

УДК 551.35.06+551.793(470.21)

ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ЮГЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (ПО ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 2004 г. О. П. Корсакова, А. Н. Молодьков, В. В. Колька

Представлено академиком Ф.П. Митрофановым 22.03.2004 г.

Поступило 06.04.2004 г.

Представленные аналитические данные позволяют определить геолого-стратиграфическую позицию межледниковых толщ осадков, являющихся важнейшими геологическими и палеогеографическими реперами. Решение задачи имеет важное теоретическое и практическое значение для корреляции событий позднего плейстоцена в разных регионах, а также для решения поисковых проблем в связи с россыпными месторождениями алмазов и других полезных ископаемых.

Проведенные работы были сосредоточены в западной части Терского берега Белого моря (рис. 1), где в береговых обрывах по долинам рек вскрываются разновозрастные межледниковые толщи. Датирование отобранных образцов выполнено с использованием методов электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и оптического стимулированной люминесценции (ОСЛ). Получены новейшие данные (табл. 1) для определения геолого-стратиграфической позиции межледниковых морских горизонтов.

Изученные морские осадки представлены в разных разрезах (рис. 1) тремя разновозрастными толщами, залегающими со стратиграфическим несогласием, т.е. здесь сохранились свидетельства трех позднеплейстоценовых морских трансгрессий. До сих пор не было единого мнения о количестве и возрасте морских трансгрессий, зафиксированных в осадках Кольского региона. Установлено также наличие трех ледниковых горизонтов, по возрасту сопоставимых с московским и двумя валдайскими оледенениями.

Стратиграфически нижняя морская толща, ранее названная понойскими слоями [1], отличается присутствием большого количества макро- и ми-

крофауны, диатомовой флоры. Установленный ЭПР/ОСЛ-возраст понойских слоев изменяется примерно от 130–120 до 100–105 тыс. лет (табл. 1, обр. 9–13). В изученных обнажениях эта толща (плотные глины, суглинки, супеси, тонко- и мелкозернистые пески) отмечена в нижних частях разрезов по долинам рек Варзуга, Стрельна, Чапома (рис. 2А). Она залегает на морене московского оледенения, которая вскрыта в долине р. Чапома на абсолютных отметках 5–7 м. В других разрезах подошва толщи не вскрыта, кровля отмечается на отметках около 35 м над уровнем моря (разрез Стрельна). Особое положение занимает нижняя морская толща в разрезе Варзуга, где она, возможно, дислоцирована и вскрыта непосредственно под осташковской мореной на высоте 25–30 м [1].

Палеоэкологические реконструкции [1–3] свидетельствуют, что морской бассейн, в котором формировалась эта толща, отличался условиями, более благоприятными, чем современные. Соленость воды приближалась к нормальной, температура воды была выше, чем в современном Белом море, что характерно для первого оптимума микулинского (земского) межледниковья, который в настоящее время [4] соотносится с изотопно-кислородной (ИК) подстадией 5е. Все данные однозначно свидетельствуют о микулинском возрасте понойских слоев, которые сформировались во время бореальной трансгрессии.

Две стратиграфически верхние морские толщи беднее органическими остатками и представлены мелководными прибрежными и береговыми фациями. Ранее считалось, что они составляют единый горизонт, сформированный во время средневалдайской трансгрессии [1], сопоставимой с изотопно-кислородной стадией (ИКС) 3 (далее в работе принято деление позднего плейстоцена на первый московско-валдайский климатический оптимум межледниковья (микулино, зем, ИК-подстадия 5е), на ранний валдай (ИК-подстадии 5d–5a), валдайский пленигляциал – ранний (ИКС 4), средний (ИКС 3) и поздний (ИКС 2), что соответству-

Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.

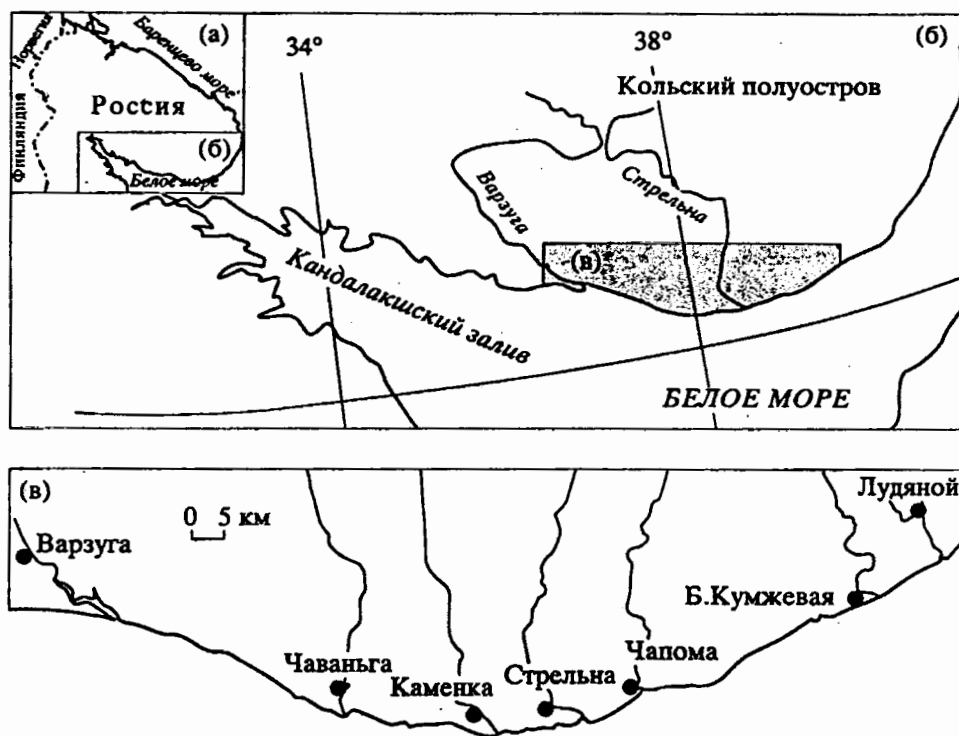


Рис. 1. Схема района исследований (а, б) и положение изученных обнажений (в).

ет новой тенденции [5]). Условия залегания и тектурно-структурные особенности верхних морских толщ (рис. 2А), полученный ЭПР-возраст субфоссильных раковин моллюсков и ОСЛ-возраст вмещающих пород (табл. 1, обр. 1, 2, 4–8) указывают, что верхние морские толщ сформировались

в процессе малоамплитудных морских трансгрессий, последовавших за бореальной.

Установлено, что стратиграфически средняя морская толща, по традиции называемая стрельнинскими слоями [1], соответствует ранневалдайскому времени. На юге Кольского п-ова ранневал-

Таблица 1. Геохронологические данные датирования позднеплейстоценовых морских осадков в южной части Кольского региона

№ п.п.	Лаб. № обр.	Местоположение разреза	Координаты разреза	Абс. высота отбора, м	Метод датирования	Возраст, тыс. лет
1	Tln 1521-103	Долина р. Большая Кумжевая	66°13'39"; 39°40'32"	22.5	ОСЛ	44.4 ± 3.2
2	Tln 344-073	Долина р. Каменка	66 05 41; 38 17 10	36.5	ЭПР	58.7 ± 4.4
3	Tln 1518-103	Долина р. Чаваньга	66 09 02; 37 46 55.	33.0	ОСЛ	63.6 ± 8.0
4	Tln 1522-103	Устье руч. Лудяной	66 19 34; 39 56 47	51.5	ОСЛ	80.5 ± 7.0
5	Tln 347-073	Там же	66 19 34; 39 56 47	47.5	ЭПР	85.5 ± 6.6
6	Tln 1519-103	Долина р. Стрельна	66 05 54; 38 31 37	59.0	ОСЛ	85.6 ± 9.3
7	Tln 345-073	Там же	66 05 54; 38 31 37	39.5	ЭПР	90.4 ± 6.7
8	Tln 343-073	Долина р. Чаваньга	66 09 02; 37 46 55	28.5	ЭПР	99.0 ± 7.6
9	Tln 1520-103	Долина р. Стрельна	66 05 54; 38 31 37	35.5	ОСЛ	101.9 ± 12.2
10	Tln3-09-12-042	Долина р. Варзуга	66 23 49; 37 13 53	26.0	ЭПР	103.0 ± 4.2
11	Tln 1405-031	Там же	66 23 49; 37 13 53	26.0	ОСЛ	104.0 ± 8.3
12	Tln 346-073	Долина р. Стрельна	66 05 54; 38 31 37	33.5	ЭПР	111.5 ± 12.4
13	Tln 268-010	Долина р. Чапома	66 06 47; 38 50 39	9.0	ЭПР	128.7 ± 7.5

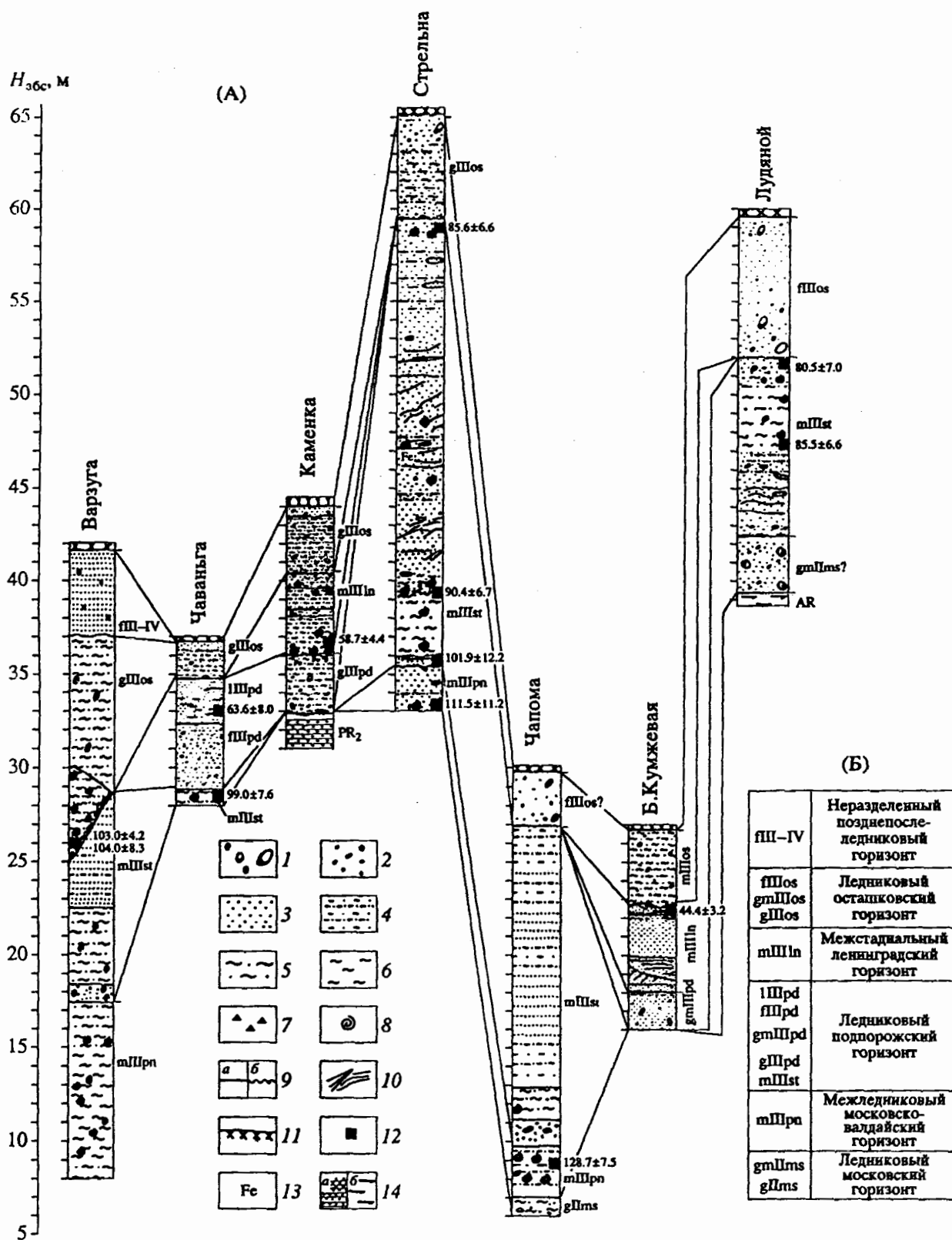


Рис. 2. Геологическое строение и корреляция изученных разрезов (А), стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Кольского п-ова (Б), положение разрезов показано на рис. 1. Индексами обозначено: среднеллейстоценовый московский горизонт: $g\text{Шms}$ – морена и $gm\text{Шms}$ – ледниково-морские осадки; верхнеллейстоценовые – микулинский горизонт: $m\text{ШPr}$ – морские понойские слои; подпорожский горизонт: $m\text{Шst}$ – морские стрельнинские слои, $g\text{ШPr}$ – морена, $gm\text{ШPr}$ – ледниково-морские, $f\text{ШPr}$ – флювио- и ШPr – лимногляциальные осадки; ленинградский горизонт: $m\text{Шln}$ – морские осадки; остацковский горизонт: $g\text{Шos}$ – морена, $gm\text{Шos}$ – ледниково-морские и $f\text{Шos}$ – флювиогляциальные осадки; неразделенный позднепоследледниковый горизонт – $f\text{Ш-IV}$. 1 – валуны; 2 – гравий, галька; 3 – песок; 4 – супесь; 5 – суглинок; 6 – глина; 7 – щебень, дресва; 8 – раковинный детрит и раковины моллюсков; 9 – границы слоев (а), поверхности размыва (б); 10 – текстуры; 11 – почва; 12 – места отбора геохронологических проб (цифрами указан возраст пород); 13 – ожелезнение пород; 14 – дочетвертичные породы – красноцветные аркозовые песчаники (а), гнейсы (б).

дайское море в виде малоамплитудной трансгрессии, прерываемой регрессивными явлениями и размывом во время внутростадиальных похолоданий, проявилось в интервале не менее чем 100–80 тыс. лет назад (табл. 1, обр. 4–8). Сформировались сложно построенные преимущественно песчаные, а также суглинистые и супесчаные толщи, содержащие палеонтологические остатки [2, 3], свидетельствующие об экологических условиях, близких к существующим в настоящее время, а также холоднее их. Наиболее полно стрельнинские слои вскрыты и изучены в долине р. Стрельна (рис. 1) на абсолютных отметках 35–60 м, где они с размывом залегают на понойских слоях (рис. 2А). Нижние части стрельнинских слоев в виде насыщенного раковинами моллюсков плотного суглинка обнажаются под водно-ледниковыми песчаными породами у уреза воды в долине р. Чаваньга на абс. отметках 29 м и ниже. Стрельнинские слои (суглинки и супеси с раковинами моллюсков, гальками и валунами, пески тонко-, мелко-, среднезернистые с линзами крупнозернистого), залегающие между ледниковыми горизонтами, вскрыты в устье руч. Лудяного на абс. отметках 42–52 м. Аналогичные породы обнажаются в разрезах по долинам рек Варзуга и Чалома, где они также с размывом залегают на понойских слоях (рис. 2А).

Полученные данные согласуются с предположением М.А. Лавровой о новой (беломорской) фазе трансгрессии моря, наступившей после непродолжительной регрессии вод бореального моря и значительного размыва их отложений [6]. Геологическая позиция ранневалдайской морской толщи в изученных разрезах (рис. 2А, разрезы Варзуга, Стрельна, Чалома, Лудяной) свидетельствует, что морской режим в Белом море существовал в течение всего периода, который сопоставляется с ИКС 5. Максимальная глубина моря для изученного участка не превышала нескольких десятков метров. Береговая линия ранневалдайского моря трансгрессивно-регрессивно мигрировала приблизительно в пределах 50–100 м над уровнем современного моря.

В начале ранневалдайского пленигляциала (ИКС 4) отчетливо проявилось похолодание, которому соответствуют осадки ледникового пара-

генетического ряда в разрезах Чаваньга, Каменка, Б. Кумжевая (рис. 2А; табл. 1, обр. 3). Согласно существующей региональной стратиграфической схеме эти породы формируют подпорожский ледниковый горизонт [7]. Исследованиями норвежских ученых [8] установлены безледные обстановки в непосредственной близости от центра скандинавского оледенения от 150 до 71 тыс. лет назад. По данным компьютерного моделирования шведских и американских исследователей, восточная часть Кольского п-ова была свободна ото льдов скандинавского центра примерно до 70 тыс. лет назад [9]. Весьма вероятно, что формирование подпорожского ледникового горизонта в пределах Терского берега Белого моря было связано с развитием здесь в раннем пленигляциале (ИКС 4) не столько Скандинавского, сколько Карского ледника. Косвенным доказательством этого могут быть находки галек и валунов карбонатных пород, не известных в коренном залегании на Кольском п-ове и характерных для палеозойских пород севера Русской платформы [10].

На упомянутых породах подпорожского горизонта залегают третья морская толща, имеющая интерстадиальный габитус по нашим геологическим данным, а также по содержанию субфоссилий [1, 3 и др.]. Полученные датировки (табл. 1, обр. 1, 2) свидетельствуют о ее среднелленигляциальном возрасте (ИКС 3). Толща (пески, супеси, суглинки) перекрыта мореной или ледниково-морскими осадками (рис. 2А) и стратиграфически соотносится с ленинградским [7] горизонтом (рис. 2Б).

Таким образом, нами установлено, что геолого-стратиграфическая позиция верхнеллейстоценовых морских осадков на юге Кольского п-ова определялась развитием, по меньшей мере, трех морских трансгрессий, причем последней из них предшествовало раннелленигляциальное материковое оледенение. Геохронологические данные указывают на микулинский возраст первой трансгрессии, сопоставимой с бореальной трансгрессией на севере Восточно-Европейской равнины. Свидетельством ее существования являются понойские слои морских осадков (рис. 2Б). Вторая морская трансгрессия, проявившаяся в регионе, имеет ранневалдайский возраст. В геологических разрезах ей соответствуют стрельнинские слои морских отложений

(рис. 2Б). Эти две морские трансгрессии непрерывно существующего моря развивались здесь последовательно в интервале не менее чем от 130 до 80–70 тыс. лет назад, что сопоставимо со всей ИКС 5. Морской режим прерывался оледенением (ИКС 4), вслед за которым в интервале 60–40 тыс. лет назад развивалась третья позднеплейстоценовая морская трансгрессия, относимая к среднему плейстоцену (ИКС 3). Соответствующие ей морские осадки (ленинградский горизонт) повсеместно перекрыты поздневалдайскими породами ледникового парагенетического ряда, формирующими ошашковский горизонт (рис. 2Б).

Работа выполнена при поддержке Комплексной программы научных исследований Президиума РАН "Мировой океан", РФФИ (грант 03–05–96176), Научно-технической программы Мурманской области (проект 2.10) и Estonian Science Foundation (грант 5440).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.
2. Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И. и др. В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 25–56.
3. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
4. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 2(10). С. 2–21.
5. Guiter F., Andrieu-Ponel V., de Beaulieu J.-L. et al. // Quatern. Intern. 2003. V. 111. P. 59–74.
6. Лаврова М.А. // Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР. 1961. Т. 7. С. 65–88.
7. Тарноградский В.Д., Каплянская Ф.А. // Сов. геология. 1992. № 6. С. 3–11.
8. Lauritzen S.E. // Quatern. Res. 1995. V. 43. P. 133–146.
9. Näslund J.O., Rodhe L., Fastook J. L., Holmlund P. // Quatern. Sci. Rev. 2003. V. 22. P. 245–258.
10. Зозуля Д.Р., Чикирев И.В., Корсакова О.П., Гавриленко Б.В. Геология и геоэкология северо-запада России. Материалы XIV молодежной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск, 2003. С. 41–43.

Late Pleistocene interglacial marine sequences in White Sea depression

O. P. Korsakova¹, A. N. Molod'kov² and V. V. Kolka¹

¹Geological Institute, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences, ul. Fersmana 14, Apatity, 184200 Russia

²Institute of Geology, Tallinn State University, bulv. Estonia 7, Tallinn, 10143 Estonia

The presented analytical data specify the geological--stratigraphic position of interglacial sequences that serve as important geological and paleogeographic markers. Solution of this problem is of theoretical and paleogeographic significance in the correlation of Late Pleistocene events in different regions and prospecting for diamond and other mineral placers. The works were carried out in the western Terskii Coast of the White Sea (Fig. 1), where differently aged interglacial sediments are exposed along the steep slopes of river valleys.

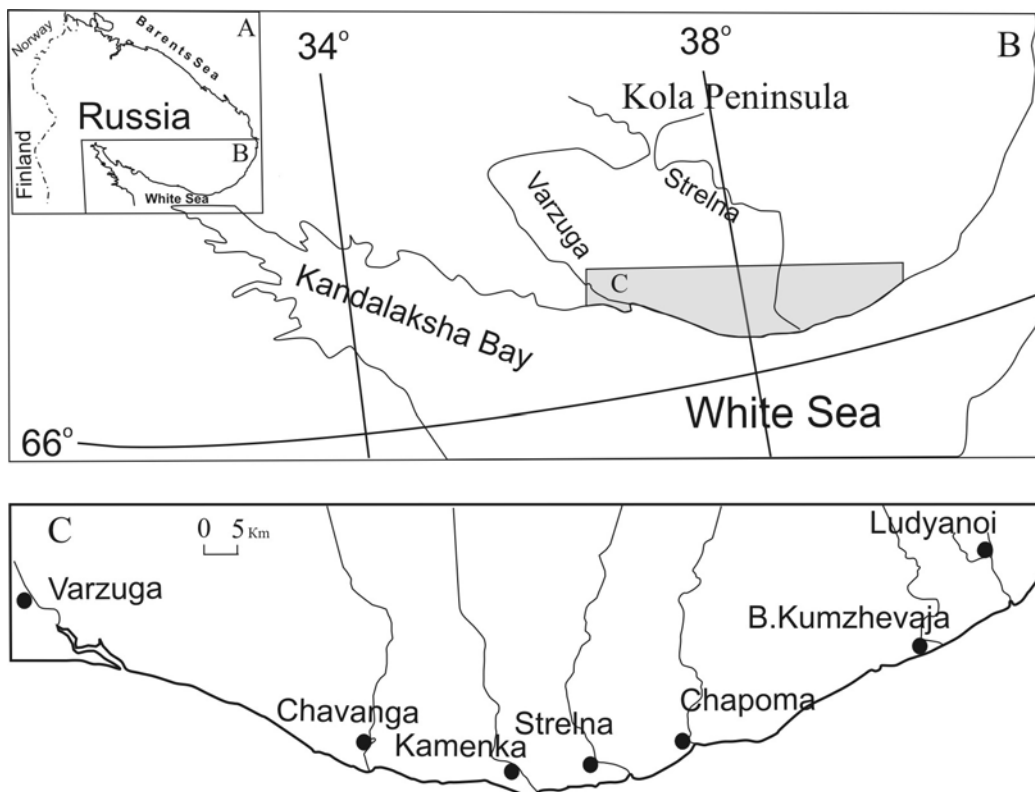


Fig. 1. Location of the study area (A, B) and examined exposures (C).

Collected samples were dated using the electron spin resonance (ESR) and optically stimulated luminescence (OSL) methods, which made it possible to specify the geological--stratigraphic position of interglacial marine sedimentary units.

In various examined sections, marine sediments constitute three differently aged sequences separated by stratigraphic unconformities that suggest three Late Pleistocene transgressions (Fig. 2). The number and age of these transgressions recorded in sedimentary sequences of the Kola region remain debatable issues. Three glacial units correlated with the Moscovian glaciation and two Valdaian glaciations are also established. The stratigraphically lower marine sequence, previously called the Ponoï Beds [1], is characterized by abundant macro- and microfaunal remains and diatoms.

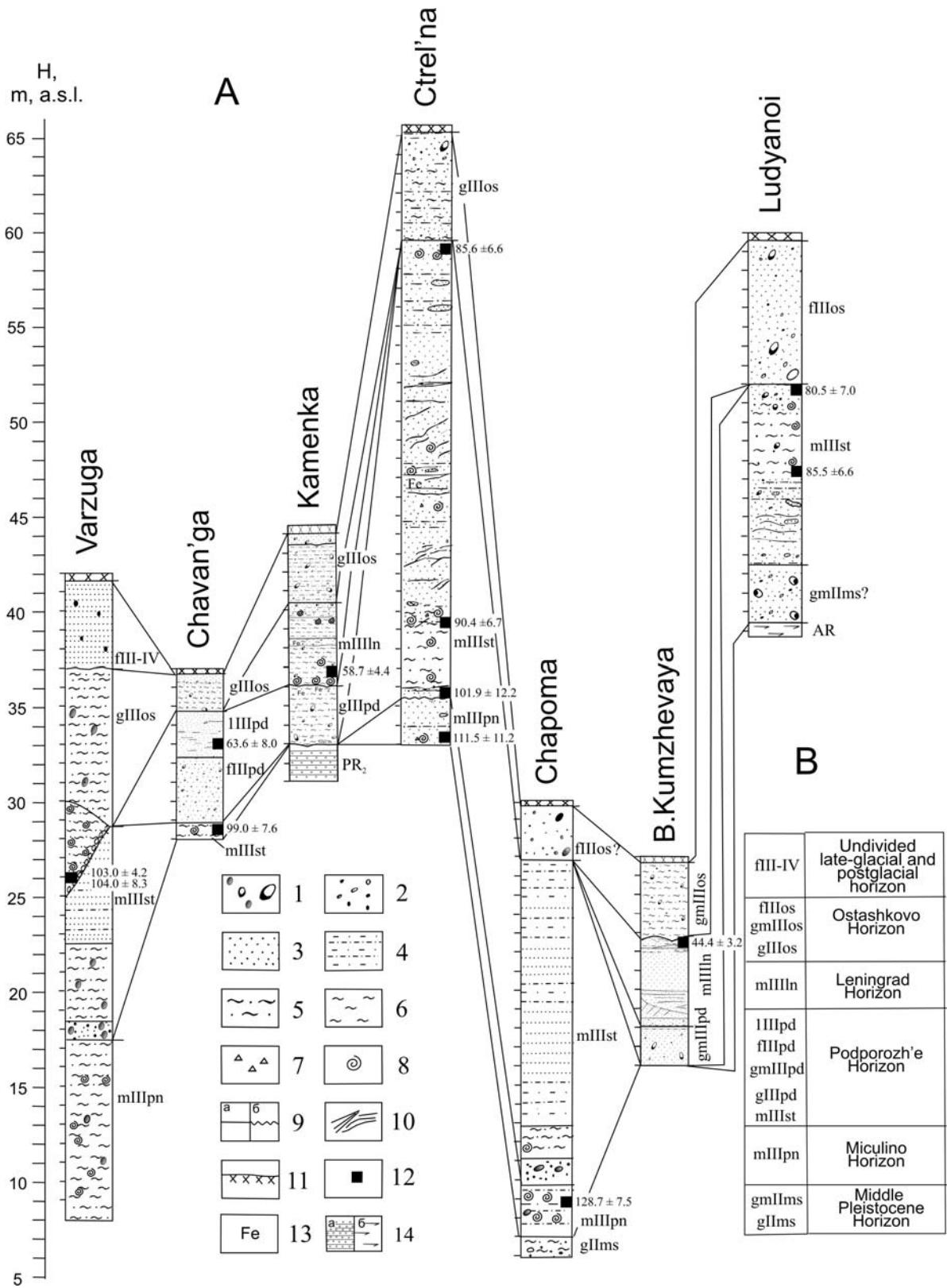


Fig. 2. Geological structure and correlation of examined sections (A) and quaternary stratigraphic scheme of the Kola Peninsula (B). Section location is shown in Fig. 1.

1 - boulders; 2 - gravel and pebble; 3 - sand; 4 - sandy loam; 5 - loam; 6 - clay; 7 - shingle and grus; 8 - detritus and intact molluscan shells; 9 - (a) bed boundaries and (b) erosion surfaces; 10 - structures; 11 - soil; 12 - sampling sites for geochronological dating (numbers designate the sediment age); 13 - ferrugination; 14 - pre-Quaternary sediments; (a) red-colored arkosic sandstones and (b) gneisses.

The ESR/OSL-age of the Ponoï Beds ranges from approximately 120--130 to 100--105 ka. This unit, which is composed of compact clays, loams, sandy loams, and fine-grained sands, is exposed in the lower parts of the examined sections along the Varzuga, Strel'na, and Chapoma rivers (Fig. 2A). It overlies the Moscovian till, which is exposed in the Chapoma River valley at an altitude of 5--7 m. In other sections, the base of this unit is not observed and its roof occurs at 35 masl (Strel'na section). In the Varzuga section, the lower marine sequence occupies a peculiar position: it is probably deformed and occurs immediately beneath the Ostashkovian moraine at 25--30 masl [1].

Paleoecological reconstructions [1--3] demonstrate that the sea basin, where this sequence accumulated, was characterized by a more favorable environment as compared with the modern one. The water salinity was close to the normal one, and its temperature was higher than in the present-day White Sea, which is typical of the first optimum of the Mikulinian (Eemian) Interglacial now correlated with oxygen isotope substage (OISS) 5e. All the data unambiguously indicate the Mikulinian age of the Ponoï Beds, which accumulated during the Boreal transgression.

Two stratigraphically higher marine sequences are depleted in organic remains and composed of shallow-water near-shore and coastal facies. It was previously thought that they form a single unit accumulated during the Middle Valdaian transgression [1], which is correlated with oxygen isotopic stage (OIS) 3 (further in the paper, the Late Pleistocene is subdivided into the first Moscovian--Valdaian interglacial climatic optimum (Eemian Mikulinian OISS 5e), the early Valdai (OISS 5d--OISS 5a) and the Valdai Pleniglacial - early Pleniglacial (OIS 4), middle Pleniglacial (OIS 3) and late Pleniglacial (OIS 2). This subdivision scheme reflects new concepts [5]). The bedding conditions and structural--textural features of upper marine sequences (Fig. 2A), ESR-age of subfossil molluscan shells, and OSL-age of host sediments imply that they formed in the course of low-amplitude transgressions that followed the Boreal transgression.

It is established that the middle marine sequence, traditionally called the Strel'na Beds [1], corresponds to the early Valdai. In the southern Kola Peninsula, the early Valdaian sea appeared no less than 100--80 ka ago as a low-amplitude transgression interrupted by short-term regressions and erosion during interstadial coolings. The early Valdaian sea accumulated intricate sequences of mainly sand, loam, and sandy loam. Paleontological remains enclosed in these sediments indicate ecological conditions close to the modern one or colder [2, 3]. The most complete section of the Strel'na Beds is exposed and studied in the eponymous river valley at the altitude of 35--60 m, where they rest upon the eroded surface of the Ponoï Beds (Fig. 2A). The lower part of the Strel'na Beds, composed of compact loam with abundant molluscan shells, is exposed under fluvioglacial sands near the water level of the Chavan'ga River at the altitude of 29 masl or lower. The Strel'na Beds (loams and sandy loams with molluscan shells, pebbles, boulders, and fine- to medium-grained sands with lenses of coarse-grained varieties) sandwiched between glacial sediments are observed at 42--52 masl near the Ludyanoi Creek mouth. Similar sediments are also recorded along the Varzuga and Chapoma river valleys, where they overlie the eroded surface of the Ponoï Beds (Fig. 2A).

The data obtained correlate with the assumption of a new (Belomorian) transgression phase [6] after short-term regression of the Boreal sea and significant erosion of the relevant sediments. The geological position of the upper Valdaian marine sequence in the examined sections (Fig. 2A; Varzuga, Strel'na, Chapoma, and Ludyanoi sections) indicates that the marine regime in the White Sea existed during the entire period, which correlates with OIS 5. The maximal depth of the sea in the study area did not exceed a few tens of meters. The shoreline of the early Valdaian sea fluctuated within a depth range of approximately 50--100 m above the present-day sea level during transgressions and regressions.

The beginning of the early Valdaian Pleniglacial (OIS 4) was marked by a distinct cooling, which is reflected in the sediments of the glacial paragenetic association in the Chavan'ga, Kamenka, and Bol'shaya Kumzhevaya sections (Fig. 2A). According to the available regional stratigraphic scheme, these sediments correspond to the Podporozh'e glacial horizon [7]. Norwegian scientists [8] established the existence of ice-free environments 150--71 ka ago in the immediate vicinity of the Scandinavian glaciation center. According to computer-based modeling data of Swedish and American researchers, the eastern part of the Kola Peninsula was free of ice of the Scandinavian center until approximately 70 ka ago [9]. The formation of the Podporozh'e glacial horizon in the Terskii Coast of the White Sea was likely related to the development of the Kara glacier, rather than the Scandinavian glacier, in this area during the early Pleniglacial (OIS 4). This assumption is indirectly supported by finds of carbonate rock pebbles and boulders that are unknown in the Kola Peninsula but typical of Paleozoic rocks in the northern Russian Platform [10].

The Podporozh'e Horizon is overlain by the third marine sequence of interglacial origin (according to our geological data and subfossils therein [1, 3, and others]). The obtained geochronological dates point to its Middle Pleniglacial age (OIS 3). The sequence (sands, sandy loams, and loams) is overlain by marine or glaciomarine sediments (Fig. 2A) and correlated with the Leningrad [7] Horizon (Fig. 2B).

Thus, it is established that the geological--stratigraphic position of the Upper Pleistocene marine sediments in the southern Kola Peninsula was determined by development of at least three transgressions. The last transgression predated the Early Pleniglacial continental glaciation. Geochronological data indicate the Mikulinian age of the first transgression, which correlates with the Boreal transgression in the northern East European Plain. This is indicated by the presence of the Ponoï marine beds (Fig. 2B). The second transgression, which correlates with the Strel'na marine bed, has an early Valdaian age (Fig. 2B). These two transgressions were successively developed in the continuously existing sea from 130 to 80--70 ka ago. This period correlates with the entire OIS 5. The marine environment was successively interrupted by glaciation (OIS 4), and the late Pleistocene transgression III 60--40 ka ago was referred to the Middle Pleniglacial (OIS 3). The relevant marine sediments (Leningrad Horizon) are everywhere overlain by the Late Valdaian glacial sediments that make up the Ostashkovichian Horizon (Fig. 2B).

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the Complex Research Program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences "World Ocean," the Russian Foundation for Basic Research (project no. 03-05-96176), the Scientific-Technical Program of the Murmansk district (project no. 2.10), and the Estonian Science Foundation (grant no. 5440).

REFERENCES

1. V. I. Gudina and V. Ya. Evzerov. The stratigraphy and foraminifer of the Upper Pleistocene in the Kola Peninsula. (The British Library Lending Division, 1981).
2. M. K. Grave, V. S. Gunova, E. I. Devyatova, et al. in Main Problems of Anthropozoic Geomorphology and Stratigraphy in the Kola Peninsula. (Nauka, Leningrad, 1969), pp. 25--56 [in Russian].
3. M. A. Lavrova. Quaternary Geology of the Kola Peninsula. (Akad. Nauk SSSR, Moscow, 1960) [in Russian].
4. N. S. Bolikhovskaya and A. N. Molod'kov, *Arkheol., Etnograf. Antropol. Eurazii*, No. 2 (10), 2 (2002).
5. F. Guiter, V. Andrieu-Ponel, J.-L. de Beaulieu, et al. *Quatern. Int.* 111, 59 (2003).
6. M. A. Lavrova, *Trudy Inst. Geol. EstonSSR* 7, 65 (1961) [in Russian].
7. V. D. Tarnogradskii and F. A. Kaplyanskaya, *Sov. Geol.*, No. 6, 3 (1992) [in Russian].
8. S. E. Lauritzen, *Quatern. Res.* 43, 133 (1995).
9. J. O. Naslund, L. Rodhe, J. L. Fastook, and P. Holmlund, *Quatern. Sci. Rev.* 22, 245 (2003).
10. D. R. Zozulya, I. V. Chikirev, O. P. Korsakova, and B. V. Gavrilenko, in *Geology and Ecology of Northwestern Russia: Materials of the 14th Conference of Young Scientists in Commemoration of K.O. Kratz.* (Petrozavodsk, 2003), pp. 41--43 [in Russian].