голоценового изменения уровня моря в Дальнезеленецком районе в сопоставлении с некоторыми палеогеографическими событиями Арктического региона.

Современное положение голоценовых уровней моря: 1 — в Дальнезеленецком районе (по данным авторов), 2 — то же по Кошечкину [12], 3 — в районе Земли Франца Иосифа по Глазговскому [11], 4 — в районе залива Креста, по Авенариус и др. [10]; 5 — абс. отметки уровня моря, датированные по C^{14} ; 6 — эпохи оледенения на Шпицбергене — А (по [9]); в Северном Верхоянье — Б (по В.В. Колпакову), в районе залива Креста — В (по Авенариус и др. [10])

Такая морфоструктурная приуроченность голоценовой морской аккумуляции к относительно опущенным блокам вполне логична. На приподнятых водораздельных блоках преобладала абразия, как это отмечается и в настоящее время. В то же время в самом характере аккумуляции отмечаются определенные особенности. В частности, песчаные береговые валы встречаются в единичных, наиболее опущенных понижениях, где практически отсутствуют денудационные останцы, более характерные для понижений с валунно-галечными валами. Есть и такие понижения, в которых голоценовая морская аккумуляция практически не проходила. Исследования показали, что каждое понижение характеризуется индивидуальной системой ДБЛ, различной их морфологией и характером материала, слагающего валы. По комплексу морфологических признаков ДБЛ и данных о характере голоценовой морской аккумуляции все поперечные понижения района были разделены на четыре типа: преимущественно денудационные, аккумулятивно-денудационные, денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные. Различия в числе террас в разных понижениях и в высотных отметках вполне объяснимы: каждое понижение могло испытывать локальные движения, одновременно подчиняясь общим закономерностям региона. Поэтому можно считать, что каждое понижение в течение голоцена характеризовалось собственным режимом тектонических движений.

Исходя из концепции, что Кольский полуостров в голоцене испытал общее тектоническое и изостатическое поднятие (возможно прерывистое), в результате чего более древние линии расположены выше, чем молодые, мы попробовали представить картину развития Дальнезеленецкого района в голоцене. Опираясь на результаты изучения ДБЛ в окрестностях Дальнего Пляжа, на имеющихся абсолютные датировки в данном районе, а также на данные о палеогеографии голоцена Кольского полуострова, мы построили

график изменения уровня моря на востоке Мурманского побережья (рис. 2). При этом мы исходили из того, что между отдельными этапами трансгрессий и террасообразования в голоцене существовали и регрессии. Наряду со сведениями о морских событиях голоценового возраста, были также использованы материалы по истории позднеплейстоцен-голоценовых оледенений на Шпицбергене [9] и наши материалы по изменению в голоцене уровня моря в районе залива Креста Берингова моря [10]. И хотя абс. отметки голоценовых морских террас Кольского и Чукотского полуостровов совершенно разные из-за различия в типе последнего оледенения, время их формирования было относительно синхронным, так как оба региона должны были, хотя и по-разному, но одновременно, реагировать на глобальные изменения уровня Мирового океана. Полученные результаты несколько уточняют картину, нарисованную Кошечкиным [12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авенариус И.Г., Алексеев В.В., Мысливец В.И., Сулержицкий Л.Д. Экологогеоморфологические исследования Мурманского побережья в районе Дальних Зеленцов // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии. М-лы Межд. конф. "III Шукинские чтения". М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 207–208.
2. Николаев Н.И. Поздний этап неотектонических движений Скандинавии, Карелии, Кольского полуострова. ДАН СССР, 1966. Т. 167. № 6. С. 1358–1361.
3. Авенариус И.Г., Ильин В.А. Некоторые аспекты новейшей геодинамики Кольского полуострова и смежных акваторий // Геология четвертичных отложений и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 31.
4. Ассиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–106.
5. Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 17–85.
6. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Наука, 1960. 233 с.
7. Гуревич В.И., Хасанкаев В.Б. Литологические параметры биогеоценозов литоральной отмели Дальнего Пляжа // Экологические исследования песчаной литорали. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1976. С. 3–25.
8. Никифоров Л.Г. Постледниковое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 12–40.
9. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.
10. Авенариус И.Г., Трецов А.А., Лопатин Б.Г., Дегтяренко Ю.П. Морфоструктурный план и некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена-голоцена шельфа Залива Креста (Берингово море) // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 86–98.
11. Glazovskiy A., Naslund J.-O., Zale R. Deglaciation and Shoreline Displacement on Alexandra Land, Franz Josef Land // Geografiska Ann., 74A. 1992. 4. P. 283–293.
12. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. С. 158.

НПП "Аэрогеология"

Поступила в редакцию
26.06.98

MORPHOSTRUCTURAL PLAN AND ANCIENT SHORELINES OF DALNEZELENETSKY REGION, MURMANSK SHORE

I.G. AVENARIUS, S.N. BELOUSSOV

S u m m a r y

Geomorphologic investigations of large scale and distance data deciphering helped to distinguish the system of Holocene coastlines in the region. It was shown by comparison of their pattern and genetic types with morphostructural features that they coincide with the series of graben-like depressions. These depressions are transversal to the seashore and were formed by N-Q stress-field on the North of Kola peninsular and adjacent shelf.