

Учитывая, что аккумулятивные образования, расположенные в районе северного фарватера, имеют небольшие размеры, можно ставить вопрос о возможностях и перспективах дночерпательных работ в этом районе. Данная проблема, безусловно, потребует проведения более детальных исследований по транспорту наносов на этом участке акватории Хатангского залива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мак-Доуэлл Д. М., О. Коннор Б. А. Гидравлика приливных устьев рек. М.: Энергоатомиздат, 1983. 312 с.
2. Большианов Д. Я., Савин В. Б. Ямсальский бар // Речной транспорт. 1982. № 10. С. 48—49.
3. Кухарский А. А. Хатангский залив и устье р. Хатанги // Материалы лоции моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1937. С. 47—65.

HYDROLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE KHATANGA BAR DYNAMICS

D. Yu. BOLSHIYANOV, V. P. ZIMICHEV

S u m m a r y

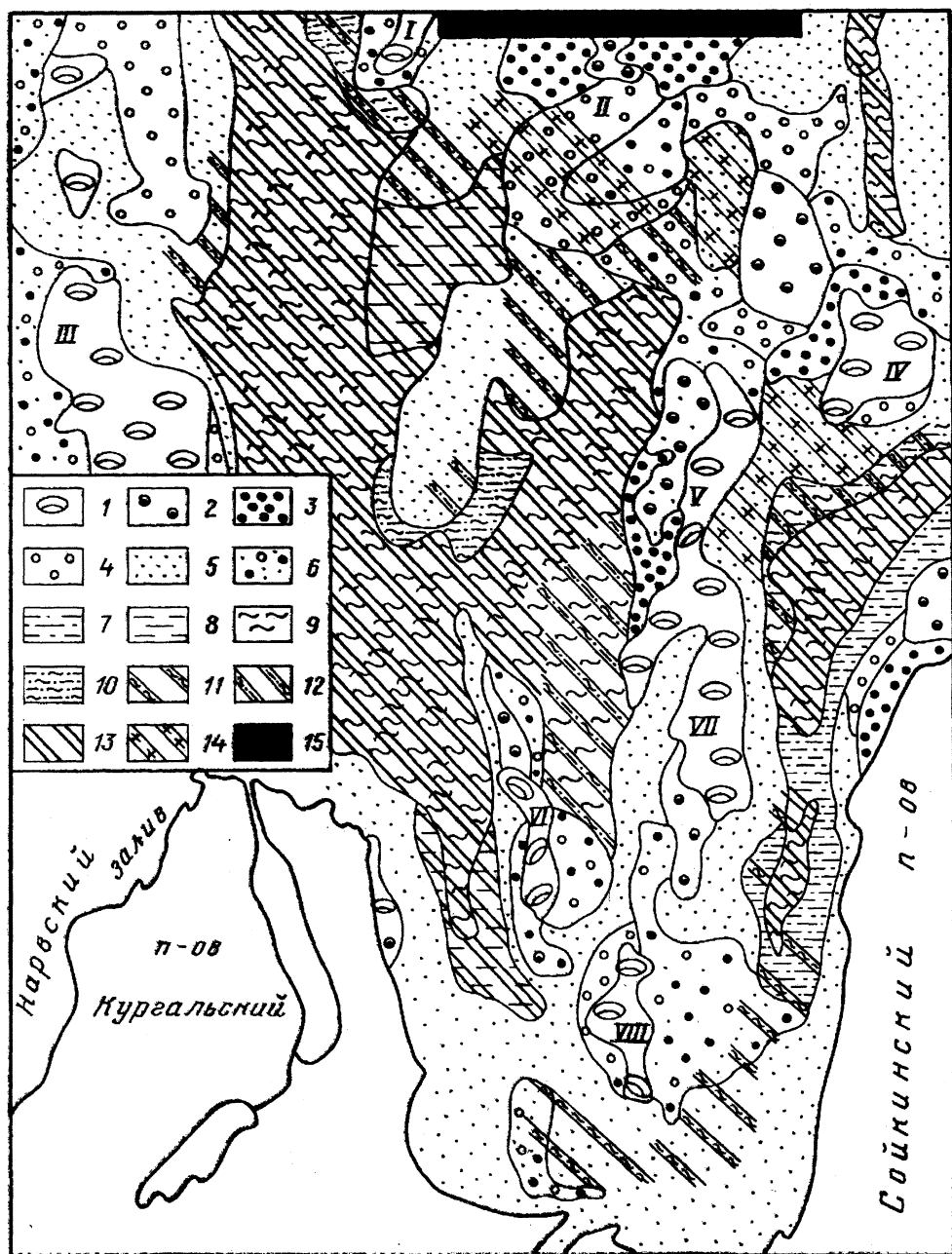
The results of hydrological and lithodynamical investigations at the south of the Khatanga Bay are presented. Secondary currents, seasonal, daily and long-term changes of the bar's relief and sedimentation are established. Recommendations are given for improvement of shipping conditions across the Khatanga Bar.

УДК 551.462 + 551.8 : 551.79

© 1995 г. М. Ю. ЧЕЛПАНОВ

ЛЕДНИКОВЫЙ И СОВРЕМЕННЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ В ЛУЖСКОЙ ГУБЕ

Лужская губа и прилегающая часть Финского залива изобилуют отмелями — банками (рисунок). Их вершинные поверхности располагаются на глубинах 5—8 м, а в некоторых случаях 1—2 м. В северной части района находится практически изометричное подводное основание о-ва Сескар. Поверхность дна также рассечена субмеридиональными долинообразными понижениями. В Лужской губе они протягиваются вдоль берегов Кургальского и Сойкинского полуостровов и разделены банками Мерилода, Шпартенкова, Темная Лода. В открытой части района понижения с востока и запада окаймляют основание о-ва Сескар. На подробных батиметрических картах понижение, сопряженное с Кургальским полуостровом, прослеживается непрерывно от устья р. Луги до о-ва Сескар.



Литологическая карта поверхности морского дна и рельефа Лужской губы (составлена с использованием материалов А. Е. Рыбалко и В. П. Бутылина)

Грубообломочные отложения: 1 — галечно-валунные, валуно-галечные, галечные, 2 — гравийные, песок с гравием. Мелкообломочные отложения: 3 — крупнозернистый песок, 4 — среднезернистый песок, 5 — мелкозернистый песок, 6 — разнозернистый песок, 7 — алевритовый песок, глинистый песок, 8 — алеврит, песчаный алеврит, глинистый алеврит, 9 — пелит, песчаный пелит, алевритовый пелит, 10 — смешанные.

Маломощные сильнообводненные покровы: 11 — пелитовые, алевропелитовые, песчано-пелитовые, 12 — смешанные, 13 — сходные по составу с нижележащими осадками, 14 — покровы железомарганцевых конкреций, 15 — районы, закрытые для судоходства. I — банка Киселева, II — подводное основание о-ва Сескар, III — Кургальский риф, IV — банка Велиматала, V — банка Вестгрунд, VI — банка Шпартенкова, VII — банка Темная Лода, VIII — банка Мерилода

При картировании четвертичных отложений Финского залива используется местная стратиграфическая схема, построенная на литостратиграфическом принципе [1]. В основу выделения литостратиграфических комплексов (ЛСК) положено представление о нескольких стадиях развития Балтийского моря, различавшихся условиями седиментации, что отразилось в облике осадков и в их составе [1, 2].

В верхнечетвертичных отложениях Финского залива выделяется пять ЛСК [2].

Голоценовые: морские литориновые и постлиториновые отложения — I ЛСК, озерные (анциловые) отложения — II ЛСК. Верхнеплейстоценовые (лужские слои): ледниково-озерные отложения Балтийского ледникового озера — III ЛСК, ледниково-озерные отложения местных приледниковых озер — IV ЛСК, ледниковые отложения — V ЛСК.

Ледниковые отложения представлены песчаными глинами или глинистыми песками с примесью грубообломочной фракции. По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), они залегают в основании четвертичного разреза, а также слагают крупные аккумулятивные образования — субмеридиональные возвышенности. Примерами последних являются Кургальский риф, протягивающийся на север от Кургальского полуострова, и возвышенность между банками Темная Лода и Вестгруд (рисунок). Длина возвышенностей 13—14 км, мощность моренного горизонта в их пределах может достигать 30—40 м [2].

Ледниково-озерные отложения IV ЛСК представлены слоистыми глинами или переслаиванием глин и глинистых алевролитов. В Лужской губе они развиты повсеместно, облекая ледниковый рельеф, и в его понижениях достигают мощности 10—15 м [2]; на поверхности дна обнажаются на отмелях и по их периферии на глубинах в среднем 10—15 м. На больших глубинах этот комплекс перекрыт отложениями I—III ЛСК.

Ледниково-озерные отложения Балтийского ледникового озера характеризуются наиболее тонким механическим составом (содержание пелитовой фракции 80% [2]), слоистой текстурой и цветовой полосчатостью. В Лужской губе они нивелируют неровности ледникового рельефа. Мощность отложений от первых метров до 15—20 м [2]. Они обнажаются на глубинах 20—25 м, а в единичных случаях 40—45 м. В целом выходы осадков III ЛСК окаймляют более глубоководные зоны, где они перекрыты отложениями II и I ЛСК.

Озерные (анциловые) отложения представлены алевроитовыми глинами и глинами. На мелководье они опесчанены. Выходы анциловых отложений на поверхность дна вытянуты субмеридионально и приурочены к глубинам 10—30 м. Мощность отложений II ЛСК в среднем 1—2 м [2].

Морские литориновые и постлиториновые отложения приурезовой зоны до глубин 10—15 м представлены песками. Их мощность достигает 4—8 м. На глубинах более 20 м отложения I ЛСК — алевропелиты и пелиты с мощностью до 50 м [2]. Отложения данного комплекса по сравнению с другими на поверхности дна развиты наиболее широко.

Формирование отложений и рельефа рассматриваемого района на протяжении четвертичного периода происходило при активном участии ледниковых покровов. Восточная часть Финского залива во время плейстоценовых оледенений располагалась в зоне преимущественной экзарации [3]. По оценкам В. А. Исаченкова [4], поверхность дочетвертичных пород в северной части северо-запада Русской равнины за счет экзарации была снижена на 60—70 м. А. Н. Маккавеев считает, что величина ледниковой экзарации для северо-запада Европейской части СССР за антропоген в среднем составляла 62 ± 16 м (ссылка по [5]), иногда достигая 100 м и более [6]. Очевидно, нельзя говорить о равномерном сносе такой толщи отложений. Воздействие ледника на подстилающий субстрат не было односторонним [3, 7, 8]. Последний, в свою очередь, активно влиял на продвижение ледникового потока и его динамику — в одних случаях препятствуя, а в других способствуя движению льда.

Поверхность дочетвертичных пород Лужской губы¹ характеризуется развитием субмеридиональных возвышенностей (абс. отметки —40 м) и понижений (абс. отметки —80 ÷ —100 м). В плане они совпадают с соответствующими формами современной земной поверхности.

Своим обликом возвышенности кровли дочетвертичных пород, по-видимому, обязаны воздействию плейстоценовых ледников. По своим характеристикам (площадь, превышения) они в несколько раз уступают Ижорскому и Пандиверскому коренным цоколям, заложение которых относят к дочетвертичному времени [9]. Изучение рельефа коренных пород Эстонии [7], располагающейся в одной палеогляциодинамической зоне с рассматриваемой территорией [3], показало, что ледниковая эрозия не создавала новых крупных форм земной поверхности; но средние и мелкие формы коренного ложа, несомненно, всюду сильно видоизменены и часто полностью обусловлены ледником.

Понижения (переуглубления) поверхности дочетвертичных пород прослеживаются как в пределах изучаемого района, так и на прилегающей суше [10]. Для них характерно слабое погружение гальнегов к северу и близкий к V-образному поперечный профиль с шириной 2—5 км и крутизной склонов 2—4°. На суше переуглубления в плане совпадают с р. Лугой и озерами Липовское и Белое на Кургальском полуострове и погребены. Первое из них продолжается в Лужской губе — проходит вдоль Кургальского полуострова, Кургальского рифа и, вероятно, является палеодолиной р. Луги, заложившейся в доледниковое время. Для Северо-Запада и Эстонии составлены палеогеографические схемы, на которых прослеживаются палеодолины, впадающие в магистральную долину, расположенную ныне в осевой части Финского залива [11, 12 и др.]. Одним из таких притоков, очевидно, была Пра-Луга.

Как известно, ледниковые покровы Европы не были однородны и состояли из крупнейших потоков. В пределах последних на периферии ледникового покрова возникали ледниковые лопасти, которые в зависимости от рельефа ложа делились на ледниковые языки [3]. Последние могли дробиться на еще более мелкие. Их размеры были незначительными [13].

В заключительные стадии верхневалдайского оледенения и в период его деградации изучаемая территория была занята Лужским языком. Это подтверждается исследованиями прилегающей суши [14] и очертаниями береговой линии Лужской губы. Она, как и расположенный к востоку Копорский залив, по-видимому, была гляциодепрессией, а разделяющий их Сойкинский полуостров — ледораздельной (междопастной) возвышенностью. В пределах этого полуострова находится наиболее крупное, в сравнении с другими, поднятие кровли дочетвертичных пород. На его западном склоне в валдайское время последовательно осуществлялась ледниковая аккумуляция, приведшая к формированию Сойкинской возвышенности (абс. высота до 136 м) с мощностью четвертичных отложений (главным образом ледниковых) более 130 м [15].

Другие возвышенности дочетвертичного субстрата Лужской губы заложились также в валдайское время, но были окончательно сформированы и служили ледоразделами — районами ледниковой аккумуляции тогда, когда мощность льда была небольшой, а Лужский язык в значительной степени неоднороден. Сходные процессы происходили в период ареальной дегляциации [3] при возникновении в краевой части Лужского языка полей мертвого льда, куда с севера из области пассивного льда продвигались меньшие по размерам активные выводные ледники. Над повышенными участками кровли коренных пород лед был менее подвижен, чем в понижениях, где он сохранял способность к локальной экзарации. Указанные процессы явились причиной образования следующих основных форм современного рельефа Лужской губы.

¹ Материалы по рельефу кровли дочетвертичных пород и мощности четвертичных отложений Лужской губы, приведенные здесь и ниже, были любезно предоставлены В. П. Кропачевым (ВСЕГЕИ).

1. Субмеридиональные моренные гряды (возвышенности). Их можно рассматривать, как аналоги межлопастных линейно-радиальных морен напора, возникших при длительном двустороннем давлении двух подвижных ледниковых тел [3]. Это Кургальский риф и возвышенность между банками Темная Лода и Вестгрунд.

2. Линейные понижения. В погребенных палеоврезах прилегающей суши бурением вскрыты наиболее полные (начиная с нерасчлененных отложений днепровского и московского оледенений) и мощные (до 100 м и более) разрезы четвертичных отложений [14]. При этом мощности поздне-последледниковых толщ составляют 20—25 м. В полупогребенных палеоврезах Лужской губы, по данным НСП, мощность четвертичных отложений составляет 30—60 м, в том числе поздне-последледниковых 30—50 м. Основываясь на этих материалах, можно предположить, что в заключительные стадии валдайского ледниковья и(или) в период его ареальной дегляциации палеоврезы изучаемого района были «откопаны», что привело к значительному или полному уничтожению более древних (древнее лужских слоев) четвертичных отложений. Поздне-последледниковая аккумуляция полностью на захоронила эти понижения, и они прослеживаются на современной поверхности дна Лужской губы. Очевидно, это не противоречит гипотезе первично-эрозионного происхождения переуглубления Пра-Луги. Понижение дочетвертичного субстрата (в плане оно совпадает с соответствующей формой современного рельефа), простирающееся вдоль Сойкинского полуострова, по-видимому, развито локально и не является продолжением переуглублений суши. Это свидетельствует в пользу активной роли ледника в его формировании. Нет оснований приписывать столь значительный «откапывающий» эффект только эскарации. Свой вклад в формирование понижений (переуглублений) могли вносить потоки подледниковых и талых ледниковых вод.

Заключая описание ледникового морфолитогенеза, необходимо отметить, что данные по рельефу кровли дочетвертичных пород и мощности четвертичных отложений получены на основе интерпретации материалов НСП. Результаты бурения могут внести изменения в предложенную здесь схему формирования рельефа кровли дочетвертичных пород и основных черт современной поверхности.

В дальнейшем рельеф исследуемого района развивался под влиянием озерно-ледниковых, озерных и морских процессов. В это время преобладало выравнивание ледниковых форм. Мощность надморенных отложений закономерно увеличивается по направлению к пониженным участкам дна. Некоторые различия в характере поздне-последледникового морфолитогенеза обнаруживаются при переходе от озерно-ледниковых (местные приледниковые озера и Балтийское ледниковое озеро) к озерному и морскому (Анциловое озеро и последующие морские стадии развития Балтийского моря) этапам. В первом случае осадконакопление происходило повсеместно, а во втором сократилось по площади.

Изучение современного осадконакопления и рельефообразования базируется на литологической карте поверхности дна Лужской губы (рисунок). На ней показаны донные осадки — первые с поверхности слои (горизонты) относительно однородные по гранулометрическому составу.

Вопросам современного седиментогенеза Невской губы и в целом восточной части Финского залива посвящен ряд работ [16—19 и др.]. При составлении литологической карты Лужской губы использовалась классификация [20], в соответствии с которой глинистые частицы имеют размеры менее 0,005 мм, алевритовые 0,005—0,05 мм, песчаные 0,05—1,0 мм (0,05—0,25 мм — мелкий песок; 0,25—0,5 мм — средний; 0,5—1,0 мм — крупный), гравийные 1,0—10,0 мм, галечные 10,0—100,0 мм, валуны — более 100,0 мм. Отложения получали соответствующее название по содержанию той или иной фракции в количестве более 50%. На карте также показаны маломощные (первые миллиметры, редко до 1—2 см) сильнообводненные покровы. Для их изображения, в качестве варианта, избран упрощенный метод полосчатой раскраски, применяемый при картографировании четвертичных отложений.

Источники осадочного вещества изучаемого района — продукты размыва берегов, дна и твердый вынос р. Луги.

Грубообломочные отложения приурочены к возвышенным участкам дна — банкам, сложенным мореной. Глубина их распространения 0—15 м. В интервале этих глубин действуют современные абразионные процессы, ослабленные в значительной мере валунно-галечным бронирующим слоем. В некоторых случаях (например, севернее Кургальского рифа) этот слой фиксируется на глубине 20—25 м, что, возможно, связано с деятельностью донных течений.

Пески развиты в диапазоне глубин от 0 до 40 м. На глубине более 20—25 м они, вероятно, являются реликтовыми, образованными при более низком уровне водоема (например, вытянутое субмеридионально поле мелкозернистых песков в северо-западной части района). Реликтовые пески маркируют зоны, где не происходит современной седиментации. Последняя, по-видимому, также слабо проявляется на обширных песчаных телах по южной периферии о-ва Сескар (центральная северная часть района, глубина 10—25 м) перекрытых сплошными покровами железомарганцевых конкреций. Известно, что на гляциальном шельфе железомарганцевое конкрециеобразование приурочено к областям замедленной терригенной седиментации [21]. В основании губы находится зона песчаной аккумуляции (мелкозернистые пески). Здесь происходит коинвергенция потоков наносов, идущих вдоль восточного и западного берегов Лужской губы [19].

Среди алевритовых и пелитовых осадков преобладают алевритовые пелиты. Они приурочены к глубинам свыше 20 м и практически полностью выстилают днища современных понижений. Кроме того, большое поле этих осадков отмечается на выровненном участке дна с глубиной 25—30 м (центральная часть района). Алевритовые и смешанные осадки встречаются реже. Они замещают алевропелитовые осадки в направлении к мелководью или обнажаются на склонах современных понижений дна на глубинах 20—30 м.

На дне Лужской губы широко развиты (на глубине от 5 до 50 м) маломощные сильнообводненные покровы. Они, как правило, характеризуются алевропелитовым составом. В связи с этим обнаружение покровов на глубинах, подверженных волновому воздействию, позволяет заключить, что это современные образования. Возможно, что это очень подвижный субстрат, различное батиметрическое положение которого отражает пути миграции осадочного вещества (сезонные или от шторма к шторму). Обращает на себя внимание линейно-вытянутый песчано-пелитовый покров, развитый на мелкозернистых песках и прослеживающийся от устья р. Луги (глубина 4—5 м) вдоль восточного берега по направлению увеличения глубины. Примечательно, что струи р. Луги в приустьевой зоне отклоняются как раз к востоку [19].

Исходя из вышесказанного можно предположить, что развитие маломощных покровов на более грубых по механическому составу осадках маркирует современные зоны транзита осадочного вещества. Распространение покровов на сходных по составу осадках, по-видимому, свидетельствует о нахождении их в зоне устойчивой современной седиментации. Обе зоны нашли свое отражение на рисунке. Открытым остается вопрос о деятельности на дне Лужской губы более значительных гравитационных процессов. По крайней мере, в Нарвском заливе выявляется большая подвижность и текучесть толщи литориновых и постлиториновых осадков [22]².

² Автор признателен В. П. Кропачеву, А. Е. Рыбалко, С. М. Федорову за предоставление ряда материалов для написания статьи.

1. Блажишин А. И., Лукашев В. К. Литолого-стратиграфические комплексы позднечетвертичных отложений//Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С. 232—246.
2. Бутылин В. П., Жамойда В. А., Козин М. Б. Литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Финского залива и их корреляция с аналогичными образованиями Центральной Балтики//Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. С. 32—51.
3. Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.
4. Исаченков В. А. Происхождение рельефа поверхности дочетвертичных пород северо-запада Русской равнины//Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: Изд-во ГО СССР, 1982. С. 3—19.
5. Матвеев А. В. О генезисе поверхности ложа антропогенного покрова//Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: Изд-во ГО СССР, 1982. С. 19—24.
6. Маккавеев А. Н. Динамическая классификация подледниковых форм рельефа, созданных покровными оледенениями на равнинах//Геоморфология. 1980. № 1. С. 17—24.
7. Таваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллин: Валгус, 1982. 182 с.
8. Малаховский Д. Б. Некоторые вопросы образования межлопастных ледниковых возвышенностей северо-запада Русской равнины//Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск/ Изд-во АН СССР, 1976. С. 3—12.
9. Исаченков В. А., Татарников О. М., Митасов В. И. и др. Некоторые вопросы происхождения поверхности дочетвертичных пород северо-запада Русской равнины//Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: Изд-во ГО СССР, 1982. С. 69—82.
10. Геология четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР/Под ред. Н. И. Апуктина, И. И. Краснова. Л.: Недра, 1967. 243 с.
11. Малаховский Д. Б., Федоров Б. Г. О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы//Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 134—141.
12. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: наука, 1975. 278 с.
13. Малаховский Д. Б. Ледниковые ложбины на Северо-Западе РСФСР//Изв. ВГО. 1988. Т. 120. Вып. 4. С. 333—338.
14. Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз, 1955. 347 с.
15. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР/Под ред. Д. Б. Малаховского, К. К. Маркова. Л.: Наука, 1969. 256 с.
16. Барков Л. К. О литодинамике прибрежной зоны и дна восточной части Финского залива//Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1989. Вып. 4. С. 25—32.
17. Бутылин В. П., Шурьгин А. Г. Современный седименто- и морфогенез в восточной части Финского залива//Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. С. 118—124.
18. Окнова Н. С., Лопатина С. К., Верзилин Н. Н., Гонтарев Е. А. К вопросу изменения донных осадков Невской губы в связи со строительством дамбы//Вестник ЛГУ. Сер. 7. 1990. Вып. 3. С. 12—21.
19. Логвиненко Н. В., Барков Л. К., Усенков С. М. Литология и литодинамика современных осадков восточной части Финского залива. Л.: Изд-во ЛГУ, 1988. 145 с.
20. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк. 1974. 400 с.
21. Жамойда В. А. Сравнительные аспекты аутигенного минералообразования в четвертичных отложениях морей гляциального шельфа и использование аутигенных минералов для стратификации разрезов//Осадочные покровы гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. С. 80—97.
22. Захаров М. С., Васеха А. И., Францева Т. Н. и др. К методике составления инженерно-геологических карт среднего масштаба шельфа гляциальной зоны (на примере Нарвского залива)//Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. С. 97—104.

GLACIAL AND RECENT MORPHOLITHOGENESIS IN THE LUGA GUBA BAY

M. Yu. CHELPANOV

Summary

The glacial morpholithogenesis role is estimated in the modelling of the Pre-Quaternary rock surface. Non-uniform structure of the Valdai ice sheet at the final stage and during retreat of the glacier is shown to influence development of the main recent landforms within the Luga region. Characteristic of the present-day sedimentation are inferred from the granulometry of sea floor sediments.